Caractérisation des propriétés physiques de la surface de Mars à partir de mesures spectro-photométriques orbitales

Jennifer Fernando

▶ **To cite this version:**

Jennifer Fernando. Caractérisation des propriétés physiques de la surface de Mars à partir de mesures spectro-photométriques orbitales. Planétologie et astrophysique de la terre [astro-ph.EP]. Université Paris Sud - Paris XI, 2014. Français. NNT : 2014PA112293 . tel-01152136

HAL Id: tel-01152136

https://theses.hal.science/tel-01152136

Submitted on 15 May 2015

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

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

UNIVERSITÉ PARIS-SUD

École Doctorale 534 :
Modélisation et Instrumentation en Physique, Énergies, Géosciences et Environnement

Laboratoire : Géosciences Paris-Sud

THÈSE DE DOCTORAT

SCIENCES DE L'UNIVERS

par

Jennifer FERNANDO

Caractérisation des propriétés physiques de la surface de Mars à partir de mesures spectro-photométriques orbitales

Date de soutenance : 04/11/2014

Composition du jury :

Directeur de thèse	Dr. Frédéric Schmidt	MCF (GEOPS, Orsay)
Rapporteurs :	Dr. Nicolas Mangold	CNRS (LPGN, Nantes)
	Dr. Bernard Schmitt	CNRS (IPAG, Grenoble)
Examinateurs :	Dr. François Costard	CNRS (GEOPS, Orsay)
	Dr. Sylvain Douté	CNRS(IPAG, Grenoble)
	Dr. Ernst Hauber	Chercheur (DLR, Allemagne)
	Dr. Stéphane Jacquemoud	Professeur (IPGP, Paris)
	Dr. Patrick Pinet	CNRS (IRAP, Toulouse)

Remerciements

Mes premiers remerciements sont pour Frédéric qui m'a donné sa confiance et son aide pour mener à bien ce beau projet.

Je souhaite également remercier les personnes avec qui j'ai pu collaborer au cours de ma thèse. Je pense tout d'abord à mes collaborateurs et amis, Patrick Pinet, Sylvain Douté, Xavier Ceamanos et Yves Daydou qui m'ont fait partager leurs expériences. Un grand merci également à Bernard Schmitt et Olivier Brissaud pour leur accueil lors de ma venue à l'IPAG.

Un énorme merci à l'ensemble de l'équipe planéto et du laboratoire GEOPS pour leur accueil et leur soutien durant ces 3 années.

Je souhaite remercier, François Costard, Sylvain Douté, Ernst Hauber, Stéphane Jacquemoud, Nicolas Mangold, Patrick Pinet et Bernard Schmitt, d'avoir accepté de faire partie de mon jury de thèse et pour les commentaires et discussions, qui ont permis d'enrichir mon manuscrit.

Un grand merci à ma famille et mes amis pour leur soutien et tout particulièrement à Cédric qui a toujours cru en moi.

Merci également à tous les stagiaires, thésards et postdocs que j'ai pu rencontrer avec qui j'ai passé de très bons moments.

Cette thèse a été pour moi l'opportunité de concrétiser le rêve secret d'une petite fille de 7 ans en quête de nouvelles découvertes et d'aventures au-delà des frontières de notre chère planète. Cette expérience m'a apporté beaucoup tant sur le plan professionnel que sur le plan humain et elle n'aurait pas été la même sans vous. Encore merci.

Je souhaite à tout passionné comme moi d'aller jusqu'au bout de leur rêve... L'Univers est un vaste mystère dont il reste tant de chose à explorer...

Résumé

Depuis leur formation, les surfaces des corps de notre Système Solaire montrent une diversité étonnante. Cette diversité est le reflet des processus géologiques qui ont modelé les surfaces planétaires au cours du temps. Parmi les objets du Système Solaire, Mars constitue un objet particulièrement intéressant car il présente de nombreuses similitudes avec notre planète.

La minéralogie de la surface de Mars est bien documentée. Cependant, on dispose de peu d'information sur les paramètres physiques des matériaux qui sont également des traceurs des processus géologiques. Un des objectifs de cette thèse est de développer et de valider un outil permettant leur détermination à partir de techniques d'investigation spatiale depuis l'orbite et d'interpréter les résultats.

Pour cela, une approche basée sur la photométrie, qui étudie les propriétés de diffusion des matériaux de surface, a été développée et validée. Ces propriétés de diffusion dépendent de la composition mais aussi des propriétés physiques des matériaux comme la taille, la forme, la structure interne, la rugosité des grains et la rugosité de la surface. Les données hyperspectrales multi-angulaires CRISM (Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars) à bord de la sonde Mars Reconnaissance Orbiter (11 images prises à des angles d'émergence variés) ont été utilisées, permettant de contraindre le comportement de diffusion des matériaux de surface. Tout d'abord, les données sont corrigées de la contribution atmosphérique à l'aide de l'algorithme nommée MARS-ReCO (Multi-angle Approach for Retrieval of Surface Reflectance for CRISM Observations), développé en collaboration avec Xavier Ceamanos et Sylvain Douté (IPAG) au cours de la thèse. Puis, les données de réflectance de surface à différentes géométries sont analysées en inversant à l'aide d'une approche bayésienne le modèle photométrique de Hapke qui décrit le transfert radiatif en milieu granulaire. Ce modèle dépend de six paramètres photométriques de surface (e.g., albédo de diffusion, fonction de phase, rugosité macroscopique de la surface), reliés aux propriétés physiques des matériaux comme la taille, la structure interne, la forme, la rugosité des grains, et la rugosité de la surface.

Une première application a été menée au niveau des sites d'atterrissage des rovers de la mission Mars Exploration Rover, où des données orbitales et in situ sont disponibles. Ces dernières sont utilisées comme vérité terrain pour valider les interprétations des paramètres photométriques estimés. Dans ce travail, des cartes des paramètres photométriques ont été fournies le long et autour du trajet des rovers permettant d'avoir accès aux informations des propriétés des matériaux sur une étendue plus importante que les données in situ. Une interprétation de chacun des paramètres et un lien aux propriétés physiques et aux processus géologiques ont été fournis. Les résultats montrent des propriétés de diffusion variés au sein d'une observation CRISM (10x10km) suggérant que les surfaces sont contrôlées par des processus géologiques plus locaux (e.g., processus éoliens, fragmentation de la croûte par impact).

Une dernière partie se focalise sur la détermination des propriétés de diffusion des matériaux de surface de différents terrains géologiques formés dans des contextes différents. Le but est d'identifier les variabilités des propriétés de diffusion à travers Mars.

Abstract

Planetary surfaces show an incredible diversity while they share a common origin. This diversity is created by the geological processes responsible to the surface formation and evolution. Among the telluric bodies, Mars is an interesting target because Mars and the Earth have similarities.

Even if the geomorphology and the mineralogy are well-known, the information about the Martian surface physical properties (e.g., grain size, grain shape, roughness, internal structure, regolith porosity and surface roughness) remain still unknown, while the physical properties are important tracers of the geological processes.

One of the possibility to estimate the surface physical properties is to study the manner in which the solar light is redistributed in all the space directions (also called the scattering behavior) which depends on the material composition but also the physical properties such as the grain mean size, shape, internal structure, and the surface roughness / porosity. This technique is called photometry. The spectro-imager CRISM (Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars) on-board MRO (Mars Reconnaissance Orbiter) provides hyperspectral multi-angular observations which gives us access to the characterization of the surface scattering behavior at about 200m/pixel. The main objective is to observe the spatial variations of the surface scattering properties and the photometric parameters as a function of geological units.

The methodology I employ is based on the estimation of the surface photometric parameters in term of surface physical properties. After an atmospheric correction (mineral aerosols) by the Multi-angle Approach for Retrieval of the Surface Reflectance from CRISM Observations (MARS-ReCO) developed in collaboration with Xavier Ceamanos and Sylvain Douté (IPAG, France), I analyze the surface reflectance taken at varied geometries by inverting the Hapke photometric model depending on six parameters (single scattering albedo, 2-term phase function, macroscopic roughness and 2-term opposition effects parameters) in a Bayesian framework. The algorithm for the correction for the aerosols and the methodology for the estimates of surface photometric parameters have been validated by comparing the results from orbit to the in situ photometric measurements from Mars Exploration Rover (MER) rovers.

The MER landing sites located at Gusev Crater and Meridiani Planum provide an excellent opportunity to ground truth and validate the interpretation of derived Hapke photometric parameters as both orbital and in situ data are readily available over numerous geological terrains. Orbital results are consistent with the in situ observations. In my work, I mapped the surface scattering properties in and around the rover path, providing extended information over a wider area. Significant variations in the scattering properties are observed inside a CRISM observation (10x10km) suggesting that the surfaces are controlled by local geological and climatic processes.

The last part of the PhD thesis focuses on the estimation of the surface photometric parameters of different Martian geological terrains under different contexts (e.g. sedimentary, volcanic terrains), in order to identify variabilities in the scattering properties

Table des matières

Introduction **4**

1 Processus géologiques et propriétés physiques de la surface de Mars : contexte, problématiques et enjeux **4**

1.1 Surface de Mars : État des connaissances et enjeux 5

1.1.1 Généralités 5

1.1.2 Caractéristiques morphologiques 6

1.1.3 Caractéristiques minéralogiques 13

1.1.4 Chronologies des événements depuis sa formation jusqu'à aujourd'hui 19

1.1.5 Enjeux de la caractérisation de la surface de Mars 23

1.2 Propriétés physiques des surfaces planétaires 24

1.2.1 Définitions 24

1.2.2 Lien entre propriétés physiques et processus géologiques : exemples 33

1.3 Techniques d'investigations 36

1.3.1 Techniques orbitales 37

1.3.1.1 Inertie thermique 37

1.3.1.2 Photométrie 43

1.3.2 Techniques in situ 50

1.3.2.1 Imagerie 51

1.3.2.2 Contact avec la plaque Mossbauer 54

1.3.2.3 Abrasion par l'instrument RAT 54

1.3.2.4 Traces et tranchées par les roues du rover 55

1.3.2.5 Inertie thermique 56

1.3.2.6 Photométrie 57

2 Transfert radiatif en milieu granulaire dans la gamme VNIR : théories analytiques et état de l'art des études expérimentales et numériques **58**

2.1 Théorie analytique 59

2.1.1 Interaction avec un grain isolé 59

2.1.1.1 Principe 59

2.1.1.2 Extinction 60

2.1.1.3 Albedo de diffusion simple . . . 60
2.1.1.4 Fonction de phase . . . 62
2.1.2 Interaction avec un matériau granulaire . . . 64
2.1.2.1 Principe . . . 64
2.1.2.2 Conventions géométriques . . . 66
2.1.2.3 Grandeurs radiométriques . . . 67
2.1.2.4 Équation du transfert radiatif dans les milieux granulaires . . . 69
2.1.2.5 Modélisations analytiques . . . 72
2.2 État de l'art des études photométriques expérimentales et numériques sur la signification des paramètres photométriques . . . 78
2.2.1 Études à partir de grains isolés . . . 78
2.2.1.1 Expériences de laboratoire . . . 78
2.2.1.2 Expériences numériques . . . 80
2.2.2 Études à partir de matériaux granulaires . . . 89
2.2.2.1 Expériences de laboratoire . . . 89
2.2.2.2 Expériences numériques . . . 100
2.3 Étude numérique sur l'influence des mélanges de matériaux sur la courbe de phase globale . . . 104
2.3.1 Description du modèle et hypothèse de travail . . . 106
2.3.2 Résultats des simulations numériques . . . 108
2.3.2.1 Mélanges spatiaux . . . 108
2.3.2.2 Mélanges intimes . . . 110
2.3.2.3 Mélanges en couche . . . 112
2.3.3 Synthèse . . . 114
2.4 Synthèse et discussion sur le choix du modèle photométrique . . . 115

3 Méthodologie **122**
3.1 Imageur hyperspectral multi-angulaire CRISM . . . 123
3.1.1 Principe de la spectro-imagerie . . . 123
3.1.2 Objectifs de l'instrument CRISM . . . 124
3.1.3 Design et fonctionnement général . . . 125
3.1.4 Modes d'acquisition et types de données associés . . . 126
3.2 Correction de la contribution des aérosols minéraux et estimation de la réflectance de surface . . . 130
3.2.1 Motivations . . . 130
3.2.2 Description de l'algorithme MARS-ReCO . . . 131
3.3 Estimation des paramètres photométriques de surface . . . 134
3.3.1 Modèle direct . . . 134
3.3.2 Inversion du modèle direct . . . 134
3.3.2.1 Objectifs . . . 134

3.3.2.2 Méthodes de résolution . . . 134
3.3.2.3 Choix de la méthode de résolution : inversion bayésienne . . . 137
3.3.3 Critères d'évaluation de la précision de l'estimation et estimateurs de la solutions 140
3.4 Influence de l'échantillonnage de la réflectance bidirectionnelle sur la détermination des paramètres . . . 141
3.4.1 Motivations . . . 141
3.4.2 Données simulées . . . 142
3.4.3 Résultats . . . 144
3.4.3.1 Quelques cas extrêmes . . . 146
3.4.3.2 Synthèse des tests de sensibilité . . . 151
3.4.3.3 Apport de la fusion de plusieurs observations de type CRISM . . . 157
3.4.4 Synthèse . . . 158
3.5 Application et validation de la méthode . . . 159
3.5.1 Stratégies et choix des sites d'étude . . . 159
3.5.2 Sélection des observations CRISM . . . 160
3.5.3 Intégration des données multi-angulaires CRISM . . . 163
3.5.4 Combinaison des différentes observations CRISM et régions d'intérêt . . . 164
3.5.5 Adaptation de la méthodologie aux données multi-angulaires CRISM . . . 165
3.5.5.1 Profondeur optique des aérosols minéraux . . . 165
3.5.5.2 Paramètres photométriques de Hapke . . . 167
3.5.6 Étude du site d'atterrissage de MER-Spirit à Gusev Crater . . . 168
3.5.6.1 Analyses des paramètres photométriques estimés . . . 169
3.5.6.2 Validation . . . 175
3.5.7 Étude du site d'atterrissage de MER-Opportunity à Meridiani Planum . . . 183
3.5.7.1 Analyses des paramètres photométriques estimés . . . 183
3.5.7.2 Validation . . . 187
3.5.8 Apport de l'hypothèse non-lambertienne de la surface . . . 196

4 Caractérisation et cartographie des propriétés physiques de la surface de Mars : application aux sites d'atterrissage des rovers MER-Spirit et MER-Opportunity 200

4.1 Méthodologie . . . 201
4.1.1 Sélection des observations CRISM . . . 201
4.1.2 Traitement des données . . . 201
4.1.3 Sélection des résultats pertinents . . . 203
4.2 Cartes photométriques CRISM . . . 204
4.2.1 Site d'atterrissage du rover MER-Spirit à Gusev Crater . . . 204
4.2.1.1 Sélection des observations CRISM . . . 204
4.2.1.2 Contexte géologique et zones d'étude . . . 205
4.2.1.3 Paramètres photométriques des matériaux de surface . . . 207

4.2.2 Site d'atterrissage du rover MER-Opportunity à Meridiani Planum 215
4.2.2.1 Sélection des observations CRISM 215
4.2.2.2 Contexte géologique et zones d'étude 215
4.2.2.3 Paramètres photométriques des matériaux de surface 220
4.3 Interprétation photométrique 230
4.3.1 Densité de diffuseurs internes 230
4.3.2 Mélanges 231
4.4 Relations avec les processus géologiques 241
4.4.1 Gusev crater 241
4.4.2 Meridiani Planum 242
4.5 Conclusion 246

5 Photométrie de surface pour différents contextes géologiques martiens 248
5.1 Répartition des observations multi-angulaires CRISM pour l'étude photométrique . 249
5.2 Étude photométrique des matériaux riches en minéraux associés à l'activité de l'eau . 253
5.2.1 Sélection des observations 253
5.2.2 Résultats photométriques 258
5.2.2.1 Dépôts de sels et matériaux granulaires basaltiques éoliens dans la région de Terra Sirenum 258
5.2.2.2 Dépôts sédimentaires détritiques dans des bassins sédimentaires riches en phyllosilicates dans le cratère Holden 262
5.2.2.3 Dépôts sédimentaires détritiques dans des bassins sédimentaires riches en phyllosilicates dans le cratère Eberswalde 268
5.2.2.4 Affleurements de roches riches en phyllosilicates, témoin d'une altération supergène et manteau granulaire riche en pyroxènes de la région de Mawrth Vallis 272
5.2.2.5 Affleurements de roches riches en phyllosilicates dans les paléo-lacs de la région de Eridania Basin 276
5.2.2.6 Affleurements de roches riches en phyllosilicates dans les plaines noachiennes et de roches basaltiques 280
5.2.2.7 Affleurements de roches riches en sulfates hydratés et matériaux granulaires basaltiques éoliens dans la région de Capri Mensa dans Valles Marineris 283
5.3 Synthèse et discussion 287

Conclusions et perspectives 301

Bibliographie 328

Annexes 329

Introduction

Depuis leur formation au sein du disque protoplanétaire, les corps solides de notre Système Solaire (e.g., planètes, satellites, astéroïdes, comètes) sont caractérisés au premier abord par une diversité étonnante alors qu'ils partagent une origine commune. Cette diversité est due aux différents processus endogènes (e.g. accrétion et différenciation, volcanisme, tectonique, atmosphérique, altération physico-chimique) et exogènes (e.g. bombardements météoritiques, space weathering, insolation) qui ont affectés et modifiés les surfaces planétaires depuis leur formation. La Terre notamment apparaît comme une planète avec des singularités dont il faut étudier l'origine afin de mieux comprendre son évolution. Pour cela, les autres corps du Système Solaire (planètes, satellites, astéroïdes, comètes) constituent des éléments essentiels pour mieux étudier la formation de notre planète et prédire son évolution.

Parmi les planètes telluriques, Mars constitue une cible particulièrement intéressante. En effet, Mars et la Terre présentent des similarités comme la présence d'une atmosphère, d'une hydrosphère, d'une cryosphère et d'une lithosphère avec des échanges entre ces différentes enveloppes. Un des objectifs de ce travail de thèse est de comprendre comment les processus géologiques et climatiques ont impacté l'évolution de Mars au cours du temps. Même si la géomorphologie et la minéralogie sont largement étudiées depuis l'orbite grâce aux techniques d'imagerie et de spectroscopie, l'information sur les propriétés physiques des matériaux (e.g. taille, forme, structure interne des grains, porosité du régolithe, rugosité de surface) reste encore mal connue alors que ces propriétés physiques sont d'importants traceurs des processus géologiques.

Les propriétés physiques des matériaux permettent de donner des informations clés sur les différentes processus de formation et d'évolution des roches : la cristallisation et la mise en place d'un magma, l'érosion et l'altération de roches endogènes et exogènes, le transport et la sédimentation de matériaux meubles, la diagénèse et le métamorphisme des matériaux de surface. Les propriétés physiques des matériaux constituent donc un jeu de données complémentaires aux autres données existantes pour la reconstruction de l'histoire géologique des corps planétaires. De plus, ces paramètres, et notamment l'information sur la rugosité de surface, nous fournissent des contraintes quantitatives indispensables pour la sélection des futurs sites d'atterrissage et la mobilité des véhicules robotisés.

La photométrie étudie la redistribution de l'énergie lumineuse dans toutes les directions de l'espace, qui dépend à la fois des directions d'éclairement et d'observation. La redistribution de l'énergie dépend des propriétés de la surface, comme la composition minéralogique, mais aussi des propriétés

physiques des matériaux, supposés ici comme granulaires. Ces matériaux granulaires sont décrits à l'échelle macroscopique par la rugosité et la porosité du régolithe, et à l'échelle microscopique des grains constitutifs, par la taille, la forme, la structure interne et la rugosité moyenne des grains. Les modèles photométriques qui décrivent le transfert radiatif en milieu granulaire, permettent de simuler le comportement de diffusion du rayonnement solaire par les matériaux de surface avec des paramètres photométriques liés aux propriétés physiques des matériaux.

Grâce à une comparaison entre les simulations et les mesures de la surface prises à différentes géométries d'acquisition, il est possible de caractériser l'état physique de la surface par télédétection.

Depuis 2006, le spectro-imageur CRISM (Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars) à bord de la sonde Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) acquiert des données hyperspectrales multiangulaires permettant d'accéder aux comportements de diffusion des matériaux de la surface de Mars. L'objectif principal de ma thèse est de dresser des cartes des paramètres photométriques en analysant les jeux de données multiangulaires CRISM. Le but final de ma thèse est d'identifier et de caractériser les processus géologiques ayant formés ou/et modifiés la surface martienne, en donnant un sens physique aux cartes photométriques ainsi établies.

Le premier chapitre a pour but de présenter l'état des connaissances de la surface de Mars, de définir les propriétés physiques des matériaux et de rappeler les techniques d'investigations orbitales et in situ utilisées pour la caractérisation de l'état physique de la surface martienne. Tout d'abord, une description des caractéristiques géomorphologiques et minéralogiques de la surface ainsi qu'une synthèse sur la chronologie des événements géologiques sont présentées permettant de définir les enjeux de la caractérisation physiques de la surface de Mars. Les propriétés physiques des matériaux sont définies dans ce chapitre et des exemples montrant l'intérêt de leur détermination pour la caractérisation des processus géologiques sont également présentés. Pour finir, je donne un aperçu des principales techniques spatiales pour la détermination des propriétés physiques des matériaux de surface.

Le second chapitre introduit les bases fondamentales du transfert radiatif en milieu granulaire dans le visible et le proche-infrarouge (VNIR) de l'échelle de la particule à l'échelle de la surface. Plus particulièrement, les théories analytiques qui décrivent le transfert radiatif en milieu granulaire sont présentées dans ce chapitre. Une synthèse des études photométriques expérimentales de laboratoire et numériques est également exposée constituant un support indispensable pour l'interprétation des données multiangulaires CRISM. Pour compléter les études précédentes, je présente une nouvelle étude numérique sur l'influence des mélanges de matériaux sur la courbe de phase globale. En effet, les surfaces planétaires sont composées de mélanges de différents matériaux (intime, spatial, en couche) et par conséquent, le signal mesuré depuis l'orbite est un signal complexe provenant de différents composants de la surface étudiée. Il est donc nécessaire de pouvoir comprendre et connaître le type de particules qui dominent le comportement de diffusion global dans un mélange. Cette étude est à la fois utile pour l'interprétation des comportements photométriques des corps planétaires mais aussi pour les données spectro-photométriques de laboratoire. Pour finir, les différents objectifs de la thèse sont présentés au regard des chapitres 1 et 2 .

Le troisième chapitre est consacré dans un premier temps à la présentation de la méthodologie développée pendant la thèse, dédiée à l'analyse des données multiangulaires CRISM. Cette méthodologie comprend une correction de la contribution atmosphérique afin d'estimer les réflectances de surface à différentes géométries d'observation. Ces dernières sont utilisées pour estimer les paramètres photométriques de surface en inversant un modèle photométrique à l'aide d'une approche bayésienne, une approche utilisable pour n'importe quel jeu de données photométriques spatiales ou de laboratoire. Dans un second temps, je présente une étude sur l'influence de l'échantillonnage et de la diversité géométrique des données photométriques sur l'estimation des paramètres photométriques. Le but de ce travail est de définir les configurations géométriques permettant d'estimer précisément le jeu de paramètres photométriques. Cette étude sera utile pour les futures études à partir des données spatiales et de laboratoire mais aussi pour estimer la validité des études antérieures. Pour finir, une validation de la méthode en comparant les résultats photométriques estimés à partir de l'instrument CRISM avec ceux estimés à partir des données in situ sur les sites des rovers Mars Exploration Rovers (MER) clôt ce chapitre.

Le quatrième chapitre présente une application directe de la méthodologie présentée en Chapitre 3 au niveau des sites des MER à Gusev Crater et Meridiani Planum, où des observations orbitales et in situ sont disponibles. Des cartes photométriques de la surface sont créées pour étudier les variations spatiales des propriétés de diffusion à la résolution spatiale de CRISM, soit environ 200m/pixel. Les résultats sont comparés aux observations in situ (imagerie et photométrie), utilisées comme appui aux interprétations ; aux observations orbitales, mais aussi à des simulations numériques, afin de mieux caractériser les processus géologiques de la région.

Le dernier chapitre explore différents contextes géologiques où des minéraux formés en présence d'eau ont été détectés. Ce travail a pour but d'identifier et caractériser les matériaux pour mieux comprendre leurs mécanismes de formation et d'évolution. La diversité des paramètres photométriques mise à jour, et donc des propriétés physiques de surface, est le reflet de la complexité des processus géologiques à l'oeuvre sur la Planète Rouge.

Chapitre 1

Processus géologiques et propriétés physiques de la surface de Mars : contexte, problématiques et enjeux

1.1 Surface de Mars : État des connaissances et enjeux

1.1.1 Généralités

Mars (Figure 1.1) est le 4ème corps du Système Solaire interne et se situe à 1.5 UA soit 228 116 km en moyenne du Soleil et reçoit donc 2.25 fois moins de flux solaire que la surface de la Terre. La planète effectue sa révolution en deux années terrestres environ. Le rayon équatorial de Mars est de 3396 km soit à peine la moitié de celui de la Terre. Sa masse volumique est de 3.93 $g.cm^{-3}$ et sa gravité est de 3.72 $m.s^{-2}$ soit 0.38 fois celle de la Terre.

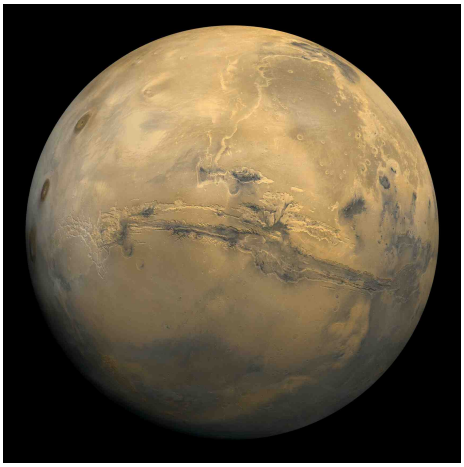


FIGURE 1.1 – La planète Mars (image de la sonde Viking) (credit : Nasa/JPL).

Mars possède une atmosphère ténue (env. 6 mbar) principalement composée de 95% de dioxyde de carbone, 3% d'azote, 1.6% d'argon, 0.1% d'oxygène et des traces d'autres composés comme la vapeur d'eau (0.03%). Cette faible atmosphère ne permet pas de maintenir un effet de serre créant de forts contrastes de températures entre le jour et la nuit. De plus, la température de surface est relativement basse, variant de 145 à 300 K, impliquant un climat de type glaciaire. Pour finir, les conditions de pression et de température et la faible quantité de vapeur d'eau ne permettent pas aujourd'hui à l'eau liquide d'être stable à la surface de Mars.

Au rythme des saisons, le CO_2 et la vapeur d'eau atmosphérique se condensent alternativement dans chaque calotte polaire saisonnière. Jusqu'à 30% de l'atmosphère est ainsi piégée. Ce phénomène de condensation et de sublimation d'une calotte polaire à une autre a des répercutions sur la circulation atmosphérique et crée des variations saisonnières sur la masse totale de l'atmosphère impactant donc sur la pression de la surface martienne. L'atmosphère martienne contient également des particules fines de poussières (aérosols minéraux) en suspension. Leur quantité varie au cours des saisons et des années car celles-ci sont mobilisées et transportées dans l'atmosphère lors des tempêtes pouvant être globales, saturant l'atmosphère pendant plusieurs mois.

Compte-tenu de sa taille intermédiaire, Mars a connu dans son histoire, une activité géologique importante. L'absence de tectonique de plaque combinée à une faible érosion de sa surface ont permis de la préserver. Certains terrains datent de plus de 4 Ga, période où la vie s'est développée à la

surface de notre planète dont les traces de cette période ont été effacées.

Dans ce qui suit, je présente les caractéristiques morphologiques et minéralogiques de la surface de Mars et la chronologie des événements depuis sa formation.

1.1.2 Caractéristiques morphologiques

De nombreuses missions spatiales en orbite et in situ ont permis d'accéder à des fins détails de la surface à l'échelle globale mais aussi à l'échelle locale permettant de dresser l'histoire géologique de la planète.

La Figure 1.2a représente une carte de la surface de Mars acquise par l'instrument Mars Orbiter Camera (MOC) à bord de Mars Global Surveyor (MGS) (*Malin and Edgett*, 2001). Les clichés montrent une surface de couleur rougeâtre et " claire " expliquée par la présence d'oxyde de fer III (Fe_2O_3) dans les matériaux de la surface. Les gaz de CO_2 et d'H_2O constituent des sources en oxygène qui réagissent avec le fer des minéraux de surface en l'oxydant. Des surfaces plus " sombres " sont également observables tantôt recouvertes ou balayées de ces matériaux rougeâtres qui semblent être mobilisés au cours du temps. À bord de la sonde MGS, l'altimètre Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) permet de déterminer l'altitude du relief (*Smith et al.*, 1999). La distance est déterminée en mesurant le temps parcouru d'un aller-retour d'un pulse laser de l'instrument à la surface du corps étudié. Connaissant la vitesse du pulse, la position et l'attitude de la sonde et de l'instrument, il est possible de déterminer la distance parcourue à un endroit donné de la surface. Une carte globale de la topographie de la surface martienne a été acquise (Figure 1.2b). La première observation frappante est cette dichotomie dans sa structure crustale entre l'hémisphère nord et l'hémisphère sud. La portion sud de cette frontière est un terrain extrêmement cratérisé indiquant que la surface est relativement ancienne et présente un relief avec des altitudes relativement plus élevées que la moyenne. On observe deux grands bassins qui sont Argyre et Hellas présentant des fonds avec des altitudes négatives. La portion nord de cette frontière est peu cratérisée et est donc plus jeune que les terrains de l'hémisphère sud. La surface est composée : (i) d'une vaste plaine lisse présentant des valeurs d'altitudes inférieures à la moyenne et (ii) d'une région volcanique localisée sur un haut plateau nommée le dôme de Tharsis comprenant des volcans boucliers dont le plus grand volcan du Système Solaire, le Mont Olympus (env. 500 km de diamètre et 21 km de haut). À la limite de la frontière, se trouve une faille tectonique formant un canyon de près de 4000 km de long et de 7 km de profondeur nommé Valles Marineris, débutant au niveau du dôme de Tharsis et débouchant vers les plaines du nord. Cette cicatrice s'est probablement formée par extension à la suite de la mise en place du dôme de Tharsis qui a créé un bombement de la croûte par son poids (*Scott and Tanaka*, 1986; *Schultz*, 1998).

L'ensemble des images des différentes missions a révélé une diversité extraordinaire de morphologies et notamment de structures suggérant que l'eau liquide ait pu coulée à sa surface. Des morphologies similaires avec celles observées sur Terre montrent une histoire géologique de Mars riche et complexe. Ce qui suit est un résumé de quelques morphologies significatives rencontrées.

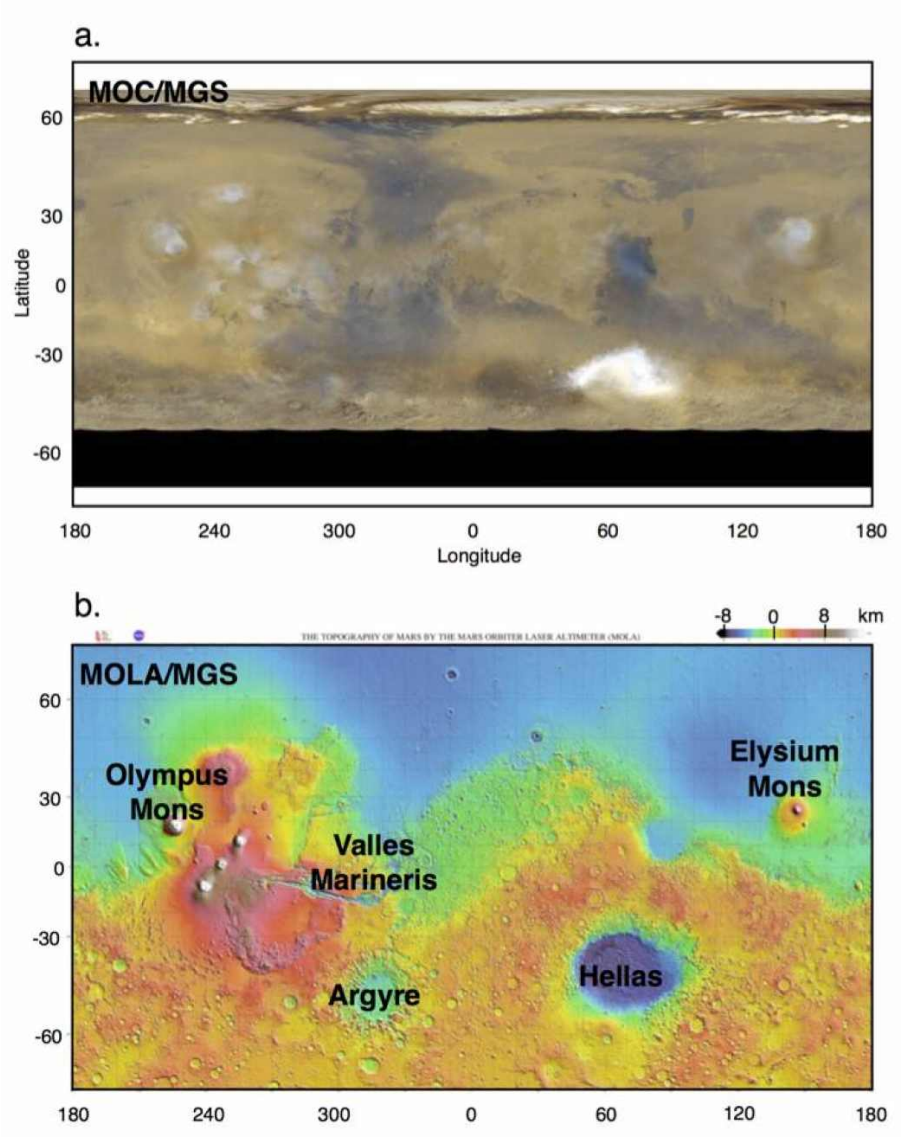


FIGURE 1.2 – Cartes globales de la surface de Mars. (a) Carte issue des images MOC/MGS (Malin Space Science Systems, MSSS) (credit : NASA / MOC science team), (b) carte issue des données altimétriques MOLA/MGS (credit : NASA - MOLA science team).

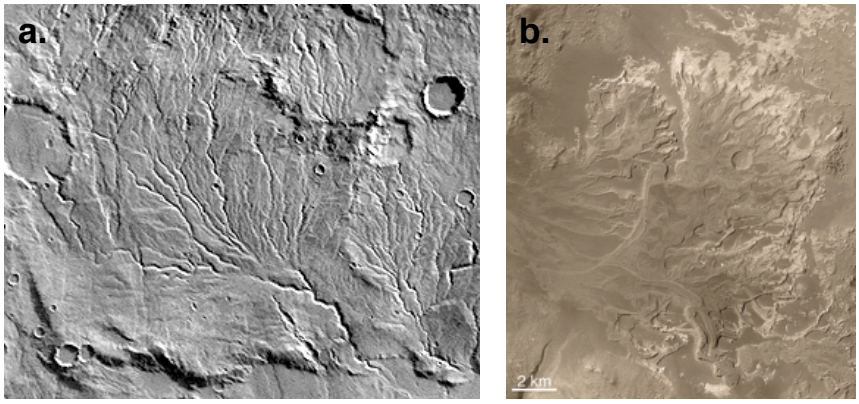


FIGURE 1.3 – Témoins d'une activité hydrologique passée. (a) Réseaux fluviatiles (photo : 200 km de large, image de la sonde Viking, credit : NASA) et (b) delta à relief inversé dans le cratère Eberswalde (image de la sonde MGS) (credit : NASA).

Réseaux dendritiques et lacs, témoins d'une activité hydrologique passée. L'une des grandes surprises de la mission Mariner 9 en 1972 est la découverte de vallées incisées asséchées correspondant à d'anciens lits de rivières (vallées fluviatiles). La plupart des vallées sont observées sur les hauts plateaux noachiens (env. 95%)(*Baker*, 1982; *Craddock and Howard*, 2002; *Ansan et al.*, 2008; *Fassett and Head*, 2008) (Figure 1.3a). Ces vallées présentent un grand nombre de ramifications formant des réseaux qualifiés de dendritiques, avec une densité de ramifications similaire à celle de la Terre (*Baker*, 1982; *Mangold et al.*, 2004b). L'eau liquide semble être l'agent responsable de ces morphologies. Cependant le mécanisme d'érosion responsable de ces structures morphologiques est encore mal connu. Deux hypothèses existent dans la communauté scientifique : (i) le sapement dû à des sources souterraines (*Carr and Clow*, 1981; *Carr*, 1996; *Gulick*, 2001) et (ii) le ruissellement d'eau (e.g. *Craddock and Howard*, 2002; *Mangold et al.*, 2004b). De plus, un grand nombre de cratères d'impact semble avoir connu des épisodes temporaires d'activités fluviatiles et lacustres (*Fassett and Head*, 2008). En effet, le fond de ces cratères présente des fines couches stratifiées de matériaux sombres et claires correspondant à des matériaux sédimentaires (Figure 1.3b). Ces matériaux sont généralement transportés par des réseaux qui débouchent dans le cratère formant des dépôts alluviaux (Figure 1.3b). Ces structures ont probablement été recouvertes puis mises à l'air libre par érosion au cours du temps.

Volcans, plaines et rivières, témoins d'une activité volcanique. L'une des particularités de Mars est la présence de volcans à sa surface témoignant d'une activité volcanique intense (*Carr*, 1973; *Greeley and Spudis*, 1981). Les édifices volcaniques les plus spectaculaires sont les volcans du dôme de Tharsis. Cette région est caractérisée par des vastes volcans, comme Arsia Mons, Pavonis Mons, Ascreus Mons et le plus grand du Système Solaire, le Olympus Mons (Figure 1.4a). Ce dernier mesure plus de 500 km de diamètre et 21 km de haut. Ces édifices correspondent à l'empilement de coulées de laves successives lié à la remontée d'un magma situé en profondeur. Ces pentes très faibles (inférieures à 6°) indiquent des laves plutôt fluides et typiques des volcans-boucliers comme les volcans hawaiiens

FIGURE 1.4 – Témoins d'une activité volcanique passée. Images de (a) Olympus Mons (images de synthèse à partir des images de la sonde Viking) (credit : NASA), de (b) rivières (images THEMIS) (credit : NASA/JPL-Caltech/Arizona State University) et de (c) plaines volcaniques (images THEMIS) (credit : NASA/JPL-Caltech/Arizona State University).

sur Terre (*Carr*, 1973). Cependant, ce qui le différencie des volcans boucliers terrestres, c'est ces dimensions. Cette différence est expliquée par une faible gravité, une pression atmosphérique plus faible et l'absence de tectonique de plaque sur Mars dont les différentes coulées se sont superposées au cours du temps alors que sur Terre, les différents événements sont répartis sur différents édifices volcaniques formant des archipels. Ils possèdent au sommet des caldeiras emboitées témoignant de l'effondrement successif de la chambre magmatique dû à son vidange. D'autres édifices volcaniques, plus anciens que les volcans-boucliers de Tharsis, sont visibles près de Tharsis (Apollinaris et Alba Paterae) et dans la région d'Elysium (Hadriaca, Tyrrhena et Amphitrites Paterae). Ils présentent une caldeira centrale et leurs flancs sont recouverts de chenaux. Certains de ces volcans (Apollinaris et Alba Paterae) ont connu un volcanisme de type explosif provoqué par la rencontre entre la chambre magmatique et l'eau souterraine créant un volcanisme de type hydrothermal. Un volcanisme de type effusif aurait suivi la phase explosive. L'activité de ces volcans est observée par la présence de rivières (e.g., Tharsis, Elysium, Hellas Planitia et Syrtis Major) (Figure 1.4b) et de plaines de lave (Figure 1.4c), souvent issues de fissures ou de failles (e.g., Utopia, Acidalia, Lunae Planum) (*Carr*, 1973; *Greeley and Spudis*, 1981).

Failles, témoins d'une activité tectonique. Alors que sur Mars, la tectonique des plaques est absente, cependant la planète est active tectoniquement. De nombreuses structures tectoniques compressives (rides compressives) et extensives (graben, rifts) sont visibles à la surface de Mars et sont souvent liées à une activité volcanique. L'une des structures spectaculaires observables sur Mars est Valles Marineris (Figure 1.5), un canyon de plus de 4000 km de long et de 7 km de profondeur, formée à la suite du bombement et l'épaississement de la croûte lors de la mise en place du dôme de Tharsis (*Scott and Tanaka*, 1986; *Schultz*, 1998). Ce canyon est un système de failles parallèles formé d'un ensemble de fossés d'effondrement avec des failles normales orientées radialement par rapport au centre du dôme et des failles inverses observées de façon concentrique au bombement.

Pergélisols, témoins de bouleversements climatiques. Actuellement, la température moyenne annuelle martienne à la surface de Mars est nettement inférieure à 0°C (environ -55°C). Des struc-

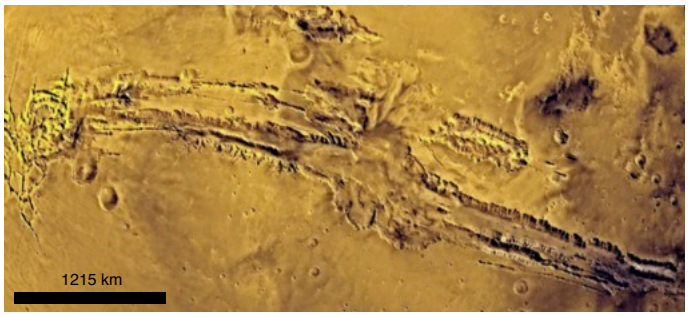


FIGURE 1.5 – Témoins d'une activité tectonique passé. Images de Valles Marineris (Viking) (credit : NASA).

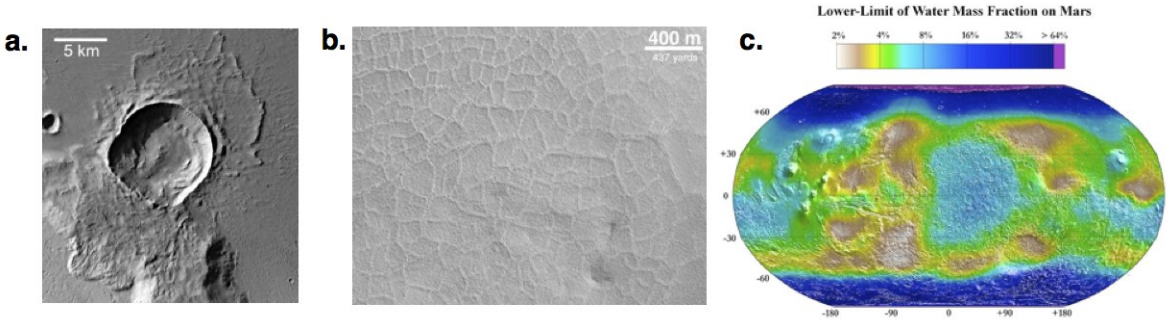


FIGURE 1.6 – Témoins d'un pergélisol dans le sous-sol martien. (a) Cratères à éjecta lobé (credit : ESA/DLR/FU Berlin), (b) polygones de contraction thermique (image MOC/MGS) (credit : NASA/JPL/MSSS/ASU), (c) carte de la teneur en eau équivalent obtenue à partir des données GRS/Mars Odyssey (*Feldman et al.*, 2004) (credit : NASA/JPL/Los Alamos National Laboratory).

tures morphologiques indiquent que de la glace s'y trouve en profondeur. Des cratères à éjectas avec des formes " lobées " (Figure 1.6a) indiquent une fluidification des éjectas lors de l'impact due à la présence de volatils dans le sous-sol (*Mouginis-Mark*, 1981; *Costard, F.*, 1989; *Barlow and Bradley*, 1990). Des polygones de contraction thermique (Figure 1.6b) indiquent la présence d'un sol gelé cimenté par de la glace (*Mellon*, 1997; *Mangold et al.*, 2004a; *Mangold*, 2005). La présence de glace dans le sous-sol de Mars a été confirmée par les données du spectromètre à rayonnement gamma (GRS) et à neutron (NS) à bord de la sonde Mars Odyssey (Figure 1.6c), indiquant une grande quantité d'hydrogène dans le sol de Mars à <1m de profondeur (*Boynton, W. et al.*, 2002; *Mitrofanov et al.*, 2002; *Feldman et al.*, 2004), hydrogène provenant de la molécule H_2O, principalement détecté dans les régions de hautes latitudes (>60°). De plus, en 2008, l'atterrisseur Phoenix a pu détecter in situ la présence de glace dans le sous-sol de Mars (*Smith*, 2008; *Smith et al.*, 2009).

Vallées de débâcles, traces d'événements brutaux. De vastes vallées larges et profondes sont observées au NE de Valles Marineris débouchant dans les plaines du nord de Chryse Planitia (Figure 1.7). Ces vallées correspondent à l'entaillement du plateau par des écoulements brutaux et

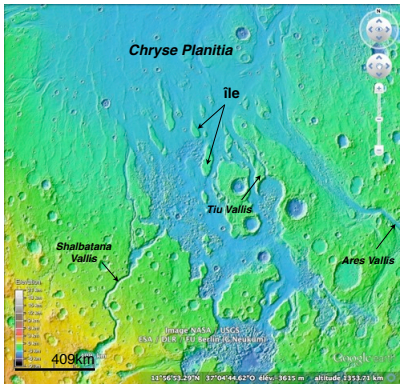


FIGURE 1.7 – Traces d'événements brutaux. Carte altimétrique MOLA/MGS de la région de Chryse Planitia montrant les vallées de débâcle et les îles. (credit : GOOGLE/NASA/USGS/ESA/DLR/FU Berlin)

brefs d'eau et de boue mettant en jeu des volumes d'eau et de débris importants (*Baker*, 1982). C'est ce que l'on nomme les vallées de débâcle (*Carr and Clow*, 1981; *Baker*, 1982; *Carr*, 1996). Des îles en forme de larme (Figure 1.7), correspondant à des zones non érodées formées autour d'un obstacle comme des cratères, marquent la direction et le sens de l'écoulement.

Rides, dunes, tempêtes, témoins d'une activité éolienne. La dynamique atmosphérique martienne génère des vents qui sont capables de transporter des particules fines de quelques micromètres à quelques centaines de micromètres (*Bridges et al.*, 2007). Les particules les plus fines sont mises en suspension alors que les particules les plus grosses vont se déplacer par saltation comme cela a été observé directement in situ par le rover MER-Spirit (Mars Exploration Rover) dans la région de Gusev Crater (e.g. *Greeley et al.*, 2004, 2006b). Après transport, les particules s'accumulent formant des structures géologiques comme des rides (quelques cm de hauteur) (Figure 1.8a) ou des dunes (quelques dizaines de cm à quelques centaines de m de hauteur) (Figure 1.8b). (*Bridges et al.*, 2007) Le vent a un pouvoir abrasif et érode les grains transportés et les objets grossiers (bloc) par le choc de particules plus fines en mouvement comme observé par MER-Spirit (*Greeley et al.*, 2004). Les roches présentent des formes triangulaires, des rainures et des cavités centimétriques. Des tourbillons sont également observés. Ces derniers mettent les particules les plus fines (poussières) en suspension mettant à l'air libre le substratum plus sombre formant un paysage composé de multitudes de traces sombres sub-parallèles (Figure 1.8c) (e.g. *Cantor et al.*, 2006; *Greeley et al.*, 2004, 2006b,a).

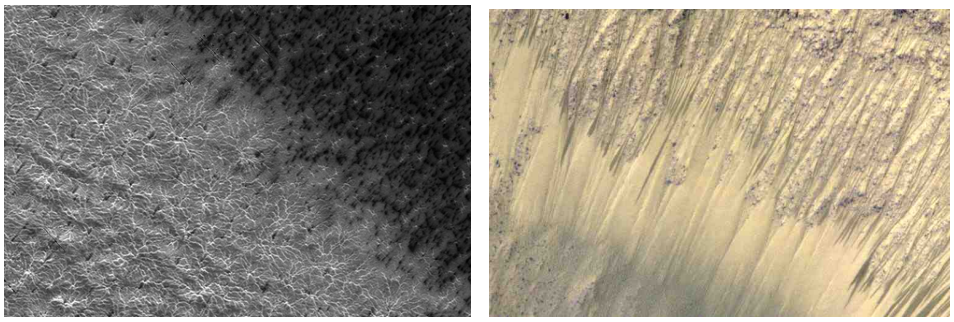
" Spiders ", " dark spot " et "recent slope linear", témoins d'un cycle de CO_2 et de H_2O. L'inclinaison de l'axe de rotation de Mars provoque des variations dans la répartition des radiations solaires à sa surface. Les rayonnements solaires atteignent le pôle sud en été mais durant la nuit polaire en hiver. Cette différence d'ensoleillement conduit à la formation de la calotte polaire saisonnière : une diminution de la température conduit à la condensation d'une partie du CO_2 atmosphérique en hiver en l'incorporant dans la calotte polaire saisonnière sous forme de glace, puis sa

FIGURE 1.8 – Témoins de l'activité éolienne. Images de (a) rides dans la région de Meridiani Planum (MER-Opportunity, credit : NASA/JPL), (b) dunes (HiRISE, credit : NASA/JPL/University of Arizona), et (c) traces du passage de tourbillons baptisés " dust devils " (HiRISE, credit : NASA/JPL/University of Arizona).

sublimation dès le printemps lorsque le rayonnement solaire attend le pôle sud. Cette couche de CO_2 peut devenir transparente par métamorphisme. Le chauffage basal au travers de la couche de CO_2 transparente entraine une sublimation de celui-ci. Le gaz monte en pression et craque localement la glace, où des jets de gaz de CO_2 (geysers) peuvent s'échapper par des conduits verticaux. Ces jets transportent des poussières présentes dans la partie basale de la couche de glace, formant en surface des dépôts de poussières sombres nommés "dark spot". Ces particules sont des matériaux sombres relativement grossiers (>100 microns) qui retombent près des conduits. Les poussières peuvent être transportées par le vent formant des trainées de poussières nommées "fans". Les jets de gaz érodent activement le substratum rocheux formant des figures d'érosion très particulières nommées "spider". Les "spiders" ont une forme ressemblant à des araignées creusées dans le sol et ont une taille caractéristique de moins d'un kilomètre. Ce sont des structures formant des chenaux organisés de façon radiale qui s'élargissent et qui s'approfondissent inversement avec la distance par rapport au centre (Figure 1.9). Ce modèle de formation et d'évolution a été établi par (*Piqueux et al.*, 2003; *Kieffer et al.*, 2006). Il n'existe pas d'analogues sur Terre.

Des effets saisonniers sont également visibles à plus basses latitudes comme les ravines ("gullies") qui sont visibles sur les flancs des dunes, de cratères et de falaises (*Malin and Edgett*, 2000). Ces morphologies sont composées d'amont en aval d'une alcôve, d'un chenal avec une sinuosité plus ou moins grande et d'un dépôt terminal en éventail. Leur origine et les mécanismes de formation restent encore énigmatiques. Certains scientifiques débattent sur un lien avec l'écoulement d'eau liquide qui pourrait provenir : (i) d'un aquifère souterrain (*Malin and Edgett*, 2000) (ii) d'une fonte de neige (*Christensen*, 2003) ou (iii) de la fonte de glace en subsurface (*Costard et al.*, 2002; *Jouannic et al.*, 2012).

D'autres figures saisonnières ont été identifiées à partir des images hautes résolutions HiRISE/MRO, nommées les RSL ("recurring slope lineae") (*McEwen et al.*, 2011). Ces structures sont étroites (0.5 à 5 m), relativement sombres, observées sur des flancs pentus (25 à 40°). Les acquisitions répétées des images HiRISE ont montré que ces RSL grandissent durant les étés et s'estompent durant les hivers. Ils apparaissent et s'allongent à la fin du printemps et durant l'été et sont localisés entre 48°S et 32°S de latitude, sur les pentes orientées vers l'équateur (*McEwen et al.*, 2011) et récemment



(a) (b)

FIGURE 1.9 – (a) Traces de sublimation de la glace de CO_2 de la calotte polaire sud matérialisées par des figures d'érosion nommées " spiders " (en bas à gauche) et par les jets de poussières nommées " dark spots " (en haut à droite) (image HiRISE/NASA/JPL/Univ. of Arizona). (b) Traces d'écoulement sombre, étroite le long de flancs très pentues, orientés vers l'équation, nommées RSL. (credit : NASA/JPL/University of Arizona)

observées dans les régions équatoriales, en particulier dans Valles Marineris (*McEwen et al.*, 2014). L'origine d'un écoulement d'eau liquide est encore débattue.

1.1.3 Caractéristiques minéralogiques

Les spectro-imageurs OMEGA (Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité) de la sonde MEX (Mars Express) et CRISM (Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars) de la sonde MRO (Mars Reconnaissance Orbiter) ont permis d'établir des cartes globales et locales de certains minéraux ayant des signatures spectrales caractéristiques et identifiables, comme les poussières (oxyde de fer nanophase), les minéraux basaltiques (pyroxène, olivine) et des minéraux hydratés (phyllosilicates, sulfates, hydroxydes). Il est important de mentionner que seuls les premiers microns de la surface sont observés par cette technique. Ils existent d'autres techniques utilisées depuis l'orbite ou in situ qui permettent d'avoir des informations sur la minéralogie et la composition élémentaire. On peut citer les spectromètres multispectraux (e.g. Pancam (Panoramic Camera) à bord des MERs), les spectromètres à infrarouge thermique (e.g. TES/MGS et THEMIS/MO, mini-TES à bord des rovers MER), les spectromètres à rayonnement gamma (e.g. GRS/MO), les spectromètres qui analysent la composition par ablation laser (e.g. CHEMCAM à bord du rover Curiosity), les instruments qui utilisent la diffraction X et fluorescence des rayons X (e.g. CheMin) et les instruments qui utilisent le bombardement de particules alpha et de rayon X (e.g. APXS à bord de Curiosity et des rovers MERs).

Dans ce qui suit, je me concentrerai uniquement aux derniers résultats obtenus à l'échelle globale à partir des observations hyperspectrales OMEGA et CRISM, dans la gamme du visible et le proche infrarouge. D'autres études basées sur des spectromètres dans l'infrarouge thermique comme TES et THEMIS, ou encore sur des spectromètres à rayonnement gamma, ont permis d'avoir des informations sur la minéralogie et sur la composition élémentaire de la surface de Mars. Pour plus de détails vous pourrez vous référer à *Bell* (2008).

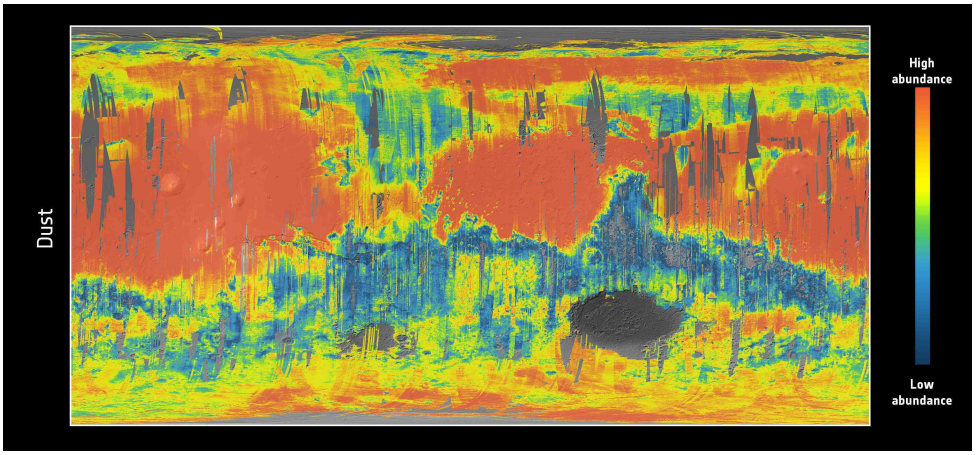


FIGURE 1.10 – Carte globale du critère des nanoparticules d'oxyde ferrique (0.90 : terrains dépourvus de poussières, proche de 1.0 : terrains couverts de poussières), minéraux caractéristiques de la poussière martienne, dérivée des données hyperspectrales OMEGA/MEx (credit : *Ody et al.* (2012)).

Poussière martienne, témoin de l'érosion physico-chimique des matériaux de surface. La poussière martienne est étroitement liée à l'oxyde ferrique. L'atmosphère martienne contient du CO_2 et de l'eau, constituant des sources en oxygène qui réagissent avec le fer en surface. La poussière est composée d'oxydes ferriques nanophases (npOx) (quelques dizaines de nm en taille, (*Lemmon et al.*, 2004)) et présente une bande d'absorption caractéristique dans le visible. Pour estimer leur présence, un critère spectral (critère npOx, (*Poulet et al.*, 2007)) est utilisé correspondant au rapport des réflectances aux longueurs d'onde à 0.97 et 0.80. L'abondance des npOx dépend de l'abondance de minéraux contenant du fer en surface à partir duquel la poussière est dérivée et à leurs vitesses d'oxydation. *Ody et al.* (2012) ont établi une carte de l'abondance de poussière à la surface de Mars à partir des données hyperspectrales OMEGA.

La carte du critère spectral des npOx présentée dans la Figure 1.10, montre une forte abondance de poussières dans les plaines du nord (Elysium et Arabia Terra) et dans les provinces volcaniques de Tharsis. L'altération et l'érosion de la surface créées durant les périodes glaciaires, les bombardements météoritiques, mais aussi durant les tempêtes locales à globales, contribuent à la production de poussières et à sa redistribution en surface.

La couche de poussière constitue un frein majeur dans la détection des minéraux des matériaux de surface sous-jacents, car quelques millimètres d'épaisseur suffisent à masquer les signatures spectrales dans le visible et le proche-IR des matériaux sous-jacents.

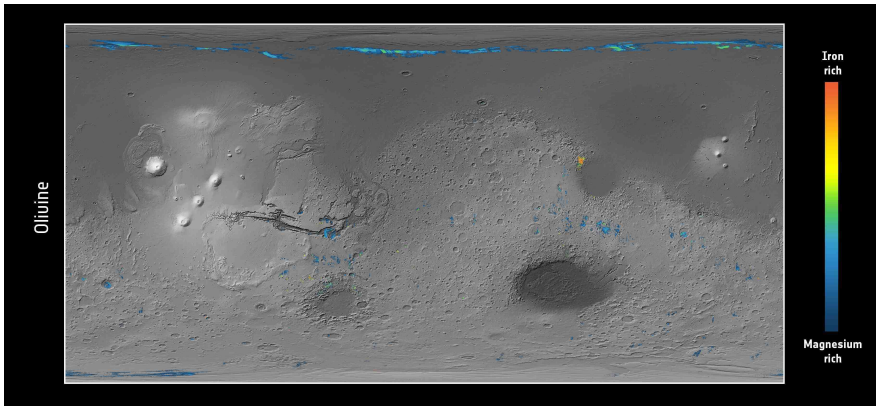
Minéraux mafiques, témoin du volcanisme. Les olivines permettent d'établir l'histoire du volcanisme. Les différences dans la composition chimique des laves solidifiées nous fournissent des informations sur la différenciation du magma dans la chambre magmatique et également sur l'altération postérieure qui peut se produire après leur mise en place.

Ody et al. (2013) ont établi une carte représentant la localisation des olivines en distinguant également les deux pôles des olivines : celle riche en magnésium (bleu) et celle riche en fer (rouge) (Figure 1.11a). La détection de l'olivine est également reliée à la taille des grains et à son abondance (grains de <100 μm à quelques mm, abondance de 10% à 40% en comparaison à la moyenne de la surface). Par exemple, la couleur rouge observée dans la région de Nili Fossae correspond aux olivines riches en fer et/ou à la présence de grains grossiers et/ou à une forte abondance. D'après les détections, les olivines sont retrouvées dans cinq types de contextes géologiques (*Ody et al.*, 2013) : (i) dans les dépôts étendus de l'Hespérien récent (voir la Sous-section 1.1.4 pour l'échelle des temps) sous forme de plaines plates, au fond de cratères lisses et dans les éjectas localisés dans les plateaux cratérisés de l'hémisphère sud, (ii) autour des grands bassins d'impact d'Argyre, Hellas, et Isidis, (iii) dans les dunes et éjectas ou dans les dépôts étendus dans les plaines du nord, (iv) dans les affleurements et dans le matériau granulaire dans le fond de Valles Marineris et (v) dans les buttes du Noachien à l'Est du bassin Hellas (Figure 1.11b). La plupart des surfaces riches en olivines sont associées à un événement volcanique global produisant de nombreuses coulées de lave autour de 3.7 Ga où la lave a remonté à travers des fractures présentes notamment dans les cratères d'impact formant des mers comme celles visibles à la surface de la Lune. Seules quelques traces de cet événement restent encore visibles à la surface de Mars (*Ody et al.*, 2013).

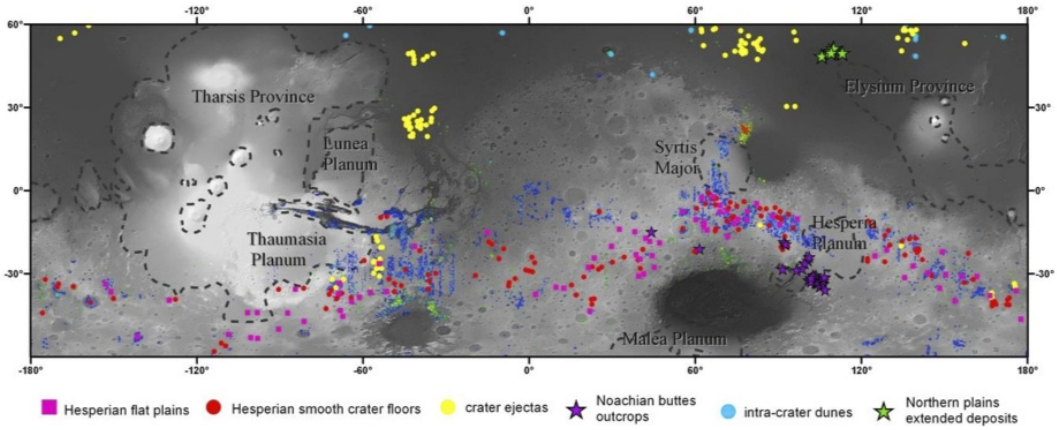
Minéraux hydratés, témoin du cycle de l'eau passé. En 2005, le spectro-imageur OMEGA / MEx a détecté pour la première fois des minéraux hydratées (phyllosilicates (*Poulet et al.*, 2005), sulfates hydratés (*Gendrin et al.*, 2005)) très probablement formés en présence d'eau confirmant les indices morphologiques témoignant d'une activité hydrologique à la surface de Mars comme les réseaux dendritiques, les dépôts sédimentaires et les vallées de débâcle (Sous-section 1.1.2). Ces détections ajoutent de nouvelles preuves à l'existence d'interaction entre l'eau liquide et les roches martiennes à celles obtenues cinq ans auparavant avec la détection de grandes étendues d'hématites dans la région de Sinus Meridiani par l'instrument TES (*Christensen et al.*, 2000). Une première carte globale des minéraux hydratés (*Poulet et al.*, 2007) a permis de localiser un grand nombre de sites dont quatre qui présentent de grandes étendues : Mawrth Vallis (*Loizeau et al.*, 2007) avec une origine supergène, Nili Fossae (*Mangold et al.*, 2007) avec une origine en partie hydrothermale, Meridiani Planum (*Poulet et al.*, 2008) avec une origine en partie évaporitique et Valles Marineris (*Gendrin et al.*, 2005).

En 2006, le spectro-imageur CRISM/MRO (*Murchie, S. et al.*, 2007) a permis une caractérisation plus précise et locale de la minéralogie de la surface de Mars grâce à une résolution spatiale plus importante (20m/pixel). Les données hyperspectrales CRISM ont permis de mettre en évidence une grande variété de minéraux hydratés (e.g. *Carter et al.*, 2013; *Noe Dobrea et al.*, 2012; *Ehlmann et al.*, 2011; *Lichtenberg et al.*, 2010; *Murchie et al.*, 2009; *Wiseman et al.*, 2010; *Wray et al.*, 2009). Des cartes minéralogiques précises de certaines régions de Mars ont été dressées permettant de mettre en avant les différents scénarii sur l'origine de ces formations.

Récemment, une carte de détection des minéraux hydratés a été établie par *Carter et al.* (2013) et présentée en Figure 1.12, localisant les détections obtenues à partir des données OMEGA et



(a)



(b)

FIGURE 1.11 – Cartes globales (a) de l'olivine, minéral caractéristique des roches magmatiques volcaniques, dérivée des données hyperspectrales OMEGA/MEx et (b) répartition des détections de l'olivine selon les classes morphologiques : plaines plates de l'Hespérien, fonds de cratères lisses, éjectas de cratère, affleurements de buttes du Noachien, dunes intra-cratères, dépôts étendus des plaines du Nord. (credit : *Ody et al.* (2013)).

CRISM. Plus de dix types de minéraux hydratés ont été détectés à la surface de Mars (*Carter et al.*, 2013). Un certain nombre des sites montre une grande quantité et diversité de minéraux hydratés (e.g., Mawrth Vallis, Nili Fossae, Valles Marineris, Tyrrhena Terra). Les minéraux hydratés ont été trouvés dans des structures géologiques variées. Plus de 50% sont associés à des structures d'impact, présents en bordure, sur le fond ou dans le pic central. Les dépôts sédimentaires et les affleurements de croûte représentent un peu moins de 50%, et les cônes alluviaux et les deltas, 5% (*Carter et al.*, 2013). Les détections sont localisées dans les terrains les plus anciens datant de 4 Ga indiquant que l'eau liquide était présente à la surface et en sub-surface de Mars durant les premiers 100 Ma. Cette étude à plus grande échelle a permis de fournir une vision globale des différents environnements. Elle a pu mettre en évidence une grande diversité minéralogique et d'environnement suggérant que l'eau liquide semble être restée stable durant un temps suffisamment long (quelques centaines de milliers à centaines de millions d'années) pour mettre en place ces argiles. La présence de ces argiles indique que l'atmosphère à cette époque était plus dense pour abriter un climat chaud et humide. Cependant, *Meunier et al.* (2012) proposent une alternative pour expliquer la formation des argiles. Ils montrent que les argiles riches en Fe et Mg peuvent se former par une précipitation directe à partir de la quantité d'eau résiduelle issue des magmas.

Les phyllosilicates sont majoritaires (*Ehlmann et al.*, 2011; *Carter et al.*, 2013) et leur distribution est étendue sur Mars, comparés aux sels (sulfates, carbonates et chlorures) qui ont une distribution plus restreinte (Figure 1.13).

Étant donné que la majeure partie de la surface martienne a une composition de type basaltique mafique (*McSween et al.*, 2009; *Poulet et al.*, 2009), l'altération aqueuse de ces matériaux forme des minéraux secondaires comme les phyllosilicates Fe/Mg (le plus observé, avec 89% des sites), les phyllosilicates riches en Al comme les micas Al, smectites Al, kaolins (deuxième plus observé, 33%) et les chlorites (env. 20% des sites). Dans les terrains de Mawrth Vallis, de Nili Fossae et de Libya, du plateau de Valles Marineris, de Terra Sirenum et au nord de Hellas, les observations montrent une stratification de type phyllosilicates riches en Mg-Fe au-dessus de phyllosilicates riche en Al (*Noe Dobrea et al.*, 2010; *Loizeau et al.*, 2010; *Gaudin et al.*, 2011; *Le Deit et al.*, 2012; *Carter et al.*, 2013). Ce type de profil a été interprété comme étant un profil type d'altération aqueuse, similaire aux processus de formation et d'évolution de certains sols sur Terre. Ce type de stratigraphie est observé dans des contextes géologiques variés sur Mars, depuis les fonds de bassins aux plateaux, dans des roches massives et des couches stratifiées (*Loizeau et al.*, 2014).

Quant aux sels, et notamment les sulfates, ils sont observés dans Valles Marineris, Aram Chaos, Terra Meridiani, Mawrth Vallis, NE Syrtis et Terra Sirenum (*Murchie et al.*, 2009; *Carter et al.*, 2013; *Flahaut et al.*, 2010; *Wiseman et al.*, 2010) issus de la remontée d'eau souterrain saline (*Murchie et al.*, 2009). Ils se sont formés alors que les conditions ne permettaient pas à l'eau liquide de perdurer de façon stable en surface. L'eau liquide encore présente n'a permis de former que des sels par évaporation dans un environnement acide. La présence de sulfates témoigne d'une activité volcanique intense avec l'injection d'une grande quantité de soufre dans l'atmosphère. Des sels de chlorure ont été détectés principalement dans les terrains de l'hémisphère sud et leur présence témoigne

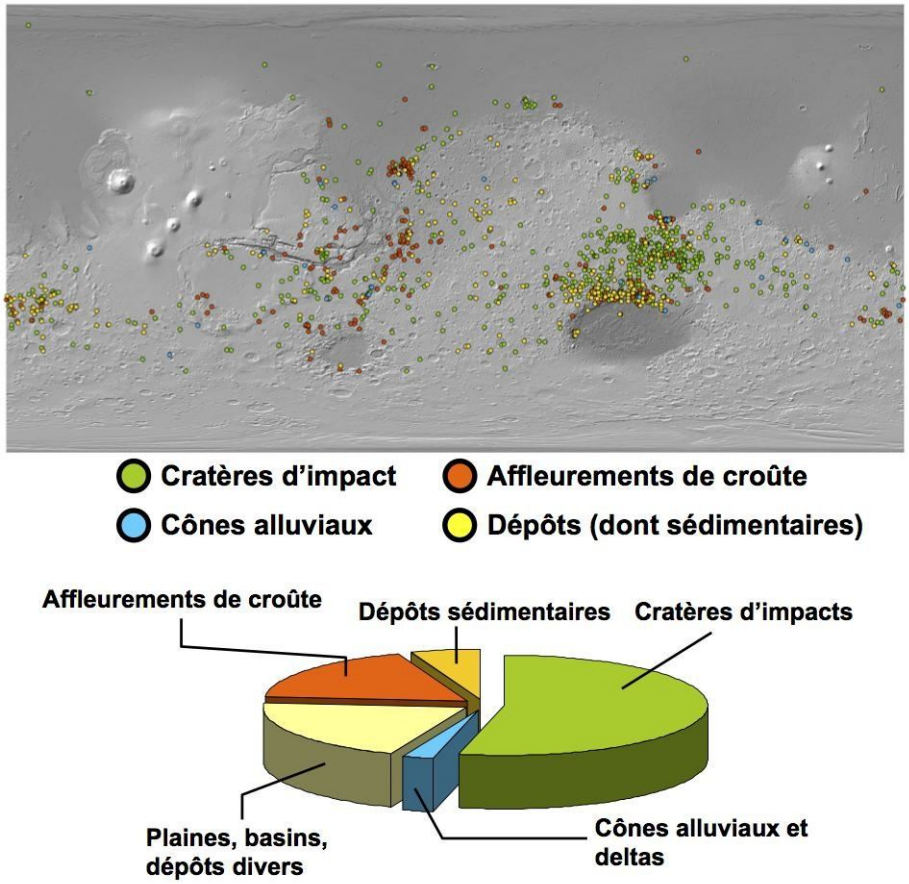


FIGURE 1.12 – Répartition des détections de minéraux hydratés selon quatre classes morphologiques : cratères d'impact, affleurements de croûte, cônes/deltas et dépôts (sédimentaires, éoliens, volcaniques). (credit : (*Carter et al.*, 2013))

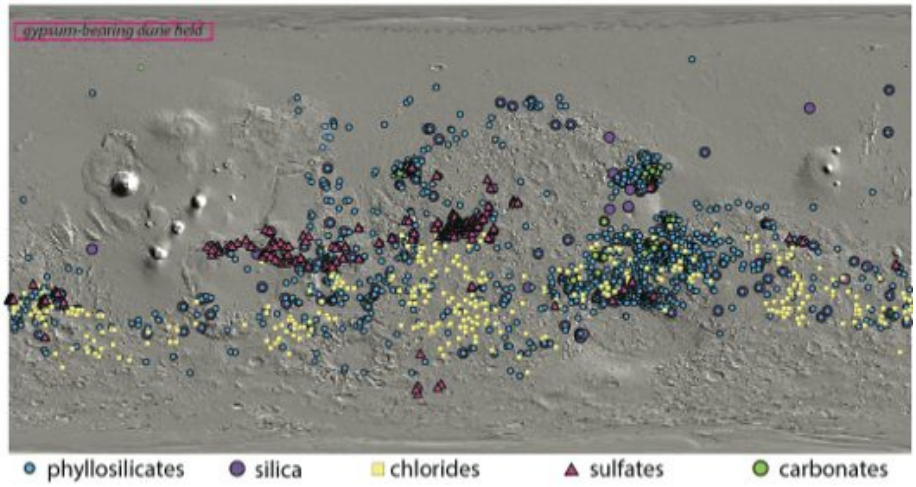


FIGURE 1.13 – Cartes présentant la localisation des détections des minéraux hydratés selon les classes majeures : phyllosilicates (*Ehlmann et al.*, 2011; *Carter et al.*, 2013), silices (*Carter et al.*, 2013), chlorures (*Osterloo et al.*, 2010), sulfates (*Murchie et al.*, 2009; *Milliken et al.*, 2010; *Ackiss and Wray*, 2012; *Carter et al.*, 2013) et carbonates (*Ehlmann et al.*, 2008) (credit : (*Ehlmann*, 2014))

d'une formation en présence d'une grande quantité d'eau (*Osterloo et al.*, 2008, 2010). Très peu de carbonates ont été détectés à la surface de Mars et ont été observés principalement dans la région de Nili Fossae et au NE de Syrtis Major (*Ehlmann et al.*, 2008), associés à des roches volcaniques riches en olivines.

1.1.4 Chronologies des événements depuis sa formation jusqu'à aujourd'hui

Mars a subi comme d'autres corps du Système Solaire (corps de taille supérieure à plusieurs dizaines de kilomètres) une différenciation, formant le noyau, le manteau et la croûte.

Après sa formation, la surface de Mars a été modifiée en fonction de divers événements qui ont eu un impact sur son évolution depuis 4,5 Ga. Les principaux événements sont de deux types.

Il y a les événements internes liés à son activité interne. Cette activité s'exprime par du volcanisme. Ces remontées de magma ont engendré notamment la formation du plateau volcanique de Tharsis, mais aussi la modification de roches pré-existantes par métamorphisme principalement par hydrothermalisme et par diagénèse. Le volcanisme est associé également par le rejet d'une grande quantité de volatils (stockés en profondeur) comme du dioxyde de carbone mais aussi du méthane et du soufre qui ont pu avoir des conséquences notamment sur l'évolution de l'atmosphère de Mars au cours du temps. L'activité interne permet le maintien de la dynamo magnétique dans le noyau qui protège la planète des particules énergétiques du rayonnement cosmique et du vent solaire. Cette protection a eu un impact sur la stabilité des conditions atmosphériques (pression et température) et également sur les événements qui se sont produits à la surface de Mars. La perte de cette activité interne a eu des conséquences sur le devenir de son atmosphère et sur la stabilité des événements créant des bouleversements climatiques.

Il y a les événements externes. L'un des événements le plus visible à sa surface est le bombardement météoritique qui a détruit la surface et excavé les couches profondes. Les impacts météoritiques ont également formé des impacts géants formant les bassins d'Hellas et d'Argyre par exemple. L'autre événement externe principal est le changement chaotique des paramètres orbitaux au cours du temps et notamment celui de l'obliquité. Ces variations ont causé des bouleversements climatiques importants qui ont eu des impacts majeurs sur l'évolution de la surface depuis la formation de Mars.

La chronologie des événements présentée ci-dessous, a été déduite de façon relative en étudiant la superposition des unités géologiques et par la technique de datation par comptage de cratère définie par *Tanaka* (1986) puis par *Carr and Head* (2010). La datation par comptage de cratères très utilisée, comporte néanmoins plusieurs incertitudes qu'il faut garder à l'esprit : (i) le comptage de cratères peut être biaisé par les cratères secondaires formés lors de la retombée des éjectas après impact, (ii) certains processus géologiques postérieurs à l'impact ont pu effacés les cratères les plus petits et (iii) la calibration de la chronologie à partir des terrains lunaires très anciens, crée des fortes incertitudes sur les estimations des âges de terrains récents (*Hartmann and Neukum*, 2001).

Une chronologie basée sur les détections minéralogiques obtenues à partir de l'instrument OMEGA/MEx a été proposée composée de 3 ères caractérisées par des minéraux issus de l'altération de surface (*Bibring et al.*, 2006)(Figure 1.14) : (i) une période d'altération aqueuse témoignée par la forma-

tion des phyllosilicates (Phyllosien), (ii) une période d'altération acide témoignée par la présence de sulfates (Theiikien) et (iii) une altération liée à une oxydation du fer en surface par l'atmosphère n'impliquant pas l'eau liquide (anhydre) témoignée par la présence d'oxyde de fer (Siderikien).

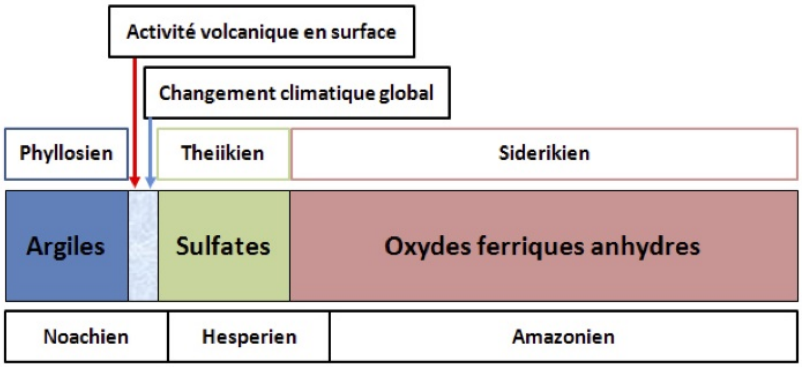


FIGURE 1.14 – Ères minéralogiques de Mars basées sur les observations de l'instrument OMEGA/MEx (*Bibring et al.*, 2006).

Je retrace ci-dessous les événements majeurs qui ont marqués les phases de formation et d'évolution de la surface de Mars (Figure 1.15). Pour plus de détails se référer aux travaux de *Carr and Head* (2010).

La chronologie martienne est distinguée en 4 ères géologiques présentées ci-dessus. Une carte des différentes unités géologiques et âges associés est présentée dans la Figure 1.16.

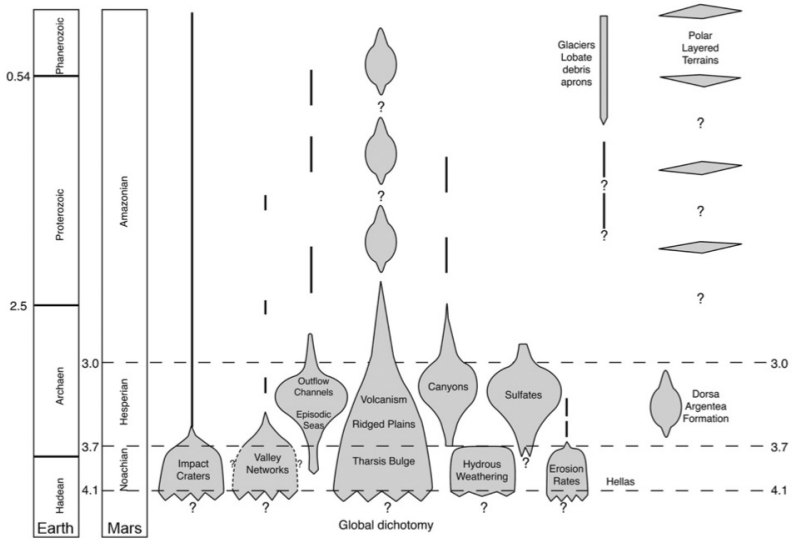


FIGURE 1.15 – Histoire géologique de Mars d'après *Carr and Head* (2010). La figure représente l'importance relative et la durée des différents processus géologiques majeurs intervenus dans la formation et la modification de la surface martienne.

Ère pré-Noachienne (>4.1 Ga). Après la différenciation, la croûte de Mars se cristallise rapidement montrant des âges supérieurs à 4.1 et 4.2 Ga (*Werner*, 2008) et subit un fort flux d'impacts

météoritiques. Aucune trace de cette surface primitive n'est observable dues aux diverses modifications qu'elle a subi (*Werner*, 2008). Les événements majeurs dont les traces sont encore observables sont la dichotomie crustale (e.g. *Neumann et al.*, 2004; *Frey*, 2006), le dôme volcanique de Tharsis (e.g. *Johnson and Phillips*, 2005; *Werner*, 2009; *Robbins et al.*, 2011) et la formation de larges bassins d'impact (Hellas, Isidis, Utopia et Argyre) (e.g. *Frey*, 2008; *Werner*, 2008). Cette ère a été définie comme étant la période précédant l'impact d'Hellas, daté entre ∼4,08-4,11 Ga (e.g. *Frey*, 2006; *Werner*, 2008).

Ère Noachienne (∼4.1-3.7 Ga). Les roches les plus anciennes observables dans la croûte martienne datent de cette période (*Tanaka*, 1986). Cette ère est caractérisée par le volcanisme concentré au niveau du dôme de Tharsis (*Johnson and Phillips*, 2005; *Werner*, 2009; *Robbins et al.*, 2011) (Figure 1.15).

L'un des événements spectaculaires est la formation des réseaux fluviatiles dendritiques et des lacs (*Fassett and Head*, 2008) (Sous-section 1.1.2) (Figure 1.15). Cette activité hydrologique est associée à des précipitations, des écoulements à la surface, visible par les nombreuses vallées incisées (Sous-section 1.1.2), la formation de lacs alimentés par ces réseaux (Sous-section 1.1.2), la présence d'aquifère en profondeur et la détection de minéraux hydratés comme les phyllosilicates témoignant d'une phase d'altération importante à la surface de Mars durant cette période (Phyllosien, Figure 1.14).

L'activité hydrologique a été importante durant la transition entre le Noachien supérieur et l'Hespérien inférieur (*Irwin et al.*, 2011) avec une diminution de l'activité vers l'Hespérien inférieur (Figure 1.15). Les morphologies des vallées et la présence de minéraux hydratés de type phyllosilicates dans les sédiments associés suggèrent un climat caractérisé par des précipitations durant des périodes relativement longues pour former ces structures complexes et les argiles. Un climat chaude et humide durant le Noachien est l'hypothèse la plus plausible pour expliquer ces formations (*Craddock and Howard*, 2002; *Malin and Edgett*, 2003).

De nombreux événements globaux se produisent bouleversant les conditions environnementales présentes. En effet, le champ magnétique s'est arrêté vers ∼4 Ga (*Acuna et al.*, 1999), une activité volcanique intense se produit couplée par un pic intense du flux d'impacts météoritiques appelé le LHB (Late Heavy Bombardment) (*Gomes et al.*, 2005). L'arrêt de la dynamo a pour conséquence la perte de l'atmosphère par échappement modifiant les conditions de pression et de température. Le volcanisme intense a pour conséquence un remodelage de la surface et l'injection de gaz comme le dioxyde de carbone et le soufre modifiant la composition chimique de l'atmosphère. Ce soufre a pu conduire à la formation de sulfate en surface en condition évaporitique. Malgré le manque d'information sur les variations de l'obliquité à cette période, il est fort probable que son axe de rotation ait varié au cours du temps contribuant à des instabilités du climat martien. Ces changements ont pu modifier la localisation et la répartition de l'eau sous ses trois états à la surface de Mars comme nous l'avons pu observer durant l'Amazonien (*Forget et al.*, 2006) (voir l'ère Amazonienne). Ces événements induisent à un bouleversement climatique passant d'une atmosphère dense avec un climat chaud et humide à une atmosphère de plus en plus ténue induisant un climat aride et froid.

Ères Hespérienne (∼3,7-3,0 Ga). Cette période est caractérisée par un climat froid et épisodiquement humide, des épisodes volcaniques (jusqu'à la fin de l'Amazonien, (*Robbins et al.*, 2011)), une diminution jusqu'à l'arrêt de l'activité hydrologique (*Fassett and Head*, 2008) et la formation de vallées de débâcles (Figure 1.15).

Le volcanisme à cette époque est caractérisé par la formation de plaines de lave fluides et de volcans Paterae (*Scott and Tanaka*, 1986). Des coulées de laves datées de l'Hespérien ont recouvert les plaines du nord, enfouies par la suite par du matériel amazonien (*Tanaka et al.*, 2005).

Des traces de réseaux fluviaux datant de l'Hespérien (*Fassett and Head*, 2007; *Bouley et al.*, 2010; *Bouley and Craddock*, 2014) et de l'Amazonien (*Dickson et al.*, 2009) sont également observées. La présence de ces morphologies durant cette période suggère une formation dans des conditions climatiques probablement locales particulières, pouvant être expliquée par une(des) phase(s) de climat chaud épisodique(s) (*Kite et al.*, 2014).

Des événements catastrophiques se sont également produits à l'Hespérien observés par la formation de vallées de débâcles (Sous-section 1.1.2) (*Carr and Clow*, 1981; *Baker*, 1982; *Carr*, 1996). Ces vallées correspondant à des écoulements catastrophiques avec d'importantes quantités d'eau et de débris sont expliquées par une soudaine libération d'eau provenant des aquifères souterrains ou provenant de la déstabilisation de la glace d'eau stockée dans le sous-sol martien (*Baker et al.*, 1991; *Carr*, 1996; *Meresse et al.*, 2008).

De nombreux dépôts de sulfates ont été détectés dans les terrains de l'Hespérien (Figure 1.15), contrastant avec les phyllosilicates du Noachien. Cette transition entre les phyllosilicates du Noachien et les sulfates à l'Hespérien (ère Theiikien, Figure 1.14) indique des changements dans les conditions climatiques globales à la fin du Noachien. Comme mentionné précédemment, l'injection massive de gaz riche en soufres (SO_2 et H_2S) lors des éruptions volcaniques intenses modifie la composition chimique de l'atmosphère. Ce soufre a pu conduire à la formation de sulfate en surface en condition évaporitique.

Ères Amazonienne (<3,0 Ga). Durant les 3 derniers Ga, Mars a connu peu de changements de sa surface liés aux processus géologiques comme la cratérisation, le volcanisme et la tectonique comme cela était le cas durant les ères précédentes (Figure 1.15). Le climat est essentiellement froid et sec durant l'Amazonien.

L'activité volcanique diminue, se concentre dans les régions de Tharsis et d'Elysium (*Robbins et al.*, 2011) et l'âge de certaines surfaces volcaniques indique une activité allant jusqu'à environ 10 Ma (*Berman and Hartmann*, 2002).

Les calottes polaires se forment à cette période et forment des dômes pouvant atteindre 3 km de haut (*Byrne*, 2009). Les calottes sont constituées d'une succession de couches formées de glace et de poussières, dont cette succession serait le reflet des changements climatiques liés aux variations de l'obliquité de la planète (*Laskar et al.*, 2004). En effet, ces changements d'obliqué ont joué un rôle important sur la répartition des glaces et des poussières au niveau des pôles et des autres latitudes.

Outre la glace présente aux pôles, les hautes et moyennes latitudes montrent des traces de glace en profondeur dans le sous-sol martien par la détection d'un pergélisol (Sous-section 1.1.2). Aux

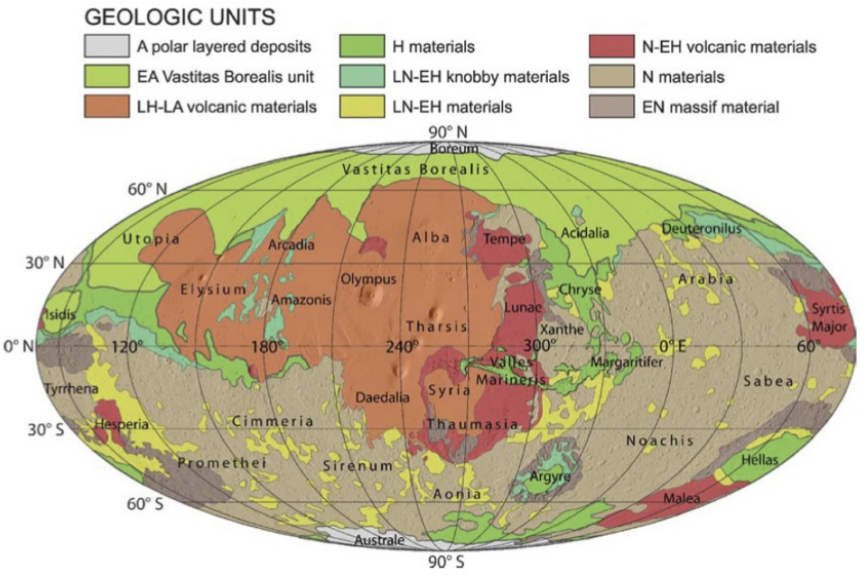


FIGURE 1.16 – Différentes unités géologiques et âges associés (*Nimmo and Tanaka*, 2005).

moyennes latitudes nord et sud, des modelés, nommés "fretted terrains", ont été observés montrant un écoulement d'un matériel riche en glace (*Squyres*, 1979; *Lucchitta*, 1981; *Carr*, 2001; *Mangold*, 2003; *Pierce and Crown*, 2003). D'autres traces témoignant de la présence d'anciens glaciers rocheux sont observées (e.g., moraines) au niveau des flancs NO de Olympus Mons, des Tharsis Montes et d'autres édifices volcaniques (*Lucchitta*, 1981; *Neukum et al.*, 2004). Leur présence aux faibles latitudes est expliquée par la redistribution de la glace issue des pôles vers l'équation lors de fortes obliquités (*Forget et al.*, 2006).

Des phénomènes saisonniers sont constatés aujourd'hui. En effet, des processus éoliens entretenus par une dynamique d'une atmosphère certes ténue mais suffisante pour que des vents et des tempêtes existent. Ces événements induisent le soulèvement de poussières par des tornades, tempêtes locales, régionales voire globales et forment également en surface des rides et des dunes (*Bridges et al.*, 2007) de matériaux plus grossiers (Sous-section 1.1.2). À cela, des interactions entre l'atmosphère et la surface sont observées au niveau des pôles où des échanges de CO_2 et de H_2O sont constatés avec l'observation de phénomènes de sublimation et condensation montrant des morphologies particulières, non observées sur Terre, comme les geysers et les spiders (e.g. *Piqueux et al.*, 2003; *Kieffer et al.*, 2006; *Hansen et al.*, 2010) par exemple (Sous-section 1.1.2). Des ravines ("gullies") (Sous-section 1.1.2) sont observées au niveau des dunes, falaises et pentes des flancs de cratères à plus basses latitudes (*Malin and Edgett*, 2000) mais dont l'origine et leur formation sont encore discutées.

1.1.5 Enjeux de la caractérisation de la surface de Mars

Parmi les planètes telluriques, Mars constitue une cible particulièrement intéressante présentant de nombreuses similarités avec comme la présence d'une atmosphère, d'une hydrosphère, d'une cryo-

sphère et d'une lithosphère avec des échanges entre ces différentes enveloppes créant l'environnement martien. Une des questions que la communauté tente de répondre est de comprendre si Mars est ou a pu être une planète habitable comme la Terre. Pour comprendre cela, il est nécessaire de comprendre comment les processus géologiques et climatiques ont impacté sur l'évolution de Mars et de son environnement au cours du temps. Alors que sur Terre la surface est renouvelée par la tectonique des plaques, sur Mars ce processus ne s'est pas mis en place, ce qui a permis de préserver les terrains les plus anciens. Certains terrains datent notamment de la période où la vie s'est développée à la surface de notre planète.

Les observations orbitales avec des résolutions spatiales de plus en plus grandes, couplées à des observations in situ, ont permis de mieux contraindre l'histoire géologique de la planète. Si la géomorphologie et la minéralogie sont largement étudiées depuis l'orbite grâce aux techniques d'imagerie et de spectroscopie, l'information sur les propriétés physiques des matériaux (e.g. taille, forme, structure interne des grains, rugosité de surface) reste encore mal connue alors que les propriétés physiques sont d'importants traceurs des processus géologiques.

Les propriétés physiques des matériaux nous renseignent sur les phases de formation et d'évolution des matériaux de surface : l'érosion et l'altération de roches endogènes et exogènes, le transport et la sédimentation de matériaux meubles, la cristallisation d'un magma, la diagénèse et le métamorphisme des matériaux de surface. Par exemple, une roche dense s'altère et forme un matériau granulaire et les grains ainsi formés sont transportés par le vent ou l'eau, subissant une érosion où leur rugosité et leur taille vont évoluer au cours du transport. Ou encore la structure interne va nous permettre de distinguer les roches très peu cristallisées (e.g., verre amorphe) des roches très cristallisées, nous renseignant sur le mode de cristallisation (e.g. taux de refroidissement). La rugosité macroscopique va nous informer sur l'organisation des grains à la surface à l'échelle microscopique à l'échelle kilométrique permettant de distinguer des terrains dominés par des matériaux fins éoliens des terrains dominés par des éjectas par exemple. La détermination des propriétés physiques de matériaux constitue un jeu de données complémentaires aux autres jeux de données existantes pour la reconstruction de l'histoire géologique des corps planétaires.

Mon travail de thèse se concentre sur l'étude des propriétés physiques des surfaces planétaires pour la caractérisation des processus géologiques. Dans les sections suivantes, je définie les différents paramètres physiques utilisés pour la caractérisation des matériaux granulaires, ainsi que des exemples de mécanismes majeurs qui sont enregistrés dans les propriétés physiques des surfaces planétaires. Puis je termine sur les techniques d'investigation spatiales dédiées pour la caractérisation des propriétés physiques des matériaux de surface.

1.2 Propriétés physiques des surfaces planétaires

1.2.1 Définitions

Surfaces planétaires. Les surfaces planétaires sont formées de roches, interprétées ici comme des matériaux granulaires, c'est-à-dire constitués de grains de composition et de nature quasi-identique.

Dans le cas le plus simple, les grains ont une homogénéité de structure cristallographique (le même minéral ou le même amorphe), mais des mélanges de populations de grains ayant chacune sa structure peuvent exister (par exemple un sable composé de grains d'olivine et de pyroxène). De manière plus complexe encore, il est toujours possible de décrire des surfaces comportant des hétérogénéités à l'intérieur des grains comme des matériaux granulaires (par exemple, un grain volcanique constitué d'une fraction de verres et des micro-cristaux minoritaires). Ces matériaux granulaires peuvent être compacts (de porosité proche de zéro), avec tous des grains jointifs, comme par exemple pour des granites. Ils peuvent aussi être très poreux, avec des grains non consolidés, relativement éloignés entre eux, comme par exemple le régolithe lunaire. Tous ces matériaux sont décrits par des caractéristiques physiques décrites ci-après.

Taille du grain. La taille de grain décrit le diamètre d'un élément constitutif d'un milieu granulaire ou d'une roche. Elle peut être spécifiée et mesurée de différentes façons. La taille peut être obtenue en mesurant directement les dimensions à l'aide d'instruments de mesure (e.g., compas, tamis), en déterminant son volume, ou sa masse ou encore sa vitesse de sédimentation. Il existe un grand nombre de définitions de la taille de grain présentées dans la Figure 1.17. Chaque méthode de détermination de la taille de grain a ses avantages et inconvénients et le choix de la technique est fonction de la nature de l'échantillon et de l'objectif auquel cette détermination est destinée (précision de la mesure par exemple). Les méthodes les plus couramment utilisées sont le tamisage, la vitesse de sédimentation, les méthodes électro-optiques (e.g., granulométrie laser) et l'analyse et le traitement d'image.

Les tailles des particules de matériaux naturels varient de quelques mètres à des dimensions inférieures au micron et il existe un grand nombre d'échelles qui divisent la distribution des tailles en différentes classes. L'échelle des grains la plus communément utilisée est l'échelle de Wentworth (*Wentworth*, 1922) qui a été par la suite modifiée (limite entre les argiles et les silts modifié de 4 μm à 2 μm) pour donner la version présentée en Figure 1.18. Cette échelle est définie en fonction des mailles des tamis utilisés pour la séparation des éléments des roches meubles. On distingue les argiles (d < 2 μm), les silts (3.9 $\mu m <$ d < 63 μm), les sables (63 $\mu m <$ d < 2 mm) et les graviers (d > 2 mm) (Figure 1.18). Des exemples sont donnés dans la Figure 1.19.

Morphologie (forme, arrondi, rugosité) du grain. Au delà de la taille, nous pouvons décrire la morphologie du grain qui comprend la forme générale (sphéricité), l'arrondie (aspect anguleux), et la texture de la surface (rugosité) du grain.

L'indice de forme est mesuré le plus souvent de deux façons. La première est de mesurer les longueurs des axes perpendiculaires (longueurs la plus grande L, intermédiaire I et la plus petite S) d'un grain et de calculer leurs ratios. La seconde est d'évaluer le degré de déviation par rapport à une géométrie standard comme une sphère. Il existe deux manières de calculer la sphéricité du grain. La première est de calculer le rapport entre la surface d'une sphère de même volume que la particule et la surface de la particule (*Wadell*, 1933). Cependant, la détermination de la surface de la particule est difficile à estimer directement. Une autre possibilité et la plus couramment utilisée

Symbol	Name	Definition	Formula
d_v	volume diameter	diameter of a sphere having the same volume as the particle	$V = \frac{\pi}{6} d_v^3$
d_s	surface diameter	diameter of a sphere having the same surface as the particle	$S = \pi d_s^2$
d_{sv}	surface volume diameter	diameter of a sphere having the same external surface to volume ratio as a sphere	$d_{sv} = \frac{d_v^3}{d_s^2}$
d_d	drag diameter	diameter of a sphere having the same resistance to motion as the particle in a fluid of the same viscosity and at the same velocity (d_d approximates d_s when R_e is small)	$\begin{cases} F_D = C_D A \rho_f \frac{v^2}{2} \\ \text{where } C_D A = f(d_d) \end{cases}$ $\begin{cases} F_D = 3\pi d_d \eta v \\ R_e < 0.2 \end{cases}$
d_f	free-falling diameter	diameter of a sphere having the same density and the same free-falling speed as the particle in a fluid of the same density and viscosity	
d_{st}	Stokes' diameter	the free-falling diameter of a particle in the laminar flow region ($R_e < 0.2$)	$d_{st}^2 = \frac{(d_v^3)}{d_d}$
d_a	projected area diameter	diameter of a circle having the same area as the projected area of the particle resting in a stable position	$A = \frac{\pi}{4} d_a^2$
d_p	projected area diameter	diameter of a circle having the same area as the projected area of the particle in random orientation	Mean value for all possible orientations $d_p = d_s$ for convex particles
d_c	perimeter diameter	diameter of a circle having the same perimeter as the projected outline of the particle	$d_F = d_c$
d_A	sieve diameter	the width of the minimum square aperture through which the particle will pass	
d_F	Feret's diameter	the mean value of the distance between pairs of parallel tangents to the projected outline of the particle	
d_M	Martin's diameter	the mean chord length of the projected outline of the particle	

FIGURE 1.17 – Quelques définitions de taille de grains. (credit : *Pye and Tsoar* (2009))

Size mm	µm	phi	Sediment size class terminology of Wentworth (1922)	Sediment size class terminology of Friedman & Sanders (1978)	
2048		−11	cobbles	very large boulders	gravels
1024		−10		very large boulders	
512		−9		large boulders	
256		−8		medium boulders	
128		−7		small boulders	
64		−6		large cobbles	
32		−5		small cobbles	
16		−4	pebbles	very coarse pebbles	
8		−3		coarse pebbles	
4		−2		medium pebbles	
2	2000	−1		fine pebbles	
1	1000	0	granules	very fine pebbles	sand
0.5	500	1	very coarse sand	very coarse sand	
0.25	250	2	coarse sand	coarse sand	
0.125	125	3	medium sand	medium sand	
0.063	63	4	fine sand	fine sand	
0.031	31	5	very fine sand	very fine sand	
0.016	16	6	silt	very coarse silt	silt
0.008	8	7		coarse silt	
0.004	4	8		medium silt	
0.002	2	9		fine silt	
				very fine silt	
			clay	clay	clay

FIGURE 1.18 – Chart de la taille des grains selon Wentworth (*Wentworth*, 1922) modifiée par *Friedman and Sanders* (1978). (credit : *Pye and Tsoar* (2009))

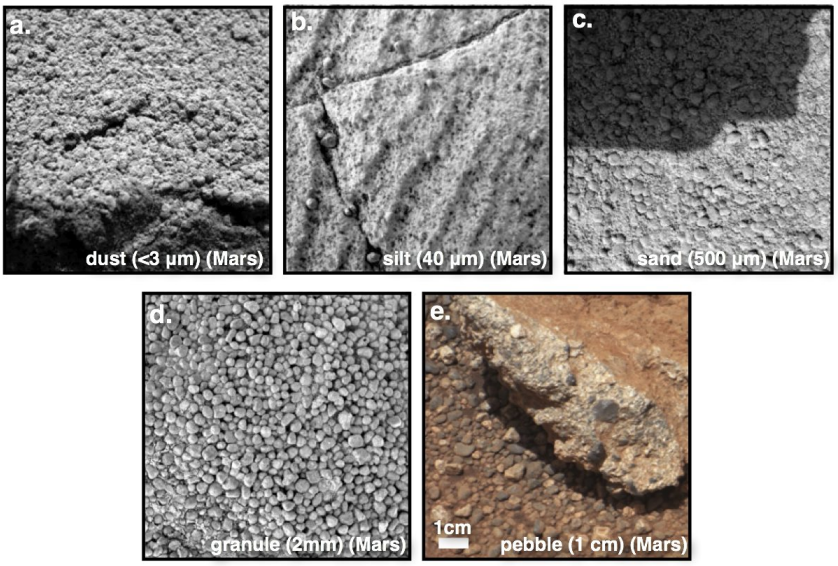


FIGURE 1.19 – Exemples d'échantillons avec des tailles de grains variées sur Mars. a. poussières martiennes de $<3\ \mu m$ (image du microscope à bord de MER-Spirit), b. affleurement composées de cristaux de sels (sulfate) (image du microscope à bord de MER-Opportunity), c. grains de basaltes à olivine de $500\mu m$ (image du microscope à bord de MER-Spirit), d. grains d'hématites de 2 mm (image du microscope à bord de MER-Opportunity) et e. graviers (quelques centimètres) observés récemment sur Mars par le rover MSL-Curiosity (credit : NASA/JPL). Les images a, b, c et d font 3 cm de côté).

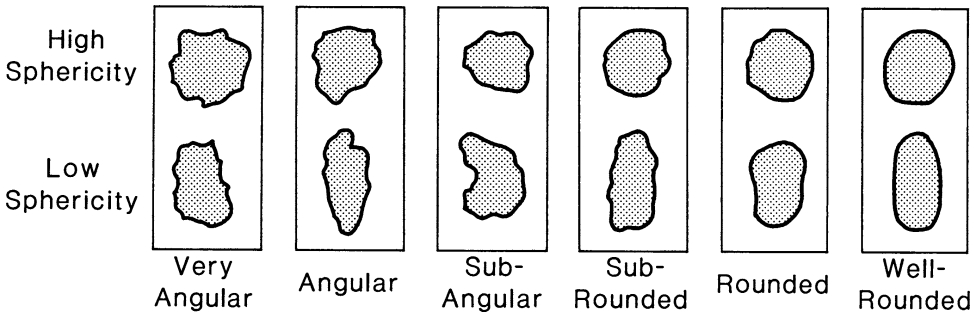


FIGURE 1.20 – Chart de *Powers* (1953) présentant les classes d'irrégularité et de sphéricité de grain. (credit : *Pye and Tsoar* (2009))

Powers roundness class name	Corresponding Wadell (1933) class intervals	Corresponding values of Folk's rho scale (Folk 1955)
very angular	0.12−0.17	0−1.0
angular	0.17−0.25	1.0−2.0
subangular	0.25−0.35	2.0−3.0
subrounded	0.35−0.49	3.0−4.0
rounded	0.49−0.70	4.0−5.0
well rounded	0.70−1.00	5.0−6.0

TABLE 1.1 – Degré d'irrégularité de *Wadell* (1933) et de *Folk* (1955) en fonction des classes définies par *Powers* (1953). (credit : *Pye and Tsoar* (2009))

est d'estimer la projection de la sphéricité maximum introduite par *Sneed and Folk* (1958) et définie comme ceci : $\psi = (S^2/L \cdot I)^{1/3}$, où S, L et I sont définis plus haut. Dans le cas de petites particules où seules deux dimensions sont disponibles, la projection de la sphéricité est définie par *Riley* (1941), de la manière suivante : $\psi = d/D$ où d est le diamètre du plus grand cercle inscrit et D le diamètre du plus grand cercle circonscrit. Dans le cas où une rapide estimation est requise, les projections de grains peuvent être comparées avec une chart comme celle de *Powers* (1953) qui comporte deux classes de sphéricité et six classes d'irrégularité du grain.

Le degré d'irrégularité est décrit par *Wadell* (1933) et est défini de la façon suivante : $P = \frac{\sum(r+R)}{N}$ où r est le rayon de courbure de chaque coin du grain, N est le nombre de coin et R est le rayon maximum du cercle inscrit dans le grain. Cependant ce type d'approche étant relativement long, les scientifiques ont estimé l'irrégularité en se référent à la chart de *Powers* (1953) en utilisant la formulation de *Wadell* (1933) (Table 1.1). *Folk* (1955) propose une loi de transformation logarithmique des valeurs d'irrégularité en définissant une échelle nommée "rho scale". Cette échelle varie de 0 pour des particules très anguleuses à 6 pour des particules parfaitement arrondies (Table 1.1).

La texture de la surface du grain peut être définie comme étant le degré de la rugosité de la surface (lisse vs. rugueux). Certains aspects de la surface comme l'aspect poli/vernis ou lustré peut être estimés directement à l'oeil nu ou à l'aide d'une binoculaire. Les images prises par les microscopes électroniques à balayage permettent de fournir de fins détails de la surface des grains (e.g., cassure, striation) (Figure 1.21).

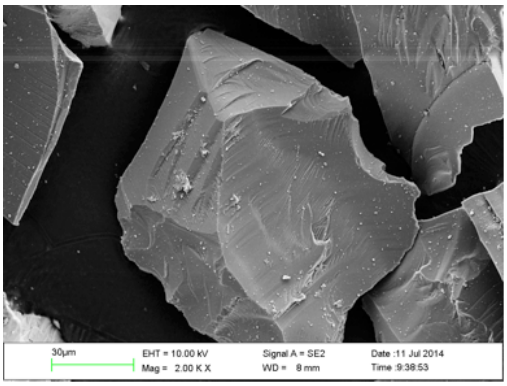


FIGURE 1.21 – Image prise à partir d'un microscope électronique à balayage d'une olivine permettant d'avoir accès à la texture de la surface (communication personnelle, Cédric Pilorget).

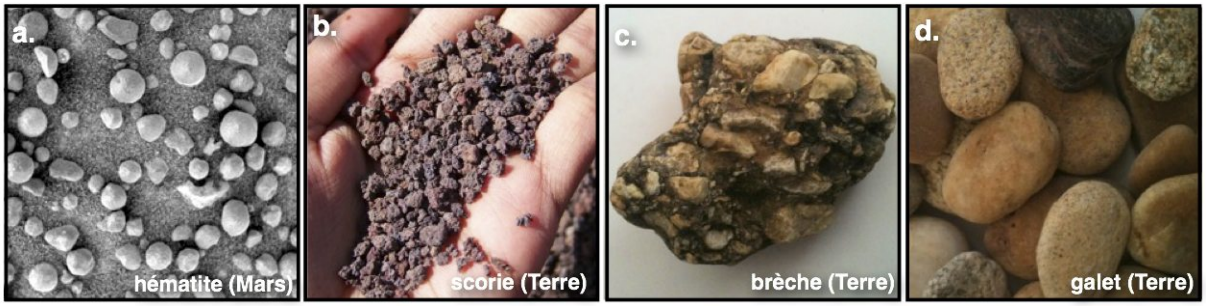


FIGURE 1.22 – Exemples d'échantillons avec des formes et rugosités variées. a. sphérules d'hématites sur Mars (1 mm de diamètre), b. scories d'Auvergne avec une rugosité vacuolaire (5 mm de diamètre), c. brèche (environ 10 cm) avec des éléments angulaires et d. galets de forme arrondie et plate (5 cm de diamètre).

La surface spécifique est également très utilisée qui intègre à la fois la taille la forme et la rugosité. Elle correspond à la superficie réelle de la surface d'un objet.

La Figure 1.20 présente des exemples de morphologie de grains : la Figure 1.22a présente des sphérules riche en hématite, de forme sphérique avec une surface lisse, la Figure 1.22b montre des grains pyroclastiques de forme arrondie avec une rugosité de type vacuolaire, la Figure 1.22c montre une brèche composée d'éléments angulaires, la Figure 1.22d présente des galets de forme arrondie, plate et avec une surface lisse.

Structure interne du grain. La structure interne d'un grain est décrite par le degré d'hétérogénéité ou d'homogénéité, plus précisément, la densité d'éléments au sein d'un grain. Cette structure peut être évaluée en faisant des coupes sériées du grain en les observant à l'aide d'un microscope. Les Figures 1.23a et d montrent des grains homogènes alors que les Figures 1.23 b, c, e montrent des grains hétérogènes. Cette hétérogénéité peut être due à la présence de cristaux (Figure 1.23c), de vacuoles (Figure 1.23b), des structures de croissance (Figure 1.23e) par exemples.

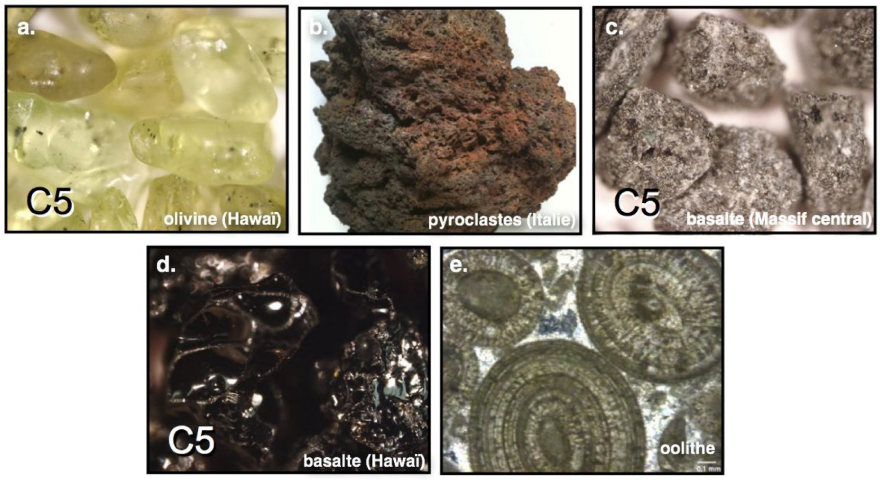


FIGURE 1.23 – Exemples d'échantillons avec ou sans structure interne. a. sable d'olivine (500 - 1000 microns) sans structure interne (homogène) (credit : (*Souchon*, 2012)), b. roche pyroclastique (environ 5 cm) avec la présence de vacuoles (hétérogène), c. grains de basalte (500 - 1000 microns) composé de phénocristaux (hétérogène) (credit : (*Souchon*, 2012)), d. grains de basalte (500 - 1000 microns) composé principalement de verre (homogène) (credit : (*Souchon*, 2012)), e. oolithe, concrétion de carbonates de calcium vue au microscope avec une structure concentrique (hétérogène) (credit : lithothèque de Normandie).

FIGURE 1.24 – Exemples d'échantillons avec des degrés de transparences différentes. (a) grain opaque (hornblende), (b) grain translucide (biotite), et (c) grain transparent (calcite). (credit : University of Auckland, New Zealand).

Transparence (ou opacité) du grain. On décrit le degré de pénétration de la lumière à travers un élément (e.g., minéral). On utilise le terme "opaque" quand la lumière ne traverse que peu à travers le minéral (Figure 1.24a), "translucide" quand la lumière traverse à travers le minéral mais est diffusée (Figure 1.24b), et "transparent" quand la lumière traverse à travers le minéral et n'est que peu diffusée (Figure 1.24c).

Rugosité de surface. La rugosité de surface décrit les défauts géométriques de la surface comparés à une surface lisse et plane pouvant être définie à toutes les échelles depuis la rugosité à l'échelle du grain à la rugosité pluri-kilométrique (Figure 1.25). À plus petite échelle (échelle du grain), la rugosité nous renseigne sur l'organisation des grains les uns par rapport aux autres (Figures 1.25a, 1.25d et 1.25e).

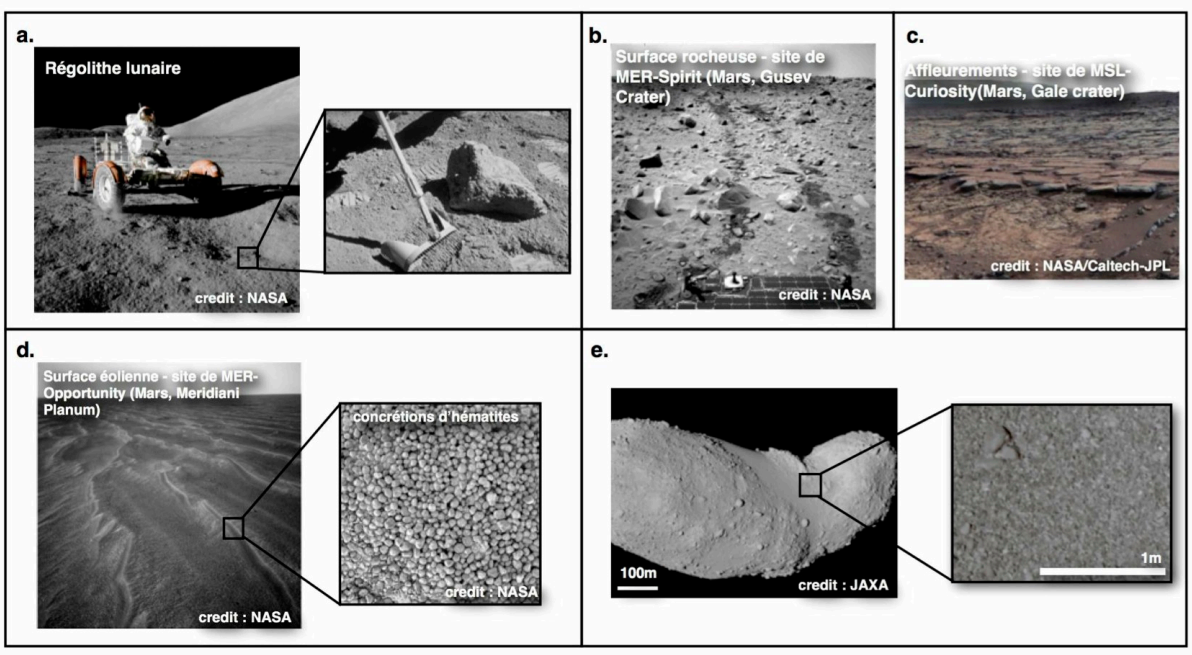


FIGURE 1.25 – Exemples de rugosité de surface. a. régolithe lunaire composé d'un matériau granulaire fin montrant une surface lisse (mission Apollo 16) (credit : NASA), b. surface composée d'un matériau granulaire, de blocs et de clastes (éjectas) au niveau du site d'atterrissage de MER-Spirit, montrant une surface rugueuse (credit : NASA), c. surface rocheuse composée d'affleurements de roches avec des figures de dessiccations créant une surface rugueuse au niveau du site d'atterrissage de MSL-Curiosity à Gale crater (credit : NASA), d. surface composée de rides éoliennes créant une surface rugueuse à l'échelle métrique, elle-même formée d'un matériau granulaire d'hématites (1mm de diamètre) créant une surface lisse à l'échelle millimétrique au niveau du site d'atterrissage de MER-Opportunity (credit : NASA), e. astéroïde Itokawa prise par la sonde Hayabusa et zoom sur la région Muse Sea composée d'une surface lisse (credit : JAXA).

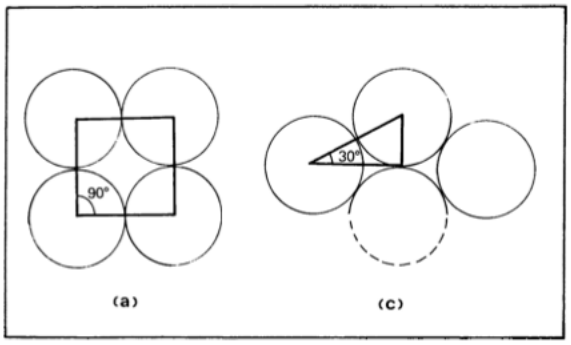


FIGURE 1.26 – Exemples d'agencements de grains sphériques : (a) agencement cubique et (b) agencement rhomboédrique (*Graton and Fraser*, 1935). (credit : *Pye and Tsoar* (2009)).

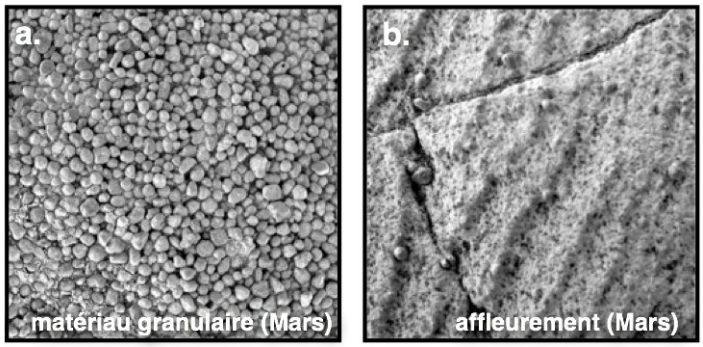


FIGURE 1.27 – Exemples de porosité et induration de la surface. a. matériaux granulaires de taille millimétrique, l'agencement crée une porosité interstitielle, b. roche indurée avec des fractures visibles créant une porosité de fracture (images de l'instrument MI/MER-Opportunity, 3.2 cm de côté) (credit : NASA).

Porosité et induration de la surface. La porosité décrit la fraction de vide contenue dans un matériau solide ou granulaire. Il existe deux types de porosité. La première est la porosité de fracture (Figure 1.27b) qui correspond à un vide laissé lors de contraintes mécaniques ou thermiques. La seconde est la porosité interstitielle qui correspond le plus souvent au vide laissé entre les grains dans la roche ou dans le milieu granulaire (Figure 1.27a). La porosité est une quantité physique définie comme le rapport entre le volume de vides et le volume totale du milieu (comprenant le volume solide et le volume des pores). L'arrangement des grains a une forte influence sur la porosité. Des grains sphériques peuvent induire différents arrangements (*Graton and Fraser*, 1935) présentés dans la Figure 1.26. Un arrangement cubique crée une porosité maximale pouvant atteindre 48% et un arrangement rhomboédrique, 26%. Le tri a également une foret influence sur la porosité. En effet un milieu mal trié présentera une porosité plus faible qu'un milieu bien trié (*Beard and Weyl*, 1973).

L'induration caractérise le degré de compaction et/ou de cimentation d'un matériau. Les phénomènes de compaction et de cimentation conduisent à la diminution, voire à la disparition de vides interstitiels dans le milieu (Figure 1.27b).

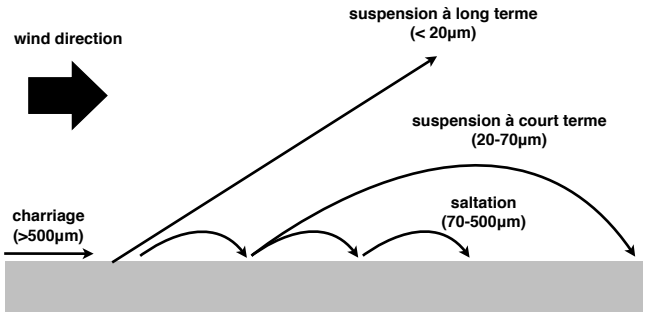


FIGURE 1.28 – Les différents modes de transport des particules éoliennes en condition terrestre.

1.2.2 Lien entre propriétés physiques et processus géologiques : exemples

Processus fluviatiles/éoliennes - taux d'érosion, temps de transport et dépôt. Les processus fluviatiles et éoliens sont des processus contrôlés par l'activité d'un courant qui peut être le vent (tornades, tempêtes) ou l'eau (rivières, torrents) et jouent un rôle dans l'érosion, le transport et la sédimentation des matériaux de surface. Les activités éoliennes et fluviatiles sont observées sur Terre mais aussi sur Mars. La détermination de la taille des grains permet d'avoir des informations sur la force du courant nécessaire pour mettre en mouvement un grain de taille donnée : une particule plus grosse nécessite plus d'énergie pour la faire déplacer comparée à une particule plus petite de même composition. La taille des grains nous renseigne sur la distance ou/et le temps de parcours : les grains plus fins sont généralement un indicateur d'un long transport et d'une longue distance comparés aux grains plus gros de même composition. La Figure 1.28 montre un schéma des différents modes de transport (charriage, saltation et suspension) pour le cas des processus éoliens sur Terre. La détermination de la forme du grain et de son degré d'émoussement nous informe sur l'efficacité de l'abrasion au cours du transport. Ainsi plus le transport sera long et plus le grain deviendra rond et émoussé. On constate que les particules éoliennes présentent le plus grand degré de sphéricité comparées aux particules en environnement glaciaire, fluviatile et littoral. Ceci montre que le vent abrase plus efficacement les grains comparés à l'eau (Figure 1.29). De plus, la forme des grains joue un rôle dans la mobilité des particules : des grains arrondis seront mobilisés plus efficacement que des grains "plats".

La Figure 1.30 montre un exemple de l'influence des processus éoliens sur les propriétés physiques des grains sur Mars. Les images sont prises par le rover MER-Spirit du site d'atterrissage localisé à Gusev Crater. Les observations orbitales et in situ ont montré que la région est fortement influencée par des processus éoliens types tempêtes régionales et tornades. Les images du microscope (Figure 1.30) montrent des grains basaltiques (de $500\mu m$ en moyenne) sub-arrondis à sphériques et émoussés indiquant que ces particules ont subi un transport relativement long. On constate également que ce sont les grains les plus gros qui sont les plus arrondis comparés aux plus petits. De plus, les grains sub-arrondis sont essentiellement observés au niveau des crêtes des dunes (Figure 1.30) car plus facilement mobilisables que les grains anguleux (*Greeley et al.*, 2004, 2005a, 2006a)

La Figure 1.31 présente à un cône alluvial correspondant à un épanchement de débris transportés

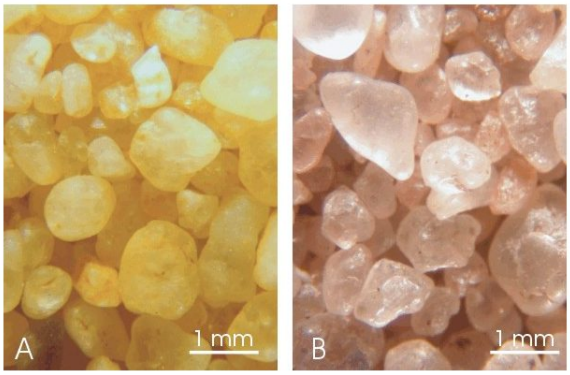


FIGURE 1.29 – Propriétés physiques des grains indiquant des agents de transport différents. A. Sable quartzeux éolien dont les grains ont un aspect " rond-mat " indiquant une érosion par le vent, B. sable quartzeux dont les grains ont un aspect " émoussé-luisant " indiquant une érosion par l'eau. (Credit : http ://www2.ulg.ac.be/)

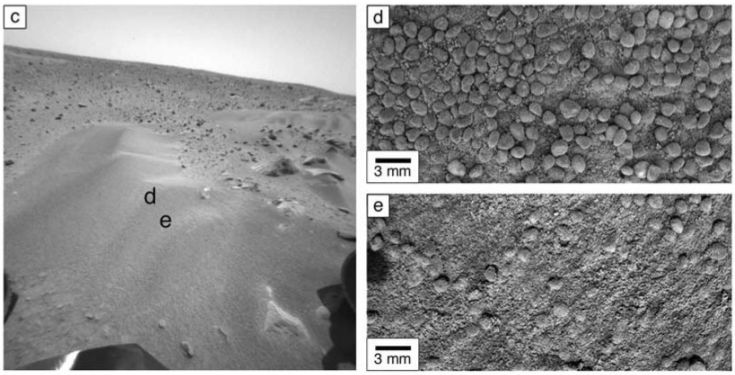


FIGURE 1.30 – Influence des processus éoliens sur les propriétés physiques des particules (exemple sur Mars : site d'atterrissage de MER-Spirit à Gusev Crater). (c) vue large sur la ride éolienne (instrument Hazcam), zoom sur la crête (d) et sur creux (e) de la ride (instrument MI). Les images montrent des grains basaltiques érodés lors de leur transport par le vent. La taille de ces grains est de l'ordre de 500 à 1000μm (*Greeley et al.*, 2006a).

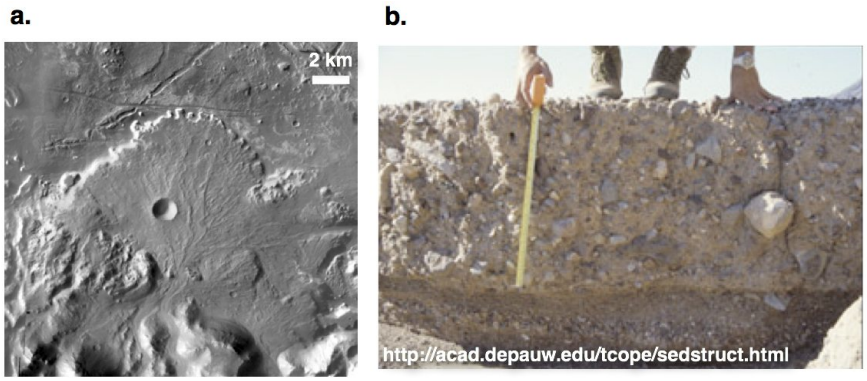


FIGURE 1.31 – Exemple (a) d'un cône alluvial sur Mars dans la région d'Holden Crater (image visible THEMIS) (credit : NASA/ASU) et (b) d'une coulée typique associée à un écoulement de masse formé de grains grossiers et anguleux dans une matrice fine sur Terre (credit : http ://acad.depauw.edu/tcope/sedstruct.html).

par un torrent formant un dépôt en éventail en contrebas d'un versant. Ce cône se met en place lorsque le courant perd de sa capacité de transport déposant ainsi sa charge sédimentaire. Ce type de réseaux fluviatiles implique souvent l'alternance d'écoulements en masse associés à un mélange de larges blocs et d'un sédiment très fin formant une boue (“ debris flow ”) et d'écoulements fluviatiles. Les matériaux sont plutôt anguleux et immatures. On observe également une décroissance de la taille des matériaux depuis la zone proximale (débouché du canyon) où on observe les matériaux les plus grossiers jusqu'à la zone distale (en plaine) où on observe les matériaux les plus fins.

Processus magmatiques - degré de cristallisation, taux de refroidissement du magma, taux de volatilisation des gaz du magma. Les roches magmatiques sont issues du refroidissement et de la solidification du magma avec ou non une cristallisation complète. Le degré d'hétérogénéité et la taille des grains vont nous renseigner sur le taux de refroidissement et donc le degré de cristallisation. La Figure 1.23d montre des grains de basaltes composés principalement de verres amorphes sans structure interne (sans minéraux) indiquant un degré de cristallisation nul et un taux de refroidissement très rapide du magma. La Figure 1.23c montre des grains de basaltes composés de micro-cristaux d'olivine, de feldspath, de pyroxène et de verres. Ces cristaux (microlithes) créent une structure interne indiquant un degré de cristallisation plus important que l'exemple précédent et un taux de refroidissement moins rapide.

Lors d'une éruption, des blocs de laves solidifiés nommés pyroclastiques peuvent être projetés. Lorsque la lave contient beaucoup de gaz, lors de son refroidissement au contact de l'air, les volatils s'échappent et créent d'abondantes vacuoles donnant à la roche une texture vacuolaire (texture scoriacée) (Figure 1.23b). Ces vacuoles confèrent à la roche un grand degré d'hétérogénéité.

Processus de cratérisation - fragmentation de la surface par impact. Les surfaces planétaires ont été fortement affectées par des impacts de bolides. Lors de l'impact, la surface va être fragmentée et des fragments de la roche mère et de l'impacteur vont être projetés et déposés tout au-

tour du cratère formant une nappe d'éjecta. Cette nappe est constituée de blocs (plusieurs dizaines de centimètres à plusieurs mètres de diamètre) et de clastes (quelques centimètres de diamètre) créant une forte rugosité de surface comme nous pouvons l'observer dans la Figure 1.25b.

Processus de space-weathering - désagrégation mécanique et amorphisation des matériaux des corps sans atmosphère Les surfaces des corps sans atmosphère (Lune, Mercure, astéroïdes) sont exposées à l'environnement spatial, notamment aux bombardements de micrométéorites et aux particules hautement énergétiques du vent solaire et des rayons cosmiques, c'est le "space weathering". Ces bombardements induisent (i) la désagrégation des matériaux indurés en fines particules, (ii) la vaporisation des matériaux qui se re-déposent sur les matériaux non-consolidés formant une fine couche de recouvrement amorphe contenant des fers métalliques de taille sub-microscopique et (iii) la formation d'agglomérats composés de particules du régolithe (débris de roches et minéraux) liées par un verre par le processus d'amorphisation appelées *agglutinates*. Le space-weathering conduit donc à la formation du régolithe correspondant à la couche superficielle, formée de matériaux non-consolidés issus de la roche mère en place (exemple du régolithe lunaire dans la Figure 1.25a). Ce processus va donc impacter sur les propriétés physico-chimiques des matériaux de la surface mère en contact direct avec l'environnement spatial. Ainsi la caractérisation des propriétés physiques des matériaux comme la taille, la forme et la structure interne des grains va nous permettre d'avoir des informations sur le mécanisme de formation du régolithe et sur l'évolution du régolithe au cours du temps et sur le degré de maturité du régolithe depuis le début de son exposition à l'environnement spatial.

1.3 Techniques d'investigations

L'imagerie in situ par l'intermédiaire de véhicules robotisés ou de modules permet d'avoir accès directement aux propriétés physiques des matériaux que ce soit les matériaux non consolidés (soil) ou les roches/affleurements. Dans le cas de Mars, un certain nombre de landers (Viking 1 et 2, Phoenix), et rovers (Mars Pathfinder, Mars Exploration Rovers Spirit et Opportunity, Mars Science Laboratory Curiosity) ont permis d'étudier in situ les roches et soils qui ont pu enregistrer les processus géologiques responsables de la formation et de l'évolution de sa surface au cours du temps en étudiant les propriétés physico-chimiques de matériaux rencontrés. D'autres missions in situ ont permis également d'explorer d'autres corps du Système Solaire, comme la mission Venera 7 qui s'est posé sur Vénus, la mission Huygens sur le satellite Titan, ou l'exploration humaine sur la Lune. Cependant, l'utilisation de l'imagerie in situ est limitée exclusivement le long du trajet du rover ou autour du site d'atterrissage pour les modules non motorisés. Il est notamment difficile compte-tenu des contraintes budgétaires de poser des landers ou rovers à travers toute la surface du corps planétaire étudiée. De plus, le choix des sites d'atterrissage est limité par des contraintes d'ingénieries (atterrissage, mobilité du véhicule). Par conséquent, il est indispensable de coupler les informations in situ par des données spatiales orbitales afin d'avoir des informations sur les propriétés physiques des matériaux de surface à différentes échelles : globale, régionale, locale. L'un des objectifs de mon

travail est d'utiliser une technique d'investigation indirecte pour leur détermination depuis l'orbite.

1.3.1 Techniques orbitales

1.3.1.1 Inertie thermique

Principes.

L'une des techniques indirectes permettant d'avoir des informations sur les caractéristiques physiques à l'échelle des grains et des roches est la détermination de l'inertie thermique (IT) des matériaux de surface. Ce paramètre physique quantifie la capacité du matériau à conduire et à stocker la chaleur dans sa structure. En générale, on utilise le cycle diurne, durant lequel l'énergie solaire est absorbée le jour et restituée la nuit mais il est aussi possible d'utiliser d'autres cycles comme le cycle annuel. Les détecteurs mesurent l'émission thermique de la surface et en déduisent les changements de température diurne et saisonnier qui dépendent de l'inertie thermique.

L'inertie thermique est définie comme $\sqrt{k\rho c}$, dépendant de la conductivité thermique k, de la densité ρ et de la capacité calorifique c. Pour la plupart des matériaux des surfaces planétaires, le produit ρc peut varier d'un facteur 2-4 alors que le paramètre k peut varier de plusieurs ordres de magnitude. En effet, la conductivité thermique des matériaux est contrôlée par différents facteurs comme la composition, la taille des particules qui le composent, la porosité, la densité, la pression des gaz interstitiels, la température, et la présence et le degré de cimentation (induration). L'hétérogénéité de la roche ou du matériau granulaire est également important. La distribution de la taille (incluant la présence de roches et d'affleurement) mais aussi la présence de couches et de mélanges spatiaux des matériaux peuvent influencer l'inertie thermique de la surface observée (*Bell*, 2008, chapitre 18).

L'inertie thermique est la quantité principale qui contrôle la température de surface. Ainsi un matériau ayant une faible valeur d'IT atteindra sa température d'équilibre plus rapidement qu'un matériau avec une forte valeur d'IT qui atteindra sa température d'équilibre plus longtemps (Figure 1.32). Aussi, plus l'IT est grande, plus l'amplitude des variations de températures diurnes diminue car l'énergie solaire absorbée durant le jour est redistribuée en profondeur et est restituée la nuit.

Les spectro-imageurs mesurant le rayonnement électromagnétique dans l'infrarouge thermique émis par la surface (e.g. THEMIS/MO, TES/MGS, OMEGA/MEx pour le cas de Mars) permettent d'avoir des informations sur la température de celle-ci.

L'instrument THEMIS est composé de deux instruments, un imageur dans la gamme de l'infrarouge thermique avec 9 canaux et un imageur dans le visible avec 5 canaux. L'imageur IR couvre les longueurs d'onde entre 6.7 et 14.8 μm et possède une résolution spatiale de 100m/pixel (*Christensen et al.*, 2004a). La radiance calibrée corrigée de divers artéfacts, est convertie en températures de brillance à la longueur d'onde d'environ 12.6 μm où l'émissivité de surface est forte ($\simeq$0.99), où l'opacité atmosphérique est faible et où le signal sur bruit est le plus élevé (e.g. *Fergason et al.*, 2006a; *Edwards et al.*, 2011), en fittant une courbe de Planck à cette longueur d'onde. Les données de température estimées à partir des cartes de nuit sont utilisées pour éviter les effets visibles le jour

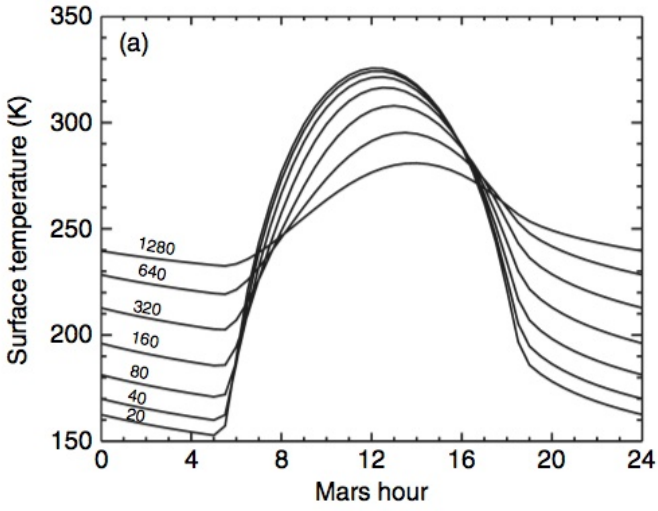


FIGURE 1.32 – Températures diurnes de la surface de Mars pour différentes valeurs d'inertie thermique durant l'été (jour 500)(*Bell*, 2008, chapitre 18).

comme les zones d'ombre et les pentes (e.g., *Fergason et al.*, 2006a; *Putzig and Mellon*, 2007). La température de brillance à $\simeq$12.6 μm est utilisée pour approximer la température cinétique de la surface qui définie la température de la cible.

L'absorption et l'émission de la radiation sont dépendantes de la réflectance qui peut être décrite par l'albedo, calculé à partir des images visibles THEMIS, et de l'inertie thermique (e.g., *Kieffer et al.*, 1977). À travers la combinaison de l'albedo et de l'inertie thermique, il est possible de prédire une température de surface pour une saison, une latitude, et une heure données (e.g., *Kieffer et al.*, 1977; *Fergason et al.*, 2006a). Des paramètres supplémentaires comme la pente, l'opacité des aérosols minéraux atmosphériques et l'altitude sont également nécessaires pour modéliser cette température. L'estimation de l'IT est faite en fittant une courbe diurne de température obtenue avec celle dérivée de modèles, calculés en utilisant la latitude, la saison, l'heure locale, l'altitude, et l'opacité atmosphérique (*Kieffer et al.*, 1977).

La précision globale de l'estimation de l'IT estimée à partir des données THEMIS est d'environ 20%. La précision des valeurs d'IT est 10-15% et par conséquent, des variations de la valeur IT au sein d'une seule image THEMIS représentent des différences en terme de propriétés physiques de surface. Les incertitudes sur le calcul de l'IT viennent essentiellement de la calibration de l'instrument. La connaissance des paramètres d'entrée du modèle (e.g., albedo, altitude, pente locale) joue également un rôle mais la combinaison de toutes ces erreurs est équivalentes à celles liées à l'instrument. D'autres facteurs comme la supposition d'une émissivité égale à 1 contribuent dans l'incertitude de l'IT mais leur contribution est difficile à quantifier (*Fergason et al.*, 2006a). Les estimations IT à partir des données THEMIS sont cohérentes avec les estimations issues des données TES/MGS et de Mini-TES/MER (*Fergason et al.*, 2006b,a).

Différentes situations peuvent compliquer la modélisation de l'inertie thermique et peuvent rendre l'interprétation des résultats ardue, comme notamment les mélanges de particules de tailles diffé-

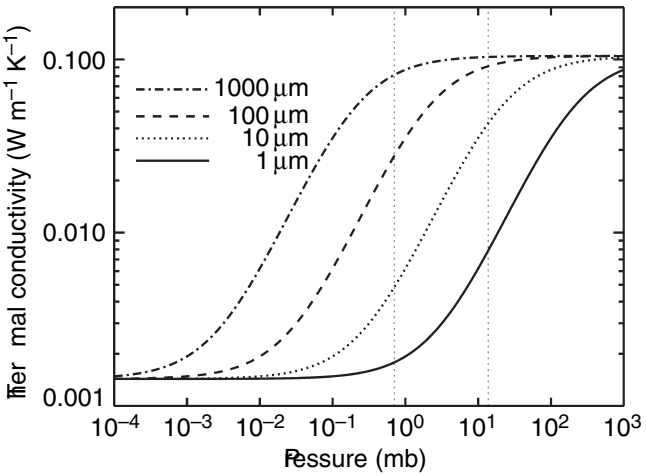


FIGURE 1.33 – Conductivité thermique d'un matériau non consolidé en fonction de la pression de CO_{2} interstitielle simulée. Les courbes correspondent à différentes tailles de particules de 1 à $1000\mu m$. (*Bell*, 2008, chapitre 18)

rentes, les matériaux en couche, la présence de pentes au sein du pixel, la présence de poussières dans l'atmosphère et de nuages de glace d'eau (*Fergason et al.*, 2006a).

L'une des limitations avec l'utilisation de l'IT pour la détermination des propriétés physiques des matériaux de surface est que ce paramètre varie en fonction d'un grand nombre de paramètres ce qui complique l'interprétation des valeurs de l'IT obtenues. Aucunes informations sur la forme, la structure interne ou l'état de cristallisation des grains ne peuvent être obtenues à partir de l'IT. De plus, l'IT ne dépend pas que de la conductivité thermique k mais elle dépend aussi de la densité ρ et de la capacité calorifique c et les quantités c et k dépendent aussi de la température. L'IT est également influencée par la pression atmosphérique. Par exemple, à haute pression atmosphérique, similaire à celle de la Terre, la conduction du gaz domine la conductivité thermique du matériau. Dans le cas de Mars, la pression atmosphérique varie de 0.7 à 13.7 mbar selon l'altitude et la saison. D'après des simulations, à la pression atmosphérique de Mars, la conductivité thermique est sensible à la taille des grains. Néanmoins, on observe que pour une pression atmosphérique proche de 10 mbar, il est plus difficile de distinguer des grains de taille entre 100 μm et 1000 μm en utilisant les valeurs de la conductivité thermique. Dans le cas des corps sans atmosphère comme Mercure, la Lune et les petits corps (astéroïdes), il est extrêmement difficile de distinguer les différentes catégories de tailles de grains à partir de l'IT (Figure 1.33). De plus, l'IT dépend également de la présence d'eau dans les interstices et du degré de cimentation qui augmentent la conductivité thermique dans le matériau et donc induit une forte inertie thermique.

Principaux résultats

L'IT venant des observations TES et THEMIS a été calculée et cartographiée donnant des informations sur les propriétés physiques des matériaux de la surface de Mars. Les principaux résultats présentés ci-dessous sont issus de la compilation de *Bell* (2008, chapitre 18).

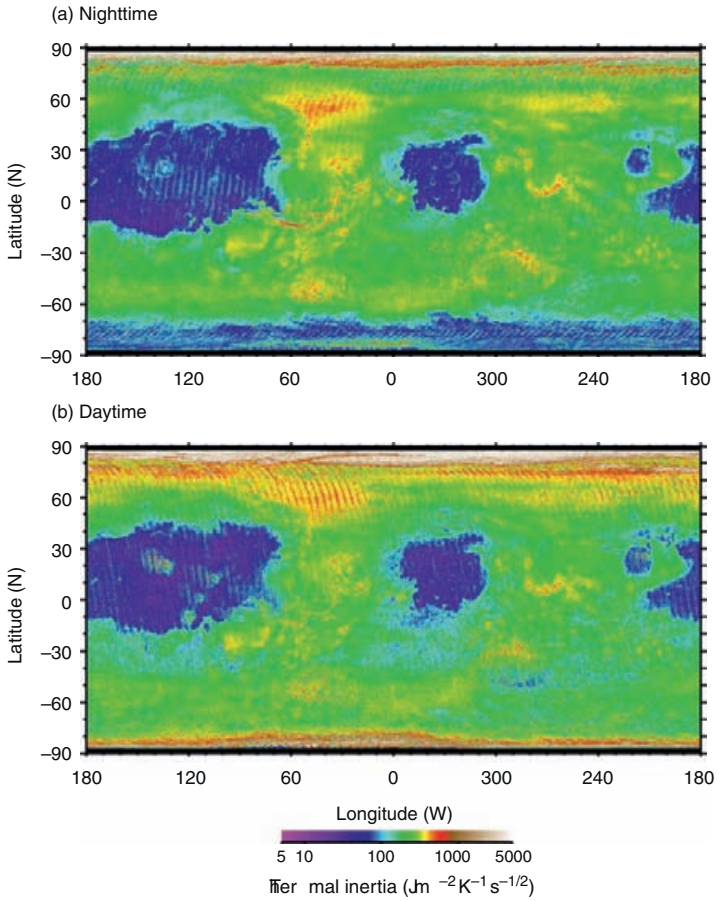


FIGURE 1.34 – Cartes globales de l'inertie thermique dérivées des observations TES (résolution de 1/20° par pixel) de (a) nuit et (b) jour (*Putzig and Mellon*, 2007)(credit : (*Bell*, 2008, chapitre 18)).

La Figure 1.34 présente les cartes de l'IT dérivées des observations TES de nuit (a) et de jour (b) couvrant environ trois années martiennes (*Mellon et al.*, 2000; *Putzig et al.*, 2005; *Putzig and Mellon*, 2007). On peut voir (i) une large région caractérisée par des valeurs de IT faibles (<150 USI) (Figure 1.34, couleur bleue) dans les régions d'Amazonis, Tharsis, Arabia Terra et Elysium, (ii) des régions caractérisées par des valeurs intermédiaires de IT (150-400 USI) qui entourent les régions à faibles IT et (iii) des régions caractérisées par des fortes valeurs de IT (>400 USI) incluant les fonds et bordures des larges bassins d'impact (Hellas, Isidis, Argyre), Valles Marineris et les régions des vallées de débâches qui débouchent de Valles Marineris, une large portion d'Acidalia Planitia et de nombreux petits cratères d'impact (Figure 1.34, couleur rouge).

L'association des valeurs de IT avec les valeurs d'albedo dérivées des données du bolomètre TES dans la gamme du visible ont permis de mettre en évidence trois unités thermophysiques majeures (Figure 1.36 et Tableau 1.2) correspondant à environ 78% de la surface de Mars :

1. L'unité A est caractérisée par de faibles valeurs IT et de faibles valeurs d'albedos. Ces valeurs sont interprétées comme correspondant à des matériaux brillants, non consolidés et fins,

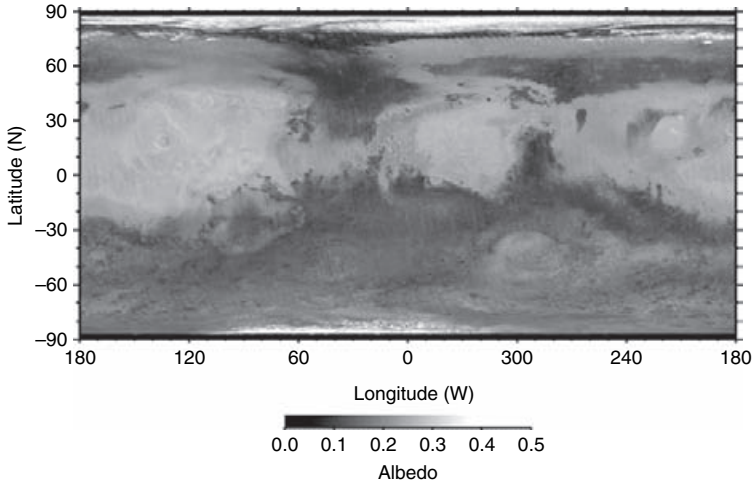


FIGURE 1.35 – Carte globale de l'albedo dérivée des données du bolomètre TES dans le visible. (*Bell*, 2008, chapitre 18)

Unit	Inertia ($J\,m^{-2}\,K^{-1}\,s^{-1/2}$)	Albedo	Coverage[a] (%)	Interpretation
A	Low (5–116)	High (0.22–0.29)	18	Bright unconsolidated fines
B	High (134–364)	Low (0.10–0.20)	39	Sand, rocks, and bedrock; some duricrust
C	High (93–320)	Med. (0.20–0.26)	21	Duricrust; some sand, rocks, and bedrock
D	Low (5–154)	Low–med. (0.09–0.22)	2.6	Low density mantle
E	High (5–403)	Very low (<0.09)	0.2	Similar to B, but little or no fines
F	Very high (>403)	Low–med. (<0.24)	3.3	Rocks, bedrock, duricrust, and polar ice
G	Low–high (>5)	Very high (>0.24)	1.1	Similar to A, possibly thin and discontinuous with higher thermal inertia

TABLE 1.2 – Résumé des différentes unités thermophysiques avec les valeurs d'inertie thermique, d'albedo, le pourcentage d'occurrence et l'interprétation des valeurs (*Bell*, 2008, chapitre 18).

cohérents aux valeurs d'IT des poussières ayant une taille inférieure à 40 μm,

2. L'unité B est caractérisée par de fortes valeurs IT et de fortes valeurs d'albedos. Ces valeurs peuvent être expliquées par plusieurs facteurs. Il a été proposé que cette unité est composée de la combinaison de la présence de roches, d'affleurements, de particules grossières et/ou d'une surface composée de matériaux fins cimentés,
3. L'unité C est une unité différente des deux autres formant une bande de transition entre l'unité A de faibles IT et l'unité B de fortes IT. Elle est caractérisée par de fortes valeurs IT et par de valeurs intermédiaires d'albedo. Ces valeurs sont interprétées comme une unité composée partiellement ou totalement d'une couche épaisse de poussières ou par un dépôt de matériaux non consolidés qui se seraient cimentés, devenant par la suite plus sombres par le processus de cimentation, ce qui expliquerait les valeurs intermédiaires d'albedo.

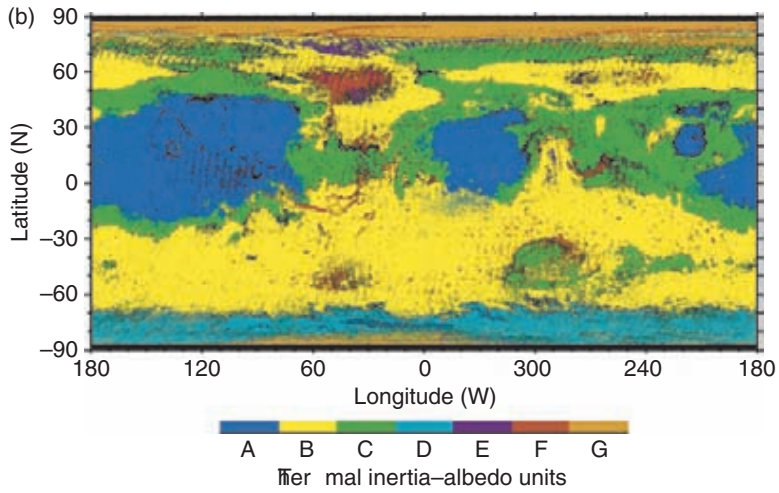


FIGURE 1.36 – Cartes des unités basées sur leurs valeurs de l'inertie thermique et d'albedo. Trois unités majeures sont observables : unité A avec une forte valeur d'albedo et une faible valeur d'IT, unité B avec une faible valeur d'albedo et une forte valeur d'IT et unité C avec une valeur intermédiaire d'albedo et une forte valeur d'IT (*Mellon et al.*, 2000; *Putzig et al.*, 2005). (*Bell*, 2008, chapitre 18)

Les cartes d'IT dérivées de données de l'instrument THEMIS/MGS ont permis d'avoir accès à de fins détails des unités géologiques de Mars grâce à sa résolution spatiale de 100m/pixel comme les surfaces recouvertes de poussières, les figures éoliennes (rides, dunes, traces) (*Fergason et al.*, 2006a; *Edwards et al.*, 2011), les dépôts stratifiés et les affleurements du substratum (*Fergason et al.*, 2006a; *Edwards et al.*, 2009). Quelques exemples d'application sur des objets variés sont présentés par *Fergason et al.* (2006a) incluant des dépôts stratifiés dans la région de Hebes Chasma, des terrains dominés par des modelés éoliens et la région de Nili Patera, illustrant différents types de surfaces associés à des valeurs d'IT variées. La surface de Mars est dominée par des surfaces où les valeurs de IT ne montrent pas de variations et sont généralement faibles indiquant qu'une couche de poussières est présente de façon permanente à la surface et est suffisamment épaisse pour masquer l'inertie thermique des matériaux sous-jacents (quelques centimètres jusqu'à 1-2 m d'épaisseur) (*Fergason et al.*, 2006a). Quelques expositions d'affleurements de substratum ou de surfaces dominées par des roches ("bedrock") sont observées aux échelles kilométriques et métriques et sont associées à de fortes valeurs d'IT. L'unité des " bedrocks " est observée en majorité dans les plateaux cratérisés du sud et/ou dans les régions de faibles albedos. La faible occurrence de ces "bedrocks" suggèrent que la surface de Mars a expérimenté des processus crustaux et des modifications de grandes échelles qui ont altéré chimiquement ou mécaniquement ou ont masqué le substratum (*Edwards et al.*, 2009). L'unité des "bedrocks" est associée à trois types de morphologies distincts comme les bordures de vallées et cratères, le fond de cratère et les régions inter-cratères, suggérant des mécanismes de formation et d'exposition différents.

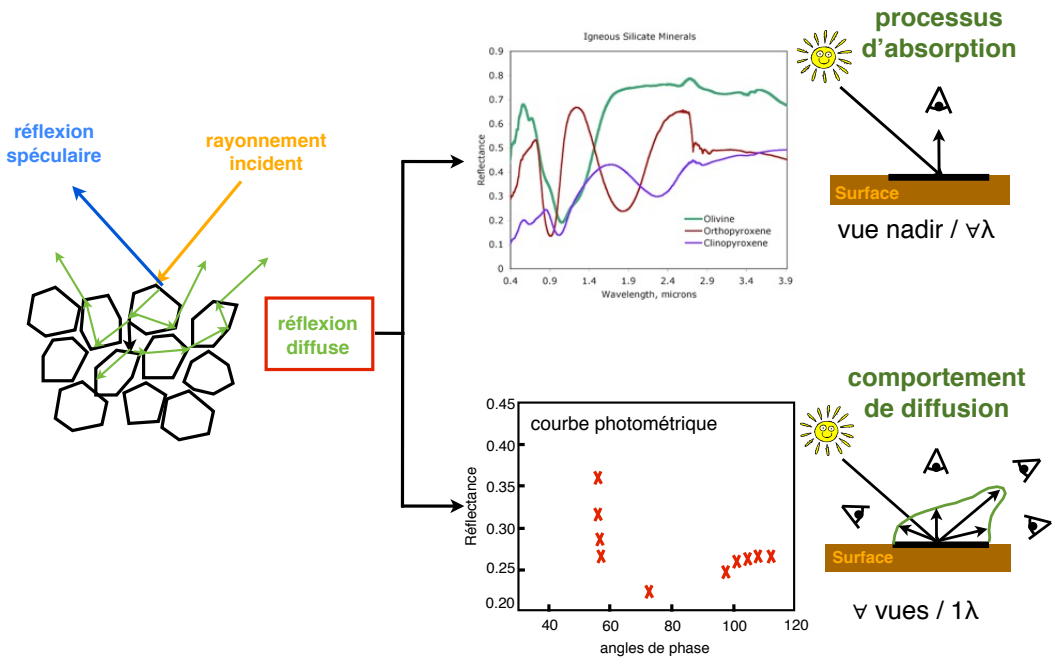


FIGURE 1.37 – Principe de la photométrie. La photométrie des surfaces planétaires étudie la manière à laquelle la lumière solaire est diffusée par les matériaux de surface. Des données acquises à différentes conditions géométriques (illumination et observation) sont nécessaires pour décrire le comportement de diffusion des matériaux de surface.

1.3.1.2 Photométrie

Principe.

La photométrie est une technique indirecte permettant d'obtenir des informations sur les propriétés physiques des grains et de la surface en étudiant la manière à laquelle la lumière est redistribuée par diffusion par les matériaux qui composent la surface (Figure 1.37). La géométrie de diffusion dans le demi-espace dépend de la composition mais aussi des propriétés physiques à l'échelle du grain comme la taille (μm au cm), la forme (sphérique, arrondie, anguleuse) et la structure interne (homogène, hétérogène avec présence de cristaux, bulles, fractures) des grains et à l'échelle de la surface comme la porosité et la rugosité de surface. Cette technique pourrait donner des informations permettant de caractériser les processus géologiques qui contrôlent la formation, le transport, le dépôt, l'altération et l'érosion des matériaux au cours du temps.

Une étude photométrique nécessite les mesures de la surface sous différentes géométries d'observations (Figure 1.37). Des spectro-imageurs (technique combinant la spectrométrie qui mesure des propriétés du rayonnement électromagnétique dans une gamme de longueurs d'onde spécifiques et l'imagerie qui permet d'avoir un spectre pour plusieurs localisations spatiales simultanément) sont disponibles dans la plupart des missions spatiales (e.g. OMEGA/MEx, CRISM/MRO, ISM/Phobos pour l'étude de Mars, LROC/LRO pour l'étude de la Lune, VIRTIS/Cassini pour l'étude de Titan). À géométrie d'observation fixe (en général nadir), plusieurs acquisitions à des orbites différentes

d'une même cible sont nécessaires pour former un jeu de mesures à géométries (incidence, phase) variées.

Certaines cameras stéréoscopiques ou spectro-imageurs permettent des acquisitions de plusieurs géométries d'observation en un seul passage de la sonde. C'est le cas pour l'instrument HRSC/MEx qui permet d'avoir jusqu'à 5 géométries par observation (*McCord et al.*, 2007) et CRISM/MRO jusqu'à 11 géométries (*Murchie, S. et al.*, 2007).

À partir de ces observations et à l'aide de modèles décrivant le transfert radiatif dans le milieu granulaire (e.g., surfaces planétaires), il est possible de relier la composante de diffusion aux paramètres physiques des grains et de la surface. Le chapitre suivant décrit les principaux modèles de transferts radiatifs analytiques.

La photométrie des surfaces planétaires depuis des données orbitales a été peu utilisée jusqu'à présent car cette technique est limitée dans le cas des surfaces planétaires ayant une atmosphère qui demande au préalable un traitement des composantes atmosphériques qui absorbent ou diffusent le rayonnement solaire. Cette technique demande également un jeu de données avec des conditions géométriques d'acquisition (illumination et observation) variées pour caractériser précisément la diffusion du rayonnement par les matériaux de surface. Nous verrons dans le Chapitre 3 qu'un jeu de données multi-angulaires CRISM, dans certaines conditions, peuvent décrire suffisamment précisément le comportement de diffusion, ou sinon des solutions seront proposées pour palier au manque de diversité géométrique.

Dans ce qui suit je présente l'état des connaissances sur les travaux en spectro-photométrie de la surface de Mars. Un résumé des différentes études menées avant 2008 est disponible dans le chapitre *Johnson et al.* (2008) du livre *Bell* (2008). Ce résumé présente notamment les études issues du télescope Hubble (*Bell III et al.*, 1999; *Soderblom et al.*, 2006), des modules Viking (*Guinness et al.*, 1997) et Pathfinder (*Johnson et al.*, 1999), des instruments Panoramic Camera (Pancam) des rovers Mars Exploration Rover (MER) (*Johnson et al.*, 2006b,a) et de l'instrument Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité (OMEGA) (*Pinet et al.*, 2005). Depuis, d'autres études ont été menées à partir des instruments High Resolution Stereo Camera (HRSC) (*Jehl et al.*, 2008) de la sonde Mars Express (MEx) et Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM) de la sonde Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) (*Shaw et al.*, 2013; *Vincendon*, 2013). Je me concentre donc uniquement aux études spectro-photométriques orbitales récentes (après 2008) basées sur les données multi-angulaires orbitales High Resolution Stereo Camera à bord de Mars Express et Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars à bord de la sonde Mars Reconnaissance Orbiter, afin de faire le point sur les résultats estimés mais aussi sur les avantages et les inconvénients des différents jeux de données et approches utilisés.

Études photométriques à partir des données HRSC.

L'instrument HRSC fournit des données multi-angulaires : deux canaux photométriques à un angle d'émergence de 12.9° dans les deux directions par rapport à la position nadir et deux canaux stéréo à un angle d'émergence de 18.9° par rapport à la position nadir et la position nadir, constituant

donc une séquence de cinq configurations d'angles par orbite (*Neukum*, 2004; *McCord et al.*, 2007).

Jehl et al. (2008) ont déterminé les paramètres photométriques dans la région de Gusev Crater (site d'atterrissage de MER-Spirit) et Apollinaris Patera à une échelle spatiale kilométrique (résolution spatiale de 1.6 km) à la longueur d'onde 675 nm. Plusieurs jeux de données multi-angulaires ont été combinés afin d'élargir la diversité géométrique des courbes photométriques. L'étude photométrique a été menée sans correction de la contribution des aérosols minéraux mais en s'assurant que la contribution atmosphérique était limitée en sélectionnant uniquement les observations HRSC avec une valeur de profondeur optique des aérosols minéraux inférieure à 0.9. *Jehl et al.* (2008) ont utilisé un algorithme génétique pour l'inversion du modèle de Hapke (Chapitre 2, Sous-section 2.1.2.5) développée par *Cord et al.* (2003) (Chapitre 3, Sous-section 3.3) pour l'estimation du jeu de paramètres photométriques.

La Figure 1.38 et la Table 1.3 présentent respectivement, la carte et les valeurs photométriques des différentes unités photométriques estimées à partir du jeu de paramètres photométriques de Hapke, grâce à un outil de classification appelé, analyse à composante principale (ACP). Les régions présentant une forte topographie locale sont écartées de l'étude, où l'estimation des angles géométriques est biaisée, nécessitant un modèle numérique de terrain. Les résultats montrent tout d'abord que l'apport de la cartographie permet de mettre en avant des variations des propriétés de diffusion des matériaux de surface. Sept unités photométriques ont été identifiées. Les unités "yellow", "magenta" et "green" montrent les plus grands contrastes photométriques comparées aux unités aux alentours. Elles sont associées à la région de plus faible albedo correspondant à des traces sombres formées par le retrait de la couche de poussières brillantes par des vents. Ces unités sont associées à de faibles valeurs d'albedo de diffusion simple, aux plus grandes valeurs de paramètres de rétrodiffusion (diffusion majoritairement vers l'arrière), aux plus grandes valeurs de rugosité macroscopique et à des valeurs de paramètres d'effet d'opposition variables, cohérentes avec la présence de sables basaltiques agencés dans des couches plus ou moins compactes. Les résultats photométriques ont montré que les variations observées sont partiellement contrôlées par des processus éoliens, des vents orientés NNE-SSE et mobilisant les matériaux les plus brillants superficiels. Les résultats obtenus sont en accord avec des études indépendantes basées sur l'IT (*Martinez-Alonso et al.*, 2005) mais aussi des études spectro-photométriques in situ (*Johnson et al.*, 2006b) et l'imagerie in situ (*Greeley et al.*, 2004; *Herkenhoff et al.*, 2004a; *Squyres et al.*, 2004a; *Greeley et al.*, 2006b,a), qui confirment l'idée que la couche de poussières est balayée par des vents mettant à l'air libre les matériaux basaltiques sombres grossiers.

Cette étude est une première dans l'étude photométrique locale de la surface de Mars à partir des données orbitales grâce à l'aspect cartographique qui permet d'étudier la variabilité des propriétés physiques des matériaux de surface. Grâce à l'aspect multi-angulaire de l'instrument et à la combinaison de plusieurs observations, il a été possible d'estimer les six paramètres photométriques de Hapke à une échelle spatiale de 1.6 km. Ceci a permis d'avoir accès aux propriétés de diffusion d'unités géologiques à l'échelle régionale. Cependant, l'étude est biaisée par le manque d'une correction de la contribution atmosphérique, notamment des aérosols minéraux qui sont caractérisés

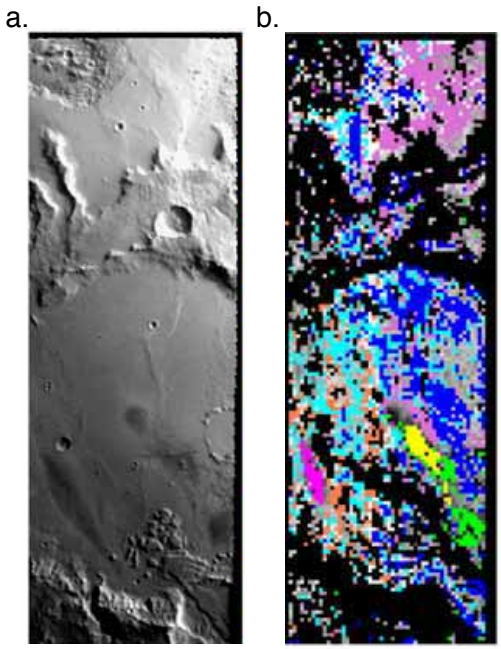


FIGURE 1.38 – Résultats photométriques issus de l'étude menée par (*Jehl et al.*, 2008) à partir des données HRSC/MEx. a. Carte de l'albedo et b. carte des unités photométriques basés sur l'analyse à composante principale (ACP) à partir des valeurs des six paramètres photométriques de Hapke. Sept unités photométriques ont été identifiées, dont les valeurs des paramètres photométriques sont présentées dans la Tableau 1.3. (credit : *Jehl et al.* (2008))

Cluster	Yellow	Green	Magenta	Orchid	D-blue	Cyan	Orange
b:	0.06 ± 0.02	0.19 ± 0.06	0.27 ± 0.03	0.34 ± 0.04	0.40 ± 0.04	0.47 ± 0.03	0.58 ± 0.04
c:	0.34 ± 0.06	0.38 ± 0.06	0.19 ± 0.03	0.17 ± 0.03	0.11 ± 0.02	0.11 ± 0.02	0.07 ± 0.02
$\bar{\theta}$	18.5 ± 1.5	14.9 ± 2.4	17.2 ± 1.8	12.5 ± 2.0	3.7 ± 1.3	4.6 ± 1.9	3.3 ± 1.5
w:	0.72 ± 0.02	0.77 ± 0.02	0.79 ± 0.01	0.86 ± 0.01	0.86 ± 0.01	0.86 ± 0.01	0.87 ± 0.01
h:	0.75 ± 0.13	0.13 ± 0.04	0.30 ± 0.07	0.10 ± 0.07	0.09 ± 0.03	0.10 ± 0.04	0.18 ± 0.07
$B0$:	0.73 ± 0.07	0.85 ± 0.06	0.78 ± 0.04	0.82 ± 0.06	0.91 ± 0.04	0.73 ± 0.08	0.37 ± 0.08

TABLE 1.3 – Valeurs des paramètres photométriques de Hapke et écart-types associés des sept unités présentées dans la Figure 1.38 définies par une classification de type ACP. (credit : *Jehl et al.* (2008))

par une valeur d'albedo de diffusion simple élevée et un comportement de diffusion fortement et majoritairement vers l'avant. Cela conduit donc à une sur-estimation des valeurs d'albedo de diffusion simple et à une sur-estimation de la contribution de la diffusion vers l'avant des matériaux de surface. De plus, le manque de diversité de géométries des observations nécessite la combinaison de plusieurs observations HRSC, ce qui suppose qu'aucune modification de l'état de surface existe entre les différentes images à fusionner.

Études photométriques à partir des données CRISM.

Depuis 2006, le spectro-imageur CRISM à bord de MRO fournit des images multi-angulaires (jusqu'à onze images) prises à incidence quasi-constante avec un angle d'émergence variant de 0 à 70° selon deux modes azimutaux (*Murchie, S. et al.*, 2007) (Chapitre 3, Section 3.1).

Shaw et al. (2013) ont estimé et cartographié les paramètres photométriques dans la région du site d'atterrissage de MER-Opportunity à Meridiani Planum autour du cratère Victoria (Figure 1.39a) à une résolution spatiale d'environ 200m/pixel. Les paramètres photométriques sont estimés dans la gamme du visible et du proche-IR (entre 0.5663 et 2.2715 μm), en utilisant le modèle réduit de Hapke : (i) sans la contribution de l'effet d'opposition $B(g)$ qui peut être justifiée par le fait que CRISM n'observe pas la surface à des angles de phase inférieurs à 20°, (ii) sans la fonction d'ombrage S et (iii) avec une fonction de phase $P(g)$ d'Henyey Greenstein à un terme (Chapitre 2, Sous-section 2.1.2.5). Deux paramètres photométriques sont donc estimés : l'albedo de diffusion simple (ω) variant de 0 à 1 et le paramètre d'asymétrie (b) variant de -1 à 1 où un nombre négatif indique une diffusion vers l'arrière et un nombre positif, une diffusion vers l'avant. Le fait de ne pas prendre en compte la fonction d'ombrage, en d'autres termes la rugosité macroscopique de surface, signifie que l'effet de la rugosité contribuant à une rétrodiffusion, va s'exprimer par l'intermédiaire du paramètre d'asymétrie b. Les paramètres photométriques sont estimés en utilisant un modèle couplée surface (modèle de Hapke) / atmosphère (par le modèle Discrete Ordinates Radiative Transfer Program for a Multi-Layered Plane-Parallel Medium (DISORT) qui est un modèle de transfert de diffusion de la lumière venant d'une direction et repartant dans une autre par diffusion, émission et absorption dans une atmosphère avec des couches plans et parallèles, (*Stamnes et al.*, 1988)). Le modèle DISORT a été modifié pour inclure une fonction de phase d'Henyey-Greenstein à un terme pour la surface. Plusieurs hypothèses sur les paramètres d'entrée sont faites. Premièrement, une atmosphère composée de particules de poussières de la taille de 1.5 μm (en accord avec la valeur estimée par *Lemmon et al.* (2004)) est utilisée avec un rapport de mélange selon la verticale constant, et une dépendance en longueur d'onde de la fonction de phase des particules de poussières et un albedo (*Wolff et al.*, 2009). La valeur de la profondeur optique des aérosols minéraux est donnée par *Wolff et al.* (2009) dérivée pour toutes les observations CRISM. D'autres hypothèses sur la pression de surface, le profil de température, sur l'abondance des gaz d'eau atmosphériques verticale, sur la climatologie sont également prises en compte (*Shaw et al.*, 2013). Pour modéliser la donnée, les modèles de surface et de l'atmosphère sont simultanément implémentés dans un processus itératif qui utilise une méthode des moindres au carré (voir, *Shaw et al.*, 2013, pour plus de détails). La

réflectance modélisée en haut de l'atmosphère est comparée à la réflectance mesurée par CRISM. Les paramètres w et b sont alors ajustés et la procédure est répétée jusqu'à l'obtention du meilleur fit à la donnée CRISM.

Les résultats montrent que les valeurs de l'albedo de diffusion simple varient entre 0.42 et 0.57 et celles du paramètre d'asymétrie varient entre -0.27 et -0.17 (entre 0.5663 et 2.2715 μm). Les valeurs négatives indiquent que le comportement de diffusion moyen est plutôt diffusant vers l'arrière. Trois régions sont distinguées :

- unité 1 : La région dominée par des traces éoliennes (Figure 1.39a) montre des valeurs du paramètre b indiquant que la surface est moins rétrodiffusante que les matériaux de la nappe d'éjecta (Figure 1.39c). Ceci s'explique par le fait que les sphérules d'hématite, qui dominent le soil de la région, sont partiellement enfouies dans le matériau granulaire sous-jacent composé de sables basaltiques, comparés aux sphérules de la nappe d'éjecta (Figure 1.39d à gauche).
- unité 2 : La nappe d'éjecta (Figure 1.39a) montre des valeurs du paramètre b indiquant que la surface est moins rétrodiffusante que les matériaux au alentour. Ceci peut s'expliquer par un grand nombre de sphérules dans la nappe d'éjecta comparées aux terrains au alentour (Figure 1.39d à droite).
- unité 3 : Les terrains formant des affleurements de roches brillantes (Figure 1.39a) montrent des valeurs du paramètre b indiquant que la surface est moins rétrodiffusante que les régions sans ces affleurements composées uniquement de sphérules d'hématites et de sables basaltiques (Figure 1.39c). Ceci peut s'expliquer par la faible abondance de sphérules d'hématites dans les régions riches en affleurements comparées aux région sans affleurements (Figure 1.39e).

En conclusion, l'étude a montré que les variations des valeurs du paramètre b sont expliquées par une différence d'abondance des sphérules d'hématites et de leur enfouissement dans le matériau granulaire basaltique sous-jacent. La détermination de la proportion de sphérules en surface fournit des informations importantes sur la période humide durant laquelle les sphérules se sont formées dans la région de Meridiani.

Études photométriques à partir des données OMEGA et CRISM.

Dans la communauté, l'hypothèse lambertienne de la surface est classiquement utilisée dans un grand nombre de modèles de traitement de données orbitales ou de modèles climatiques. Cependant, les surfaces planétaires et les grains qui les composent, sont le plus souvent rugueux créant un comportement de diffusion moyen du type anisotrope. Par conséquent, l'utilisation de l'hypothèse lambertienne de la surface dans des modèles engendre un biais qu'il faut estimer.

Pour répondre à cette question, *Vincendon* (2013) a utilisé les observations OMEGA / MEx et CRISM / MRO pour contraindre la fonction de phase moyenne représentative des surfaces typiques martiennes observées à faibles résolutions spatiales (pixels > km). Tout d'abord, la contribution atmosphérique est quantifiée et découplée de la contribution de surface grâce à un modèle de transfert radiatif (*Vincendon et al.*, 2007, 2009) pour un grand nombre d'observation OMEGA. Pour paramétriser la courbe photométrique moyenne de Mars obtenue, le formalisme de Hapke (Chapitre 2,

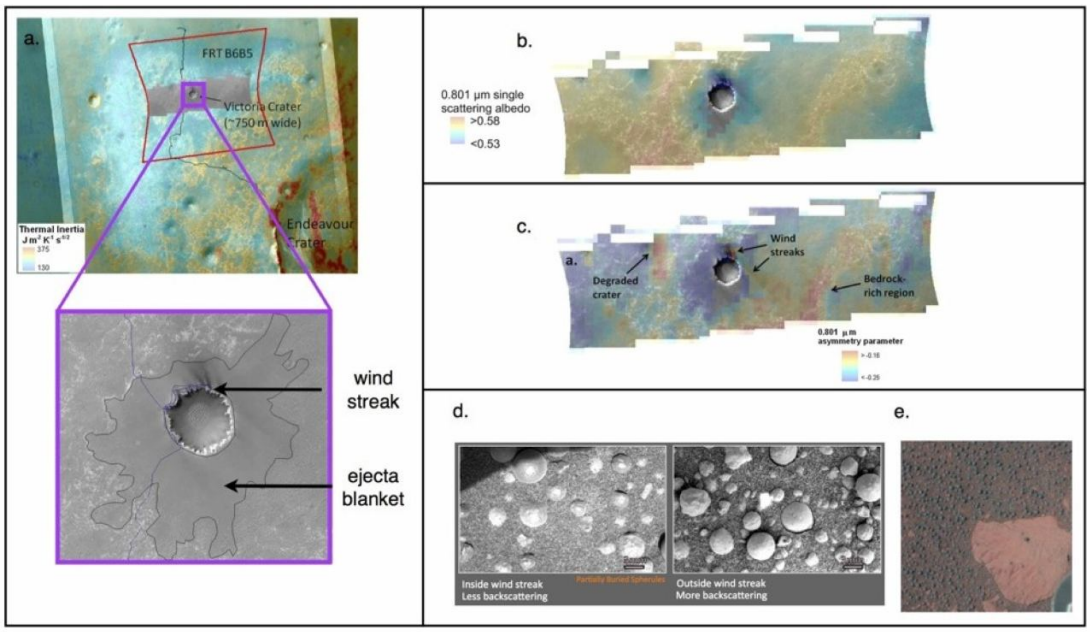


FIGURE 1.39 – Étude photométrique autour du cratère Victoria dans la région de Meridiani Planum, site d'atterrissage du rover MER-Opportunity. a. empreinte de l'image centrale CRISM FRT#B6B5 (en rouge) avec la zone commune des onze images multi-angulaires CRISM (nuance de gris) superposées sur la carte d'inertie thermique THEMIS et zoom dans la région de Victoria crater montrant les traces éoliennes " wind streak " (noté unité 1 dans le texte) et la délimitation de la nappe d'éjecta " ejecta blanket " (noté unité 2 dans le texte). b. carte des valeurs du paramètre d'albedo de diffusion simple \omega estimées à 0.801 microns, c. carte des valeurs du paramètre d'asymétrie b estimées à 0.801 microns (les affleurements " bedrock " sont légendés dans cette figure et correspondent à l'unité 3 dans le texte), d. images de l'instrument Microscopic Imager (MI) à bord du rover MER-Opportunity, montrant à gauche les sphérules enfouies dans le matériau granulaire basaltique dans la région des traces éoliennes (unité 1), à droite les sphérules posées sur le matériau granulaire basaltique à l'extérieur des traces éoliennes, et e. image de l'instrument Pancam montrant un affleurement et le matériau granulaire composé de concrétions d'hématites (sphérules) en faible proportion et de sables basaltiques. (credit : *Shaw et al.* (2013)).

Sous-Section 2.1.2.5) est utilisé permettant de comparer avec des résultats photométriques d'études antérieures. La courbe photométrique communément observée sur Mars montre un pic de rétrodiffusion de 5-10% et en dehors de la région de rétrodiffusion, une augmentation de la réflectance de 10-20% avec l'angle d'émergence. Par conséquent, les mesures de réflectance de surface en géométrie nadir semblent sous-estimer la réflectance hémisphérique, ou l'albedo, de 10%. Un jeu de paramètres photométriques moyen a été fourni à partir de la courbe photométrique moyenne : $\omega = 0.85$, $b = 0.12$, $c = 0.6$, $\bar{\theta} = 17°$, $B_0 = 1$, $h = 0.05$. *Vincendon* (2013) quantifie également l'impact des conditions d'illumination et de la profondeur optique des aérosols minéraux sur la réflectance hémisphérique.

1.3.2 Techniques in situ

Les mesures in situ permettent d'avoir accès aux informations sur les propriétés physico-chimiques de la surface, à l'échelle du mètre au millimètre, des principales unités géologiques le long du chemin du rover, distinguant les différents types de roches et de matériaux granulaires ("soil", en anglais désignant un sol non consolidé composé de particules fines). Ces observations constituent des références pour aider à interpréter les observations orbitales et de valider des méthodologies.

De grandes avancées concernant les instruments à bord des rovers/landers ont été observées à partir des rovers MER (comparés aux Rover Pathfinder et aux landers Viking), permettant d'avoir des informations utiles pour mieux comprendre la géologie des sites étudiés.

Dans ce qui suit, je présente les principaux instruments et techniques associées afin d'obtenir des informations sur les propriétés physiques des matériaux de surface à partir de mesures in situ principalement des rovers MER (Figure 1.40). Certains résultats issus des observations in situ seront présentés et discutés dans les Chapitres 3 et 4. Pour plus de détails sur les instruments et les principaux résultats issus des rovers MER, se référer aux Chapitres 13, 19 et 20 de *Bell* (2008).

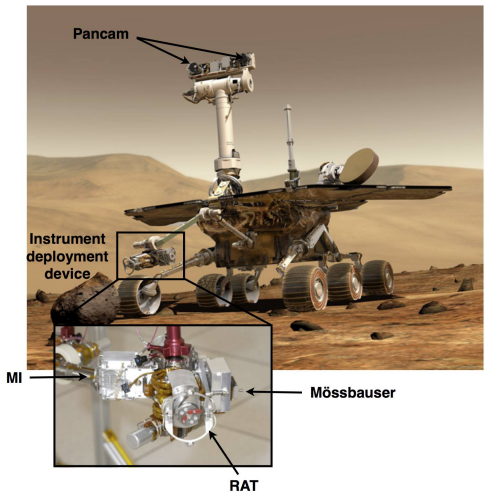


FIGURE 1.40 – Instruments à bord des rovers MER permettant d'avoir des informations sur les propriétés physiques des matériaux de surface (Pancam, MI, RAT, Mössbauer). (credit : NASA/JPL/Cornell University)

1.3.2.1 Imagerie

À bord des MERs, deux instruments basés sur l'imagerie sont à disposition via les instruments MER/Pancam (panoramic camera) donnant des détails sur le contexte géologique avec leurs vues panoramiques jusqu'à des fins détails des matériaux avec l'instrument MER/MI (microscopic imager).

L'instrument Pancam est un instrument situé au niveau du mat des MER à 15 m au-dessus de la surface. Pancam permet de fournir des observations multispectrales, panoramiques et stéréoscopiques. L'instrument est composé d'une paire de cameras séparées de 30 cm composé 1024x1024 pixels de détecteurs CCD ("charged-coupled device"). Il possède seize filtres dont certains sont utilisés pour obtenir des images entre 430 et 1009 nm. Trois filtres sont choisis dans la gamme du rouge, vert et bleu afin de reconstituer des images en "vraie couleur" de la scène martienne (*Bell et al.*, 2003). Les autres filtres ont été choisis en fonction de la sensibilité des figures d'absorption et le degré de cristallinité de plusieurs types de silicates contenant du fer et des oxydes de fer ou hydroxydes. Les principaux objectifs de l'instrument est d'évaluer la morphologie, la topographie et le contexte géologique du site d'étude, assistant les autres instruments dans l'analyse des données. Il fournit des images couleurs permettant de contraindre les propriétés minéralogiques, photométriques et physiques des matériaux de surface.

L'instrument MI est positionné sur le bras des rovers MER-Spirit et MER-Opportunity et permet de résoudre des objets avec une taille supérieure à 0.1 mm. C'est une camera à focus fixe, composée de détecteurs CCD. Une image est formée de 1024x1024 pixels avec une échelle de 31 microns/pixel au meilleur focus (*Herkenhoff, K. E., et al.*, 2006; *Herkenhoff et al.*, 2008).

Les images Pancam et MI permettent d'avoir accès aux informations quantitatives et/ou qualitatives sur la taille (Figures 1.41, 1.42a et 1.43), la forme des grains ou des roches (Figures 1.41 et 1.42a) et sur la rugosité (Figure 1.42a) et la structure interne des grains ou roche lorsque ceux-ci sont suffisamment gros et fracturés et sur leur organisation (*Grant et al.*, 2004; *Greeley et al.*, 2004; *Herkenhoff et al.*, 2004a,b; *Herkenhoff, K. E., et al.*, 2006; *Herkenhoff et al.*, 2008; *Vaughan et al.*, 2010; *Ward et al.*, 2005; *Weitz et al.*, 2006). Ils permettent de voir des détails des affleurements mettant en évidence des textures (Figures 1.41 et 1.42b) et des microstructures (e.g. cristaux, bulles d'air, fractures).

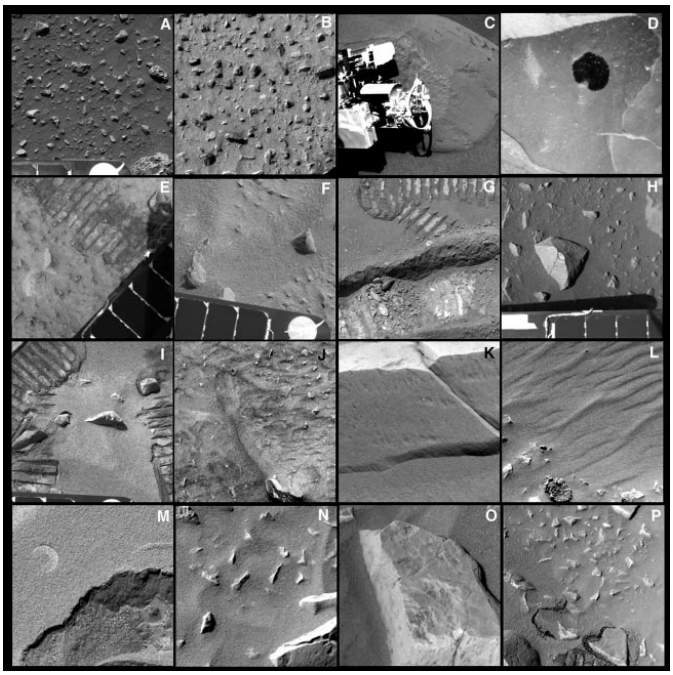


FIGURE 1.41 – Exemples d'images Pancam de roches, de clastes et dépôts granulaires fins dans la région de Gusev Crater prises avec la meilleure résolution de l'instrument. Les objets sont à environ 1.6 m de la camera et chaque image fait environ 40 à 50 cm de côté. Les objets les plus petits visibles sur les images font environ 0.8 à 1.0 mm. (credit : *Bell et al.* (2004), Fig. 1)

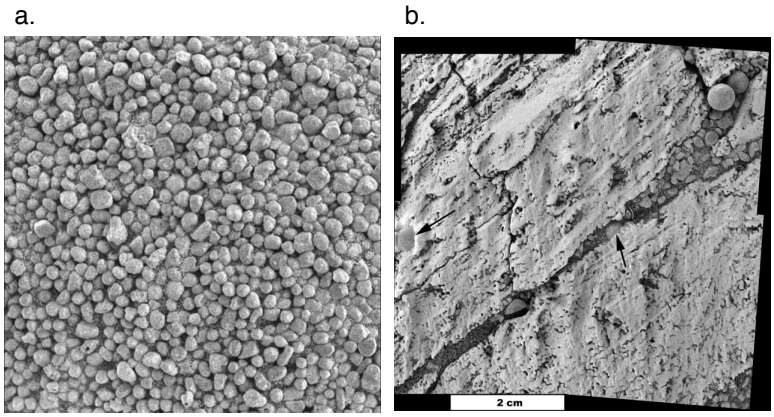


FIGURE 1.42 – Images de l'instrument MI à bord du rover MER-Opportunity. (a) Matériau granulaire composé de sphérules. Noter l'homogénéité de la taille des grains observé au niveau des crêtes des rides éoliennes et la forme sphérique des grains (ID : 1M160851916, 31mm de côté). (b) Affleurement montrant la présence de sphérules enfouies (flèche noir) et de laminations qui traversent toute la roche depuis en bas à gauche jusqu'en haut à droite (mosaïque). (credit : *Herkenhoff et al.* (2008))

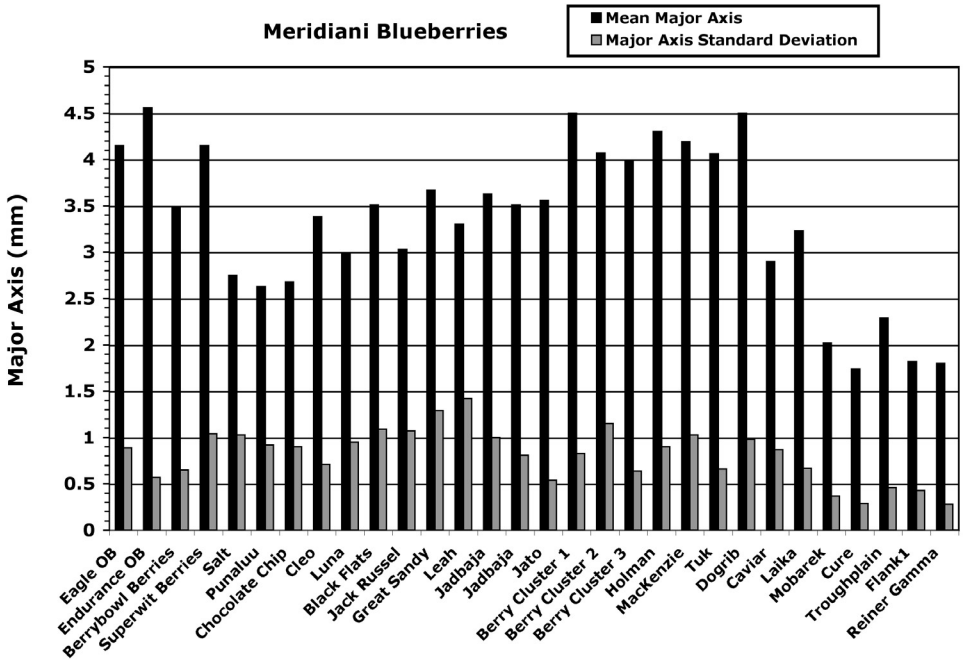


FIGURE 1.43 – Axe principal et écart-type associé de sphérules uniquement sphériques et non fracturés. L'axe des abscisses correspondent aux différents sites de mesures depuis le site d'atterrissage à Eagle crater jusqu'à Reiner Gamma situé plus au sud. Les sites Eagle OB et Endurance OB correspondent aux sphérules enfouies dans les affleurements et les autres correspondent aux sphérules observées dans les soils dans les plaines de Meridiani. Les statistiques sur la taille des sphérules non fracturées dans les soils et dans les affleurements montrent en moyenne un axe majeur de 2.87±1.18 mm avec une tendance à une diminution de la taille des sphérules aussi bien dans les soils et dans les affleurements au cours de la traversée vers le sud du rover.

L'imagerie in situ est une technique directe permettant d'avoir de fins détails sur la pétrologie et la sédimentologie des roches et des soils. Cette technique a l'avantage de pouvoir fournir des informations quantitatives sur la taille des particules et des roches et leur forme (e.g. sphéricité, surface anguleuse, facette) et qualitatives sur leur texture/structure qui ne peuvent pas être fournis par des techniques indirectes. Cependant, les mesures sont ponctuelles ne couvrant qu'une fine partie du site d'étude. Les roches et soils analysés se sont pas forcément des cibles représentatifs de la zone étudiée pouvant biaiser les interprétations. Des observations orbitales sont généralement utilisées comme support pour les interprétations in situ et vice-versa. Les images in situ peuvent être utilisées comme "vérité terrain" pour des validations de développement de méthodologie, comme nous le verrons dans les Chapitres 3 et 4 de ce manuscrit.

À bord de rovers Mars Science Laboratory (MSL), ce sont les cameras MASTCAM (Mast Camera), CHEMCAM (Chemistry and Camera) et MAHLI (Mars Hand Lens Imager) qui permettent d'avoir accès au contexte géologique du site d'atterrissage Gale crater.

1.3.2.2 Contact avec la plaque Mossbauer

Les propriétés physiques des matériaux peuvent être déterminées en analysant la pression exercée par le spectromètre Mössbauer (*Klingelhofer et al.*, 2003) à la surface pour étudier la cohésion du matériau. La Figure 1.44 montre un exemple du contact de la plaque de l'instrument Mössbauer appliquant une force d'environ 1 N sur un soil. Les images MI de l'impression de la plaque de l'instrument Mössbauer sur le soil composé de poussières (agrégats de sub-particules non visibles à l'image) montrent que la texture de ce soil est effacée au contact de la plaque (Figure 1.44b) (*Bell*, 2008, Chap. 20). Ceci suggère que les agrégats de poussières sont facilement désolidarisés montrant une faible résistance de cet assemblage.

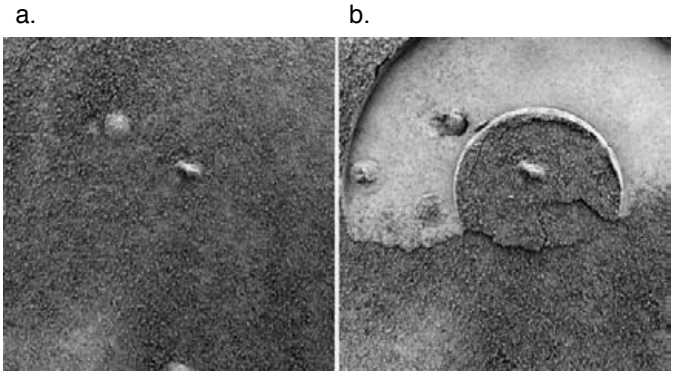


FIGURE 1.44 – Images MI à bord du rover MER-Opportunity avant (a) (ID : 1M133421996IFF0830P2957M2F1) et après le contact avec la plaque Mössbauer (b) (ID : 1M133598234IFF0830P2957M2F1) (taille de l'image : 31 mm de côté). (a) matériau granulaire composé de poussières (agrégat de sub-particules non résolues avec MI). (b) le matériau a permis de mouler la plaque montrant que les agrégats se désolidarisent facilement au contact de la plaque. Les fissures proches du centre indique une faible cohésion. (credit : *Bell* (2008), Chap. 20)

Ces observations ne sont que qualitatives et ne permettent pas de donner des informations précises sur la structure des particules.

1.3.2.3 Abrasion par l'instrument RAT

Les propriétés physiques des matériaux peuvent être déterminées en analysant l'abrasion des roches par l'instrument RAT (rock abrasion tool) localisé au niveau du bras du rover (*Gorevan et al.*, 2003) pour déduire la résistance d'une roche à l'abrasion (*Myrick, T. M. et al.*, 2004) et de pouvoir avoir accès à une zone fraiche de la roche. En effet, il est possible qu'une fine couche de poussière ou une couche d'altération soit présente sur la roche masquant la réelle texture de la roche.

La Figure 1.45 montre une image MI après le passage de l'instrument RAT. Il est possible de voir d'abondants grains sombres interprétés comme étant des cristaux d'olivine (*McSween, H. Y. et al.*, 2004; *McSween et al.*, 2006). Ces cristaux visibles sur l'image ont une taille supérieure à 100 μm, la résolution limite de l'instrument MI, et peuvent être qualifiés de mégacristaux. La Figure 1.45c est une image traitée où les pixels montrant des grains sombres ont été isolés pour mettre

en évidence les formes et la distributions des grains. Les grains sont distribués de façon homogène et il y a un grand nombre de petits grains (*McSween et al.*, 2006). Le comptage des pixels où des grains d'olivine sont identifiables indique une abondance de 20% en volume (*McSween et al.*, 2006). La roche montre donc une texture porphyritique due à la présence de cristaux d'olivine (*McSween et al.*, 2006).

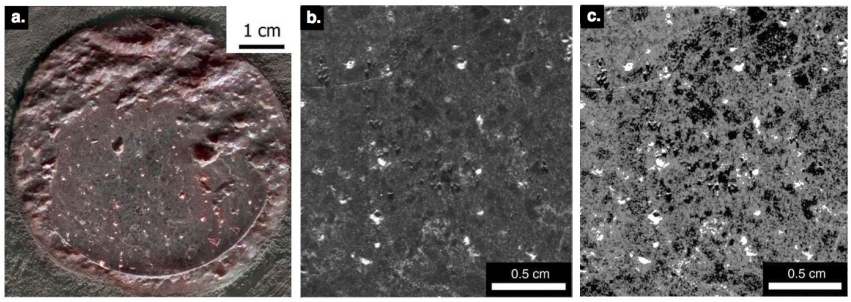


FIGURE 1.45 – Images MI après le passage de l'instrument RAT sur la roche "Humphrey" (sol 60) à Gusev Crater montrant la présence d'abondants cristaux, gris sombre. La Figure c est une image traitée où les pixels montrant des grains sombres ont été isolés pour mettre en évidence les formes et la distributions des grains. (credit : *McSween et al.* (2006))

1.3.2.4 Traces et tranchées par les roues du rover

Les propriétés physiques des matériaux peuvent être déterminées en analysant des traces, des tranchées faites par les roues du rover par les différents instruments à bord. La Figure 1.46 montre une tranchée formée par les roues du rover. La tranchée permet d'avoir accès à l'organisation verticale des grains montrant ici une très fine couche de poussières brillantes qui couvre une monocouche de grains ronds, grossiers (type sable) qui recouvre une couche d'environ 8 mm avec une faible cohésion dominée par des grains plus fins (*Arvidson et al.*, 2004).

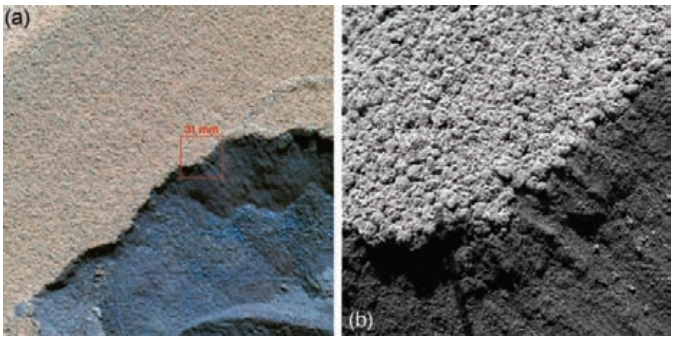


FIGURE 1.46 – Tranchée créée par les roues du rover MER-Spirit au niveau d'un modelé éolien dans la région de Bonneville crater, dans le site de Gusev crater. (a) Image Pancam en fausses couleurs à partir de 3 filtres (753 nm, 535 nm et 432 nm) avec en rouge la localisation de l'image MI montrée en b. (b) Image MI montrant l'organisation verticale des premiers dizaines de mm du milieu granulaire (ID : 2M132842058IFF2000P2977M2F1, 31 mm de côté). (credit : *Bell* (2008), Chap. 20)

1.3.2.5 Inertie thermique

L'instrument Mini-TES (miniature thermal emission spectrometer) permet d'estimer la température de surface. C'est un spectromètre/interféromètre Fourier avec une gamme spectrale entre 5 et 29 microns. L'instrument à deux options concernant le champs de vue avec une résolution spatiale de 6.9 à 17.5 mrad et celui avec un champs de vue de 17.5 mrad est le plus utilisé car adressé pour des cibles dans l'environnement proche. L'estimation de l'inertie thermique est faite en fittant une courbe diurne de température obtenue par Mini-TES avec celle dérivée de modèles calculés en utilisant la latitude, la saison, l'heure locale, l'altitude, et l'opacité atmosphérique (*Kieffer et al.*, 1977).

L'instrument fournit des informations sur les variations diurnes de température des matériaux de surface et donc des informations sur la taille des particules à partir de l'inertie thermique tout en les comparant aux images MI pour valider les mesures de conductivité en laboratoire pour des matériaux soumis à la pression martienne. Ces mesures permettent de tester les modèles utilisés pour les calculs thermophysiques et de valider les températures et les valeurs d'inertie thermique estimées depuis l'orbite.

Les travaux de *Fergason et al.* (2006b) ont montré que les estimations des valeurs d'inertie thermiques estimées depuis l'orbite sont cohérentes avec celles estimées le long de trajet du rover MER-Spirit et au niveau des modelés des deux sites des rovers, validant ainsi les interprétations issues des données orbitales. De plus, des comparaisons entre les estimations des tailles de particules à partir des observations MI et celles obtenues thermiquement montrent que les relations entre la conductivité et la taille des particules dérivées à partir de données de laboratoire sont applicables pour les matériaux de la surface de Mars. Les différentes conclusions des observations de Mini-TES sont présentées par *Christensen et al.* (2004b); *Fergason et al.* (2006b).

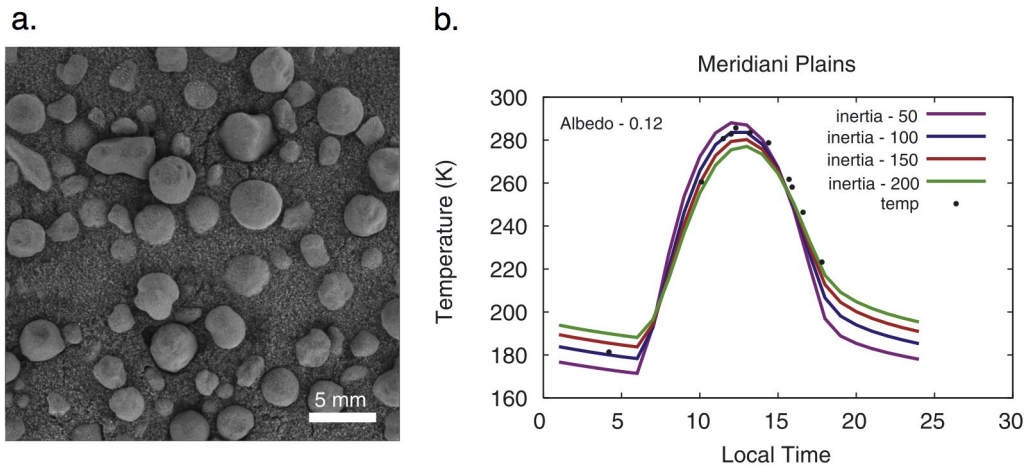


FIGURE 1.47 – Exemple de l'estimation de l'inertie thermique à partir des données diurnes de températures obtenues par Mini-TES pour un soil de la région de Meridiani Planum. (a) Image MI d'un soil composé de sphérules d'hématites (1M133776216FFL08A6P2957), (b) graphe des courbes de température diurne modélisées (avec une opacité atmosphérique de 0.63 et une longitude solaire de 24.0°) comparées à celle mesurée pour l'échantillon cible par Mini-TES. (credit : *Fergason et al.* (2006b), Fig. 12)

1.3.2.6 Photométrie

L'instrument Pancam permet d'acquérir des mesures spectro-photométriques. Une séquence spectro-photométrique est formée en faisant varier l'angle d'incidence (observations acquises à différents moment de la journée) et en faisant varier l'azimut local et l'angle d'émergence en changeant la position du rover par rapport à la cible. *Johnson et al.* (2006b,a) ont estimé les paramètres photométriques de Hapke (Chapitre 2, Section 2.1.2.5) de différentes unités de roches et de soils dans les sites des rovers MER. La radiance mesurée par Pancam a été d'abord corrigée de l'illumination du ciel diffuse (*Johnson et al.*, 2006b,a) et des orientations locales des facettes de surfaces (*Soderblom et al.*, 2004a).

L'avantage d'avoir des observations in situ est qu'elles fournissent des informations locales tout en distinguant les roches et les soils (échelle centimétrique) permettant de limiter des mélanges d'unités géologiques. Les observations photométriques in situ peuvent être utilisées comme "vérité terrain" pour des validations de développement de méthodologie et servent de référence pour les interprétations, comme nous le verrons dans les Chapitres 3 et 4 de ce manuscrit. Les résultats issus des données spectro-photométriques Pancam seront discutés dans les Chapitres 3 et 4. De la même façon que l'ensemble des observations in situ, les observations ne représentent qu'une fine portion de la surface de la région d'étude et ne représentent pas forcément le contexte géologique de la région.

Chapitre 2

Transfert radiatif en milieu granulaire dans la gamme VNIR : théories analytiques et état de l'art des études expérimentales et numériques

2.1 Théorie analytique

2.1.1 Interaction avec un grain isolé

2.1.1.1 Principe

Le rayonnement électromagnétique au cours de son parcours va être perturbé par les interactions avec l'environnement dans lequel il se propage. Dans le cas des études planétaires, le rayonnement va interagir dans un premier temps avec l'atmosphère (si celle-ci est présente comme dans le cas de Mars) composée notamment de gaz et d'aérosols et dans un second temps par les matériaux qui composent la surface planétaire.

Voyons tout d'abord ce qu'il se passe au contact d'une particule. L'indice optique des grains étant différent du milieu où la lumière incidente se propage, la transition milieu incident/grain forme une interface optique (un dioptre). Quatre formes d'interaction peuvent être distinguées intervenant au niveau de l'interface optique à l'échelle du grain :

— *Réflexion.* La lumière arrivant à cette interface peut être réfléchie (Figure 2.1.1a).

— *Transmission.* Elle peut être transmise par le phénomène de réfraction, une fois (Figures 2.1.1c), deux fois, (Figure 2.1.1d) ou plus, selon les lois de l'optique géométrique (Snell-Descartes).

— *Absorption.* Une fraction de lumière transmise dans le grain peut être absorbée. La loi de Beer-Lambert est une relation théorique qui décrit ce phénomène dans un milieu isotrope homogène absorbant. Pour une longueur d'onde donnée, la relation est :

$$I = I_0 \times \exp(-\alpha x) \tag{2.1}$$

où I est l'intensité du rayonnement en sortie et I_0 l'intensité du rayonnement en entrée, et α le coefficient d'absorption du milieu et x la longueur du parcours optique. Le coefficient d'absorptions α dépend de la longueur d'onde et de la partie imaginaire de l'indice de réfraction k du matériel traversé dont la relation est la suivante :

$$\alpha = \frac{4\pi k}{\lambda} \tag{2.2}$$

— *Diffraction.* Une partie du rayonnement peut être également diffractée (Figure 2.1.1b). Dans le cas d'un milieu compact (grains en contact), composé de grains irréguliers, de taille supérieure à la longueur d'onde, cette composante peut être considérée comme négligeable (*Hapke*, 1993).

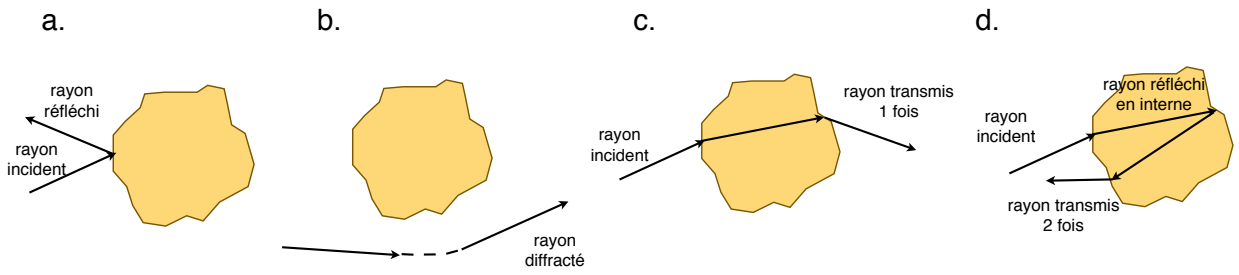


FIGURE 2.1 – Interactions électromagnétiques au niveau d'une particule isolée : (a) composante réfléchie par la surface du grain, partie n'ayant pas interagi avec le grain, (b) composante diffractée, (c) composante transmise une fois et réfractée et (d) composante transmise deux fois et réfléchie en interne. Dans les cas c. et d., une fraction du rayonnement peut être absorbée.

2.1.1.2 Extinction

L'extinction (E) intègre les phénomènes d'absorption (A) et de diffusion (S) qui caractérisent les perturbations occasionnées par une onde qui interagit avec une particule. Elle se traduit mathématiquement en terme de sections efficaces notées σ (i.e. surface effective d'interaction projetée orthogonalement à la source qui régit la probabilité de certains événements de diffusion ou d'absorption) (σ_E pour l'extinction, σ_S pour la diffusion (" scattering " en anglais) et σ_A pour l'absorption) ou plus classiquement en terme de facteurs d'efficacité, grandeurs sans dimension (Q_E, Q_S, Q_A) en normalisant par la section efficace géométrique σ_G. Les équations présentées ci-dessous sont tirés de *Hapke* (1993, p. 66).

$$\sigma_E = \sigma_S + \sigma_A \tag{2.3}$$

$$Q_E = Q_S + Q_A \tag{2.4}$$

$$Q_{E,S,A} = \sigma_{E,S,A}/\sigma_G \tag{2.5}$$

Dans le cas d'un matériau granulaire dense, la diffraction peut être ignorée dans les termes Q_A et Q_S (*Hapke*, 1993).

2.1.1.3 Albedo de diffusion simple

L'albedo de diffusion simple, noté ω, caractérise la fraction d'énergie diffusée par rapport à celle qui a interagit (par diffusion et absorption) avec une particule isolée en fonction de l'énergie incidente reçue à une longueur d'onde donnée. Elle décrit donc la brillance d'une particule individuelle. Ce paramètre dépend de la composition (constante optique : partie réelle de l'indice de réfraction n et partie imaginaire de l'indice de réfraction k, tous deux dépendants de la longueur d'onde), de la taille du grain (diamètre moyen $< D >$) et de la structure interne (densité de diffuseurs internes

sD). L'albedo de diffusion simple varie entre 0 (le rayonnement est totalement absorbé) et 1 (le rayonnement est totalement diffusé) et est défini par *Hapke* (2012b) tel que :

$$\omega = \frac{Q_S}{Q_E} = \frac{Q_S}{Q_S + Q_A} \tag{2.6}$$

où Q_S est l'efficacité diffuse d'une particule et Q_E l'efficacité d'extinction d'une particule.

Dans le cas de grains plus larges que la longueur d'onde, dans un milieu granulaire dense, la diffraction est ignorée, $Q_E = 1$ (*Hapke*, 2012b) et donc :

$$\omega = Q_S \tag{2.7}$$

La composante diffuse de particules larges est issue de deux composantes : la composante n'ayant pas interagit avec un grain (e.g., réflexion en surface) et celle ayant interagit avec celui (e.g., diffusion interne ou de volume).

Hapke (2012b) propose l'expression (Eq. 6.20) de l'efficacité diffuse Q_S d'un grain isolé :

$$Q_S = S_E + \frac{(1 - S_E)\,(1 - S_I)}{1 - S_I\,\Theta}\,\Theta \tag{2.8}$$

— S_E est le coefficient de la réflexion de surface pour la lumière incidente externe, ou également nommé coefficient de réflexion spéculaire ou de Fresnel issue de la surface d'une particule moyenne sur toutes les directions d'incidence sur l'hémisphère supérieur d'une surface. Une approximation de S_E est donnée par *Hapke* (2012b) (Eq. 6.49a) telle que :

$$S_E = 0.0587 + 0.8543\,R(0) + 0.0870\,R(0)^2 \tag{2.9}$$

avec $R(0)$, le coefficient de réflexion spéculaire normal tel que (*Hapke*, 2012b, Eq. 6.49b) : $R(0) = \frac{(n-1)^2+k^2}{(n+1)^2+k^2}$.

— S_I est le coefficient de la réflexion de surface pour la lumière incidente interne. Dans le cas de particules irrégulières ou ayant une grande densité de diffuseurs internes comme pour les particules des surfaces planétaires, S_I serait plus grand que S_E car l'angle d'un grand nombre des rayons incidents en interne dépasseraient l'angle critique. Il est supposé que le flux à l'intérieur du grain est, en première approximation, isotrope. Dans ce cas, S_I est égal au coefficient de Fresnel de réflexion interne moyenné dans toutes les directions d'incidence. Une approximation de S_I est donnée par *Hapke* (2012b) (Eq. 6.23) telle que :

$$S_I = 1 - \frac{1}{n^2}\,(0.9413 - 0.8543\,R(0) - 0.08710\,R(0)^2) \tag{2.10}$$

— Θ est le facteur interne de transmission. *Hapke* (2012b) fournit une expression de Θ telle que (Eq. 6.26) :

$$\Theta = \frac{r_i + exp(-\sqrt{(\alpha \times (\alpha + s)}\,< D >)}{1. + r_i\,exp(-\sqrt{(\alpha \times (\alpha + s)}\,< D >)} \tag{2.11}$$

— r_I est la réflectance bi-hémisphérique un milieu semi-infini exprimée de la façon suivante (*Hapke*, 2012b, Eq. 6.27) : $r_I = \frac{1-\sqrt{\alpha/(\alpha+s)}}{1+\sqrt{\alpha/(\alpha+s)}}$
— α est le coefficient d'absorption interne (Eq. 2.2).

— s est l'efficacité de diffusion interne exprimée en longueur^{-1}. Si $s = 0$ cela signifie qu'il n'y a pas de diffuseurs internes dans le grain considéré. Le paramètre s décrit une atténuation par diffusion dus aux diffuseurs internes (e.g., cristaux, fractures, bulle). Comme cela a été suggéré par *Hapke and Wells* (1981); *Hapke* (1993); *Grundy et al.* (2000); *Hapke* (2012b), peu d'informations sur sa gamme de valeurs physiques possibles et sur les valeurs typiques pour différents types de matériaux sont connues.
— $< D >$ est le diamètre moyen efficace d'une particule dans le cas où il n'y a pas de diffuseurs internes. Si la particule est sphérique alors $< D >= 0.9 \times D$ où D est le diamètre moyen de la particule. Si la particule est irrégulière alors $< D >$ peut être un peu différent de D et sera généralement plus petit.

2.1.1.4 Fonction de phase

La fonction de phase ou de diffusion notée $P(g)$ décrit la distribution angulaire de la lumière diffusée. Elle correspond à la probabilité qu'un photon soit dévié par rapport à sa direction initiale lors de sa rencontre avec une particule isolée dans une direction donnée. Par définition, l'intégration sur tout l'espace de cette fonction est égale à l'unité :

$$\frac{1}{4\pi}\int_0^{4\pi} P(g)\cdot d\Omega = 1 \tag{2.12}$$

Dans le cas d'une diffusion isotrope, la fonction de phase est constante. En première approximation, la fonction de phase ne dépend que de l'angle de phase mais dans le cas général, elle dépend également de l'azimut.

Pour approximer la fonction de phase, il existe plusieurs fonctions paramétrisées dont les plus utilisées sont les polynômes de Legendre et les fonctions d'Henyey-Greenstein.

— *Polynômes de Legendre. Hapke* (1981) suggère l'utilisation des polynômes de Legendre à deux termes pour approximer la fonction de phase de la particule tels que (Eq. 20, (*Hapke*, 1981)) :

$$P(g) = 1 + b\cdot cos(g) + c\cdot(1.5\cdot cos^2(g) - 0.5) \tag{2.13}$$

où b décrit la magnitude de la diffusion majoritairement vers l'avant et vers l'arrière et c décrit la largeur du lobe de diffusion.

— *Fonction d'Henyey-Greenstein à un lobe (HG1).* Cette fonction empirique (*Henyey and Greenstein*, 1941), introduite pour l'étude des poussières intersidérales, est largement utilisée par la communauté pour la photométrie des surfaces planétaires.

$$P_{HG1}(g) = \frac{(1-\xi^2)}{(1+2\xi cos(g)+\xi^2)^{3/2}} \tag{2.14}$$

où ξ est le paramètre d'asymétrie du lobe de diffusion variant entre -1 et +1. Ce paramètre décrit le sens principal de diffusion et l'anisotropie. Une valeur $\xi = 0$ signifie que la diffusion est isotrope. Une valeur $\xi > 0$ correspond à une diffusion majoritairement vers l'avant et une valeur $\xi < 0$ une diffusion majoritairement vers l'arrière (*Hapke*, 1993; *Johnson et al.*, 2008).

— *Fonction d'Henyey-Greenstein à deux lobes (HG2).* Cette fonction utilise deux termes pour décrire le lobe de diffusion : le premier terme décrit le lobe de diffusion vers l'avant (forward scattering, en anglais) et le second, le lobe de diffusion vers l'arrière ou rétrodiffusion (backward scattering, en anglais). Elle est largement utilisée pour l'étude des surfaces planétaires (e.g. *Hapke*, 1993; *McGuire and Hapke*, 1995; *Johnson et al.*, 2006b,a; *Jehl et al.*, 2008; *Souchon*, 2012).

$$P_{HG2}(g) = (1-c)\frac{1-b^2}{(1+2\cdot b\cdot cos(g)+b^2)^{3/2}} + c\frac{1-b^2}{(1-2\cdot b\cdot cos(g)+b^2)^{3/2}} \tag{2.15}$$

Le paramètre b est le paramètre d'asymétrie ($0 \leq b \leq 1$) caractérisant l'anisotropie de la diffusion (de $b = 0$ correspondant au cas isotrope à $b = 1$ correspondant au cas où une particule diffuse la lumière dans une direction préférentielle) et le paramètre c est la fraction de rétrodiffusion ($0 \leq c \leq 1$) caractérisant la direction principale de diffusion par rapport à la direction du rayonnement incident ($c < 0.5$ correspondant à une diffusion majoritairement vers l'avant et $c \geq 0.5$ correspondant à une diffusion majoritairement vers l'arrière).
Historiquement, une expression différente de l'équation 2.15 était utilisée (e.g. *McGuire and Hapke*, 1995; *Shepard and Helfenstein*, 2007) dans laquelle la fraction de rétrodiffusion était remplacée par la fraction de diffusion vers l'avant dont la valeur est comprise entre -1 et 1 .
La Figure 2.2 montre différentes courbes de phase en fonction de l'angle de phase estimées à partir de la fonction HG2. Dans le cas d'une diffusion majoritairement vers l'arrière, le maximum d'énergie renvoyée par la surface se fait aux petits angles de phase alors que dans le cas d'une diffusion majoritairement vers l'avant, cela s'observe aux grands angles de phase.

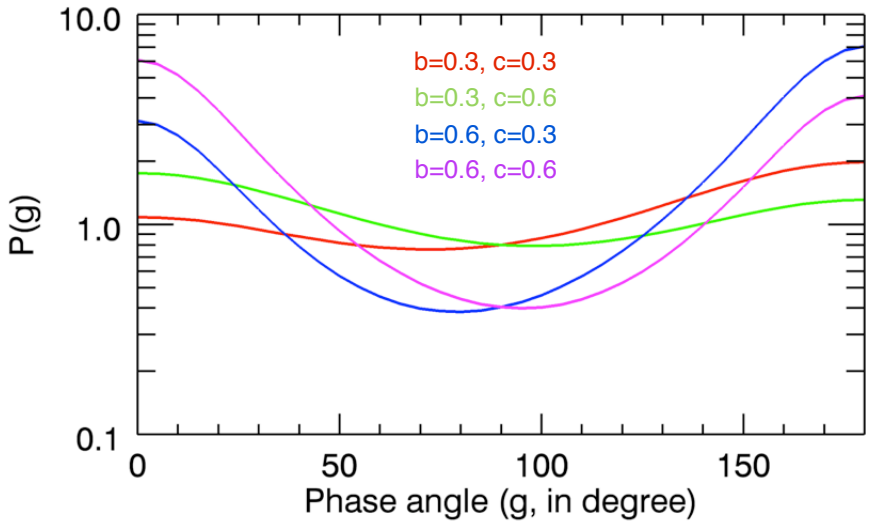


FIGURE 2.2 – Exemples de courbes de phase en fonction de l'angle de phase estimées à partir de la fonction d'Henyey Greenstein à deux termes, pour différentes valeurs du paramètre d'asymétrie b et de la fraction de rétrodiffusion c. ($g = 0$, vers l'avant)

2.1.2 Interaction avec un matériau granulaire

2.1.2.1 Principe

Dans le cas des surfaces planétaires, de type granulaire, le signal renvoyé par la surface vers l'espace est à deux composantes (Figure 2.3) :

— *Composante spéculaire.* La lumière est réfléchie dans une direction unique et symétrique à la direction du rayonnement incident par rapport à la normale (azimut égal à 180°) au niveau de chaque facette de grain avec un angle d'émergence égal à l'angle d'incidence (loi de Snell-Descartes) (Figure 2.3). La lumière incidente n'a donc pas subi d'interaction avec le coeur du grain.

— *Composante diffuse.* La fraction du rayonnement qui n'a pas été directement réfléchie vers l'extérieur au niveau de la première interface rencontrée, constitue donc la composante de réflexion diffuse (Figure 2.3). Le rayonnement diffus est redistribué dans l'espace après la rencontre avec les grains du milieu et est fonction d'une loi angulaire propre à la particule.

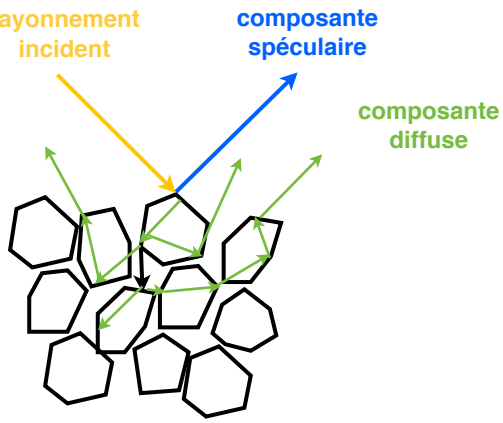


FIGURE 2.3 – Types de réflexions dans le cas d'un milieu compact composé de grains irréguliers de tailles supérieures à la longueur d'onde : la réflexion spéculaire où la direction de réflexion est unique et la réflexion diffuse où la réflexion est multiple.

Deux domaines d'étude peuvent être explorés en étudiant la composante diffuse :

— *Spectroscopie de réflectance (réflectance à une géométrie fixe et à toutes les longueurs d'onde).* La spectroscopie de réflectance est l'étude de la fraction du rayonnement absorbée par les matériaux de la surface. Cette absorption est étudiée à une géométrie unique (généralement nadir, normale à la surface) pour s'affranchir d'effets géométriques. Cette absorption est fonction de la structure cristalline du matériau et de sa composition chimiques. En effet, l'interaction du rayonnement avec la matière peut causer aux échelles atomiques et moléculaires des transitions électroniques et des transitions vibrationnelles. Ces transitions créent des absorptions du rayonnement à des longueurs d'onde spécifiques et caractéristiques du matériau s'exprimant notamment dans le visible et dans le proche infrarouge (PIR). Des minima locaux de la réflectance peuvent être observés à certaines longueurs d'onde pour lesquelles le matériau absorbe particulièrement le rayonnement : ce sont les bandes d'absorption (Figure 2.4). Les différentes caractéristiques des bandes d'absorptions, appelées "signatures spectrales" sont spécifiques à chaque type de matériaux et permettent leur identification à distance.

— *Photométrie (réflectance à différentes géométries d'illumination et d'observation à une longueur d'onde donnée).* Elle étudie la redistribution de l'énergie lumineuse dans toutes les directions du demi-hemisphère supérieure et dépend des angles d'éclairement et d'observation. Cette distribution angulaire s'appelle la fonction photométrique ou fonction de diffusion de la surface et dépend des propriétés de la surface comme la composition mais aussi des propriétés physiques des matériaux comme la taille, la forme, la structure interne et la rugosité du grain et comme la rugosité et la porosité du régolithe. On distingue deux cas limites de cette distribution angulaire. Le premier cas limite, présenté dans la Figure 2.5a, correspond aux surfaces dites "spéculaires" où la surface se comporte comme un miroir, correspondant à un matériau lisse. Le deuxième cas limite, présenté dans la Figure 2.5c, correspond aux

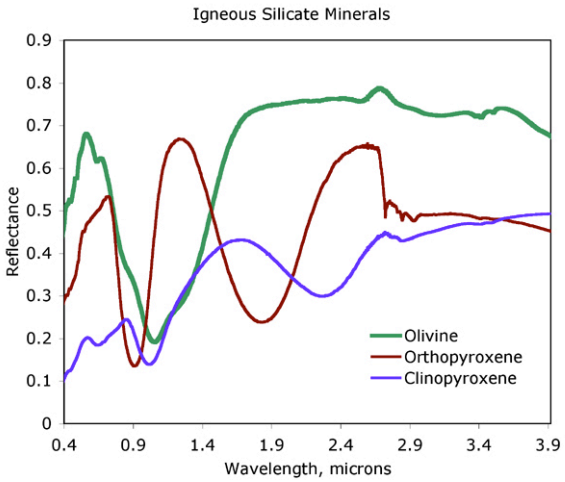


FIGURE 2.4 – Spectres de réflectance de minéraux typiques des roches magmatiques (olivine, orthopyroxène et clino-pyroxène) (crédit : http ://crism.jhuapl.edu).

surfaces dites “lambertiennes”. Le flux renvoyé par une surface de ce type ne dépend pas de l’angle d’incidence mais uniquement du flux incident par unité de surface. La luminance (Sous-section 2.1.2.3) est la même dans toutes les directions (isotrope). Les surfaces naturelles qui ont ce type de comportement sont généralement des mélanges granulaires où la diffusion multiple domine. Entre ces deux cas limites, on observe des cas intermédiaires complexes correspondant à des surfaces dites non lambertiennes où le rayonnement diffus est dirigé selon une/plusieurs directions privilégiées. La luminance n’est pas la même dans toutes les directions (anisotrope) (Figure 2.5b). En milieu naturel, les surfaces planétaires sont des surfaces rugueuses pouvant être caractérisées par des facettes spéculaires orientées aléatoirement. Le type de surface va dépendre fortement de l’échelle à laquelle l’observateur va observer cette surface. En effet, si le champ de vue de l’observation est plus faible que la dimension d’une facette alors la surface apparaîtra spéculaire. Au contraire, si le champ de vue de l’observation est plus grand, englobant un grand nombre de facettes, la surface sera proche d’une surface de type lambertienne.

2.1.2.2 Conventions géométriques

Afin de décrire précisément la réflectance d’une surface granulaire, il est nécessaire de définir les conventions angulaires (Figure 2.6) qui sont :

— *Angle d’incidence solaire.* Cet angle correspond à l’illumination. Il s’agit de l’angle entre la normale à la surface (zénith) et la direction du Soleil et est noté θ_0.

— *Angle d’émergence.* Cet angle est défini comme étant l’angle entre la normale à la surface et la direction du satellite et est noté θ. Dans le cas où l’image est prise à la position nadir (perpendiculaire à la surface), cela correspond à un angle d’émergence θ égal 0°.

— *Angle azimutal relatif.* Cet angle correspond à la position relative du Soleil et du satellite projetées à la surface. Cet angle est noté φ.

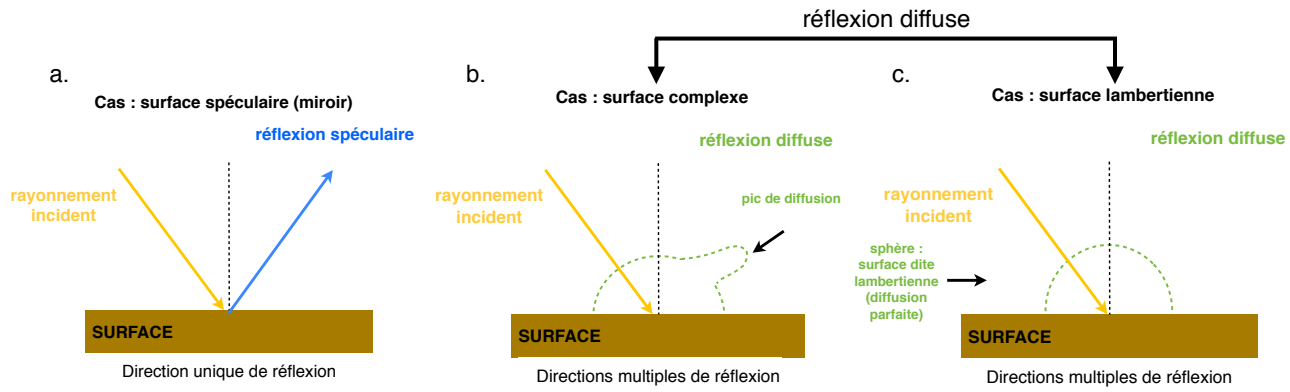


FIGURE 2.5 – Réflexion diffuse dans le cas des surfaces granulaires : (a) La surface est dite spéculaire (miroir) lorsque le flux est renvoyé par la surface dans le plan contenant le rayonnement incident avec un angle d'émergence égal à l'angle d'incidence avec un azimut égal à 180°. (b) La surface est dite "complexe" ou non-lambertienne (cas des surfaces planétaires) lorsque la diffusion est dirigée selon une/plusieurs directions privilégiées. La luminance n'est pas la même dans toutes les directions. (c) La surface est dite lambertienne lorsque la luminance est le même dans toutes les directions.

Ces trois angles décrivent complètement la géométrie d'acquisition dans le cas d'une surface homogène. Mais en pratique un angle supplémentaire est utilisé dans l'étude des propriétés de diffusion, c'est l'angle de phase noté g. Cet angle est défini comme étant l'angle entre la direction de l'illumination et de l'observateur. Il est déterminé par l'expression suivante, mettant en relation les trois angles géométriques définis plus haut :

$$\cos(g) = \cos(\theta_0) \times \cos(\theta) + \sin(\theta_0) \times \sin(\theta) \times \cos(\varphi) \tag{2.16}$$

2.1.2.3 Grandeurs radiométriques

Flux énergétique (noté F, en $W = J.s^{-1}$) : quantité d'énergie que reçoit ou émet une surface quelconque par unité de temps dans toutes les directions de l'espace.

Densité de flux énergétique (noté E ou M, en $W.m^{-2}$) : flux énergétique dF émis ou reçu par unité de surface dS. On distingue l'éclairement E (ou irradiance) qui est le flux incident dF_i par unité de surface réceptrice $dS_{réceptrice}$. L'émittance M (ou exitance) est le flux émis dF_e par unité de surface émettrice $dS_{émettrice}$. On a donc :

$$E = \frac{dF_i}{dS_{réceptrice}},\ M = \frac{dF_e}{dS_{émettrice}} \tag{2.17}$$

Luminance ou radiance (noté L , $W.m^{-2}.sr^{-1}$) : flux énergétique émis dF_e par unité d'angle solide d'émission $d\Omega$ et par unité de surface émettrice dS dans une direction donnée θ (angle par

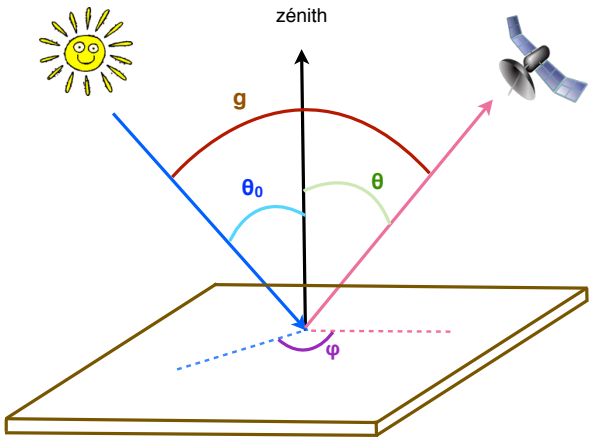


FIGURE 2.6 – Conditions géométriques d'acquisitions en télédétection des surfaces planétaires. (θ_0 est l'angle d'incidence solaire, θ est l'angle d'émergence, φ est l'angle azimutal relatif)

Terme	Expression	Unité
réflectance bidirectionnelle	$r(\theta_0, \theta, g) = {}^{I}/_{\pi.F}$	sans unité
facteur de radiance	$RADF = \pi.r(\theta_0, \theta, g)$	
fonction de distribution de r	$BRDF = r(\theta_0, \theta, g)/cos(\theta_0)$	sr^{-1}
facteur de réflectance	$REFF = \pi.r(\theta_0, \theta, g)/cos(\theta_0)$	

TABLE 2.1 – Réflectance bidirectionnelle et grandeurs dérivées.

rapport à la normale à la surface). On a donc :

$$r(\theta_0, \theta, g) = \frac{L}{E} = \frac{I}{\pi F cos(\theta_0)} \tag{2.18}$$

où I et F sont l'intensité et le flux reçu par la surface, avec $E = \pi F$.

La réflectance bidirectionnelle vérifie un certain nombre de propriétés :

- le principe de réciprocité d'Helmholtz : soient $\vec{i}$ et $\vec{e}$, respectivement les directions d'incidence et d'émission, $r(\vec{i}, \vec{e}) = r(\vec{e}, \vec{i})$;
- le principe de conservation de l'énergie : le flux réfléchi par la surface dans tout l'hémisphère est inférieur ou égal au flux incident.

Les grandeurs dérivées de la réflectance bidirectionnelle sont présentées dans le Tableau 2.1.

Autres réflectances :

- *Réflectance hémisphérique-directionnelle.* La réflectance hémisphérique-directionnelle est la réflectance intégrée sur toutes les directions d'incidence.

$$R_{hd} = \int_{2\pi} r(\theta_0, \theta, g).cos(\theta_0).d\Omega_0 \tag{2.19}$$

— *Réflectance biconique.* La notion de réflectance bidirectionnelle considère des angles solides infinitésimales. Cependant, en général, l'ouverture angulaire du capteur et de la source ne peut être considérée comme infinitésimale. On définit alors la réflectance biconique comme ce qui suit :

$$R_b = \int_{\Omega_{source}} \int_{\Omega_{capteur}} r(\theta_0, \theta, g).cos(\theta_{source}).cos(\theta_{capteur}).d\Omega_{source}.d\Omega_{capteur} \tag{2.20}$$

Albedos :

— *Albedo normal A_n.* L'albedo normal est rapport entre la luminance d'une surface observée à angle de phase nul normalisée par la luminance d'une surface lambertienne illuminée et observée selon sa normale soit $\theta_0 = \theta = 0°$. Il est généralement utilisé pour la caractérisation des surfaces des corps planétaires comme un indicateur de la composition de surface. Il est en pratique inférieur à 1.

— *Albedo géométrique A_g (ou albedo physique).* L'albedo géométrique est le rapport de la luminance d'une planète à angle de phase nul et de la luminance d'un disque lambertien de même diamètre et à même distance que la planète, illuminé et observé selon sa normale. Il correspond à la moyenne de l'albedo normal pondérée par l'aire de la surface illuminée de la planète.

— *Albedo de Bond A_{Bond} (ou albedo sphérique).* L'albedo de Bond est le rapport de l'énergie totale réfléchie par une planète et l'énergie totale reçue à une longueur d'onde donnée. Il varie entre 0 et 1.

— *Albedo bolométrique A_b.* L'Albedo bolométrique est l'intégrale spectrale de l'albedo de Bond pondérée par l'énergie de l'éclairement du Soleil.

2.1.2.4 Équation du transfert radiatif dans les milieux granulaires

Équation du transfert radiatif

Chandrasekhar (1960) a proposé une équation du transfert radiatif décrivant la perte et le gain d'énergie lors de la traversée du rayonnement électromagnétique dans une couche plan parallèle d'un matériau optiquement inactif (sans source interne) diffusant et absorbant continuellement, éclairée par le dessus par un flux F. La luminance L issue de cette couche est décrite par l'équation de transport des photons. Elle traduit la conservation de l'énergie au sein de la couche par le fait que la variation de luminance dans une direction donnée est le résultat soit de l'absorption ou de la diffusion dans d'autres direction (terme d'extinction), soit d'un apport venant de d'autres directions (terme de diffusion multiple), y compris depuis la source (terme de diffusion simple). Le bilan d'énergie local du champ de rayonnement en un point rapporté à l'unité de surface normale et dans un angle solide unitaire entre deux niveaux τ et $\tau + d\tau$ s'écrit de la façon suivante (e.g. *Bonnefoy*, 2001; *Cord et al.*, 2003; *Souchon*, 2012) :

$$\mu \frac{\partial L_e(\tau,\mu,\phi)}{\partial \tau} = L_e(\tau,\mu,\phi) - \frac{F}{4\pi} exp(-\tau/\mu_0) P(g) - \frac{1}{4\pi} \int_{-1}^{1} \int_{0}^{2\pi} \omega P(g) L_e(\tau',\mu',\phi') d\mu' d\phi' \quad (2.21)$$

avec L_e : luminance, $\mu = cos(\theta)$: cosinus de l'angle d'émergence, $\mu_0 = cos(\theta_0)$: cosinus de l'angle d'incidence, ϕ : angle azimutal relatif, τ : épaisseur optique, ω : albedo de diffusion simple, $P(g)$: fonction de phase. Le terme en vert est l'extinction, le terme en bleu est la diffusion simple et le terme en rouge est la diffusion multiple.

Problématiques et quelques solutions

Une solution exacte du transfert radiatif présenté précédemment est difficile à obtenir pour des milieux granulaires denses, même si nos connaissances du transfert radiatif et la capacité informatique sont de plus en plus avancées. De plus, l'équation du transfert radiatif ne tient pas compte de certains effets surfaciques, observables dans le cas de l'étude des surfaces planétaires comme l'effet d'opposition et de la rugosité.

— *Effet d'opposition.* L'effet d'opposition est l'augmentation forte de l'intensité lumineuse diffusée par un milieu granulaire (e.g., surfaces planétaires, poudres utilisées pour des expériences en laboratoire). Ce phénomène est maximal lorsque la source, l'observateur et la cible sont alignés, en d'autres termes lorsque l'angle de phase g est proche de 0° (Figure 2.7). Cet effet est tout de même observé pour une gamme d'angles de phase inférieure à 20°. L'effet d'opposition nous renseigne sur les propriétés physiques de la surface comme la porosité et le libre parcours moyen des photons (*Hapke*, 1986, 1993, 2012b). De nombreuses investigations ont tenté de donner une explication physique à ce phénomène (e.g., *Hapke et al.*, 1998) qui implique deux contributions (*Nelson et al.*, 1998) :

  — "Shadow Hiding of the Opposition Effect" (SHOE). Ce phénomène s'observe lorsque le milieu granulaire est formé de particules dont leur taille est plus grande que la longueur d'onde. À des angles de phase proche de 0°, les particules créent des ombres qui sont restreintes et masquées par les particules elles-même. Cependant, cette explication est insuffisante pour expliquer le phénomène car les milieux fortement réfléchissants, constitués de matériaux transparents, montrent un pic d'opposition alors que la diffusion multiple des photons devrait atténuer l'effet d'ombrage.

  — "Coherent Backscattering of the Opposition Effect" (CBOE). Ce phénomène est visible surtout lorsque les particules sont de l'ordre de grandeur de la longueur d'onde et correspond au cas où des ondes se propagent le long de chemins de diffusions multiples identiques mais de sens opposés interférant de façon constructive près de l'opposition ce qui crée une augmentation non linéaire de l'intensité lumineuse.

  Des études (e.g. *Helfenstein et al.*, 1997; *Hapke et al.*, 1998; *Kamei and Nakamura*, 2002; *Hapke et al.*, 2009) ont montrée que le SHOE est supposé dominer sur le CBOE pour des

FIGURE 2.7 – Image montrant l'effet d'opposition observé sur la Lune par les astronautes durant la mission Apollo (image : AS17-140-21359) (credit : NASA).

angles de phase supérieurs à environ 3°.

— *Rugosité macroscopique.* La rugosité macroscopique de surface (topographie) au sein du pixel joue un rôle dans la manière à laquelle la lumière incidente est diffusée. La notion de rugosité macroscopique intègre toutes les échelles depuis la rugosité à l'échelle du grain à la rugosité à l'échelle du pixel. Quelques exemples de topographies simulées par des modèles numériques sont présentées dans la Figure 2.24. Pour tenir compte de cet effet dans les modèles, la rugosité macroscopique est évaluée en étudiant l'ombre créée et masquée à toutes les échelles de rugosité en fonction de la ligne de visée. L'expression analytique utilisée dans les modèles la plus utilisée est celle de *Hapke* (1984, 1993, 2012b) (Sous-section 2.1.2.5).

L'alternative est de développer un modèle simple mais le plus rigoureux possible décrivant l'essentiel du transfert radiatif, capable de donner des solutions aux problèmes posés. Dans le cas d'un milieu dense (e.g. les surfaces planétaires), deux solutions sont possibles.

La première approche est basées sur le développement de solutions numériques basées sur l'optique géométrique et sur une approche Monte Carlo (e.g. *Grynko and Shkuratov*, 2007; *Pilorget et al.*, 2013). Cette approche simule le trajet d'un grand nombre de photons dans un milieu donné permettant de reproduire la réflectance bidirectionnelle et d'étudier les comportements statistiques d'un grand nombre de photons injectés dans le milieu et soumis aux lois de la réflexion, de la réfraction, de l'absorption et de la diffraction. Cependant, la quantité de paramètres mis en jeu et la capacité informatique ne permettent pas l'inversion de données acquises par télédétection.

La seconde approche est basée sur le développement d'un modèle analytique simplifié en combinant des fonctions analytiques et des fonctions empiriques ou semi-empiriques. Cela implique que le modèle ne permet pas de fournir une solution exacte mais fournit une approximation raisonnable. Un certain nombre de paramètres, appelé paramètres photométriques sont utilisés et caractérisent les surfaces naturelles comme la rugosité, la compaction et le grain moyen comme l'albédo de diffusion simple et la fonction de phase. Dans ce qui suit, je présente quelques modèles analytiques utilisées

en planétologie.

2.1.2.5 Modélisations analytiques

Loi de Lambert. La réflectance bidirectionnelle est dite lambertienne si la répartition de l'énergie diffuse se fait de manière isotrope (*Lambert*, 1760). Jusqu'à présent, aucune surface planétaire diffusant comme une surface lambertienne, incluant les satellites de glaces n'a été observée (*Buratti*, 1984; *Domingue et al.*, 1997). L'albédo lambert A_L représente d'efficacité de la réflectance d'une telle surface.

$$r_L(\theta_0, \theta, g) = \frac{I(\theta_0)}{\pi F} = \frac{1}{\pi} \cdot A_L \cdot \mu_0 \tag{2.22}$$

Loi de Minnaert. La réflectance bidirectionnelle suit la loi de Minnaert si elle est à la fois proportionnelle aux cosinus d'incidence et d'émergence. L'albédo de Minnaert A_M représente l'efficacité de la réflectance d'une telle surface et le paramètre k, appelé coefficient de Minnaert, défini la dépendance angulaire(*Minnaert*, 1941) :

$$r_M(\theta_0, \theta, g) = \frac{I(\theta_0, \theta)}{F\pi} = A_{M\cdot}{\mu_0}^k \cdot \mu^{k-1} \tag{2.23}$$

A_M et k sont des constantes empiriques dont les valeurs varient avec la longueur d'onde (*Hapke*, 1981, 1993, 2012b). La loi de Lambert a été modifié en tenant compte de la dépendance en angle d'émergence et donc en angle de phase et de pondérer les contributions des angles d'incidence et d'émergence en introduisant le paramètre k. Le paramètre k mesure l'écart dans le comportement de diffusion par rapport au modèle lambertien soit $k = 1$. Cette loi décrit relativement bien les variations de la brillance pour des angles de phase inférieurs à 50° (*Johnson et al.*, 2008). Cependant, aucune signification physique de surface ne peut être donné au paramètre k et par conséquent limite son utilisation pour décrire les matériaux de surface (*Hapke and Wells*, 1981).

Loi de Lommel-Seeliger (lunaire). L'expression est plus élaborée. *Hapke* (1993, 2012b) fournit une expression généralisée de la loi lunaire telle que :

$$r(\theta_0, \theta, g) = \frac{I}{F\pi} = \frac{\omega}{4\pi} \frac{\mu_0}{\mu_0 + \mu} P(g) \tag{2.24}$$

Cette loi s'applique pour des surfaces avec des albedos de diffusion simple suffisamment faibles pour négliger la contribution de la diffusion multiple (e.g., certaines régions de la Lune, de Mercure).

Loi de Lambert-Lunaire. La loi de Lambert-Lunaire (*Meador and Weaver*, 1975) est une combinaison linéaire de la loi de Lambert et de la loi de Lommel-Seeliger et s'écrit de la façon suivante :

$$r(\theta_0, \theta, g) = \frac{I}{F\pi} = \frac{\mu_0}{\mu_0 + \mu} A_M \cdot P(g) + B \cdot \mu_0 \tag{2.25}$$

où A et B sont des paramètres empiriques qui déterminent les contributions de Lommel-Seeliger et de Lambert à la fonction de diffusion. Cette loi modélise de façon adéquate les propriétés photométriques de la plupart des surfaces mais les interprétations de A et B en terme de propriétés physiques des matériaux sont difficiles.

Modèle de Hapke. Le modèle dérive de l'équation du transfert radiatif (*Chandrasekhar*, 1960) en contournant les problèmes de la non-applicabilité de l'approximation de champ lointain dans le cas de milieux granulaires compactes. Tout d'abord, le modèle de base suppose que la lumière est sensible aux propriétés moyennes locales de diffusion et d'absorption en volume et non à la distribution spatiale discrète des structures. Son modèle considère dans un premier temps, l'interaction entre un faisceau incident et une particule isolée par l'intermédiaire de l'albedo de diffusion simple et de la fonction de phase. La diffusion multiple est traitée de manière indépendante. Dans un second temps, le modèle considère les effets surfaciques liés à la proximité des particules en intégrant l'effet d'opposition, la rugosité de surface et la suppression de la diffraction dans le terme de diffusion simple.

L'expression du modèle semi-empirique de Hapke correspondant à la version 1993 est présentée dans cette section avec une description des différents expressions utilisées dans le calcul de la réflectance bidirectionnelle de surface. Pour plus détails, se référer aux travaux de *Hapke* (1993, 2012b).

L'expression de la réflectance bidirectionnelle est donnée à une longueur d'onde donnée par *Hapke* (1993, 2012b) :

$$r(\theta_0, \theta, g) = \frac{\omega}{4\pi} \frac{\mu_{0e}}{(\mu_{0e} + \mu_e)} \left\{ [1 + B(g)]\, P(g) + H(\mu_{0e}) H(\mu_e) - 1 \right\} S(\theta_0, \theta, g) \tag{2.26}$$

— L'**albédo de diffusion simple** ω dépend de la composition, la taille, et la structure interne de la particule (Sous-Section 2.1.1.3).

— La **fonction de phase** (ou fonction de diffusion) $P(g)$ caractérise la répartition angulaire de la lumière diffusée (Sous-section 2.1.1.4).

— La **contribution de la diffusion multiple isotrope** est prise en compte par la fonction $H(x)$ ou x peut être soit μ_0 ou μ. La valeur exacte de la fonction H est donnée par *Chandrasekhar* (1960). On choisit l'approximation de la diffusion multiple isotrope décrite par *Hapke* (1993), nommée $H93$. La fonction $H93$ diffère d'une erreur relative à la valeur exacte de H de moins de 1% et d'une erreur relative à la réflectance bidirectionnelle d'un régolithe de moins de 2% (*Cheng and Domingue*, 2000). Avec $y = (1 - \omega^{1/2})$, la fonction de diffusion multiple $H(x)$ est donnée par *Hapke* (1993, 2012b) et s'écrit telle que :

$$H(x) = \left\{ 1 - [1 - y]\, x \left[\left(\frac{1-y}{1+y} \right) + \left(1 - \frac{1}{2} \left(\frac{1-y}{1+y} \right) - x \left(\frac{1-y}{1+y} \right) \right) \ln \left(\frac{1+x}{x} \right) \right] \right\}^{-1} \tag{2.27}$$

— La **contribution de l'effet d'opposition** correspondant à l'augmentation de l'intensité

lumineuse diffusé par un milieu granulaire (Sous-section 2.1.2.4) est exprimée par la fonction $B(g)$. Ce phénomène est maximal lorsque la source, la cible et l'observateur sont alignés, en d'autres termes lorsque l'angle de phase g est proche de 0° mais il est peut être observable pour des angles de phase inférieurs à 20°. Dans la version 1993 du modèle de Hapke, seule la contribution " Shadow Hiding " de l'effet d'opposition (SHOE) est prise en compte. La fonction $B_{SH}(g)$ qui modèle cet effet est donnée par *Hapke* (1993, 2012b) de la façon suivante :

$$B_{SH}(g) = \frac{B_0}{1 + \frac{1}{h}\tan\left(\frac{g}{2}\right)} \tag{2.28}$$

Le paramètre B_0 est l'amplitude et le paramètre h la largeur angulaire du pic d'opposition, tous deux variant entre 0 et 1. Le paramètre B_0 est relié à l'opacité (de $B_0 = 0$ correspondant au cas où les particules sont transparentes à $B_0 = 1$ correspondant au cas où les particules sont opaques) et h à la porosité et la distribution de la taille des particules du milieu granulaires (de $h = 0$ correspondant au cas où le matériau est très poreux à $h = 1$ correspondant au cas où le matériau est peu poreux et/ou une distribution uniforme de la taille des particules).

— Les surfaces planétaires présentent une rugosité à grande échelle due à des amas de grains ou à la topographie. Cette rugosité est décrite par la pente moyenne $\bar{\theta}$ correspondant à la rugosité macroscopique à l'intérieur d'un pixel (Section 2.1.2.4). La rugosité macroscopique de surface implique différents phénomènes radiatifs : (i) réflexion multiple de la lumière entre les facettes (non prise en compte dans le modèle), (ii) des ombres dépendantes de la géométrie, (iii) des biais sur l'estimation des angles d'incidence et d'émergence et (iv) l'augmentation de la composante de la diffusion multiple. Dans le but de quantifier ces phénomènes sur la réflectance bidirectionnelle, la **fonction d'ombrage** S est incluse dépendant de μ_{0e} et μ_e. Deux expressions du facteur sont présentées par *Hapke* (1993, 2012b).
soient :

$$\chi(\bar{\theta}) = 1/(1 + \pi \cdot \tan^2\bar{\theta})^{1/2} \tag{2.29}$$

$$E_1(x) = \exp(-\frac{2}{\pi} \cdot \cot\bar{\theta} \cdot \cot x) \tag{2.30}$$

$$E_2(x) = \exp(-\frac{2}{\pi} \cdot \cot^2\bar{\theta} \cdot \cot^2 x) \tag{2.31}$$

— dans le cas où $\theta \geq \theta_0$:

$$S(\theta_0, \theta, \psi) \simeq \frac{\mu_e}{\mu_e(0)} \cdot \frac{\mu_0}{\mu_{0e}(0)} \cdot \frac{\chi(\bar{\theta})}{1 - f(\psi) + f(\psi) \cdot \chi(\bar{\theta})\,[\mu_0/\mu_{0e}(0)]} \tag{2.32}$$

avec :

$$\mu_{0e} \simeq \chi(\bar{\theta}) \left[\cos\theta_0 + \sin\theta_0 \cdot \tan\bar{\theta} \cdot \frac{\cos\psi \cdot E_2(\theta) + \sin^2(\psi/2) \cdot E_2(\theta_0)}{2 - E_1(\theta) - (\psi/\pi) \cdot E_1(\theta_0)}\right] \tag{2.33}$$

$$\mu_e \simeq \chi(\bar{\theta}) \left[\cos\theta + \sin\theta \cdot \tan\bar{\theta} \cdot \frac{E_2(\theta) + \sin^2(\psi/2) \cdot E_2(\theta_0)}{2 - E_1(\theta) - (\psi/\pi) \cdot E_1(\theta_0)}\right] \tag{2.34}$$

$$\mu_{0e}(0) \simeq \chi(\bar{\theta}) \left[\cos\theta_0 + \sin\theta_0 \cdot \tan\bar{\theta} \cdot \frac{E_2(\theta_0)}{2 - E_1(\theta_0)}\right] \tag{2.35}$$

$$\mu_e(0) \simeq \chi(\bar{\theta}) \left[\cos\theta + \sin\theta \cdot \tan\bar{\theta} \cdot \frac{E_2(\theta)}{2 - E_1(\theta)}\right] \tag{2.36}$$

$$f(\psi) = \exp(-2 \cdot \tan\frac{\psi}{2}) \tag{2.37}$$

— dans le cas où $\theta \leq \theta_0$:

$$S(\theta_0, \theta, \psi) \simeq \frac{\mu_e}{\mu_e(0)} \cdot \frac{\mu_0}{\mu_{0e}(0)} \cdot \frac{\chi(\bar{\theta})}{1 - f(\psi) + f(\psi) \cdot \chi(\bar{\theta})\,[\mu/\mu_e(0)]} \tag{2.38}$$

avec :

$$\mu_{0e} \simeq \chi(\bar{\theta}) \left[\cos\theta_0 + \sin\theta_0 \cdot \tan\bar{\theta} \cdot \frac{E_2(\theta_0) - \sin^2(\psi/2) \cdot E_2(\theta)}{2 - E_1(\theta_0) - (\psi/\pi) \cdot E_1(\theta)}\right] \tag{2.39}$$

$$\mu_e \simeq \chi(\bar{\theta}) \left[\cos\theta + \sin\theta \cdot \tan\bar{\theta} \cdot \frac{\cos\psi \cdot E_2(\theta_0) + \sin^2(\psi/2) \cdot E_2(\theta)}{2 - E_1(\theta_0) - (\psi/\pi) \cdot E_1(\theta)}\right] \tag{2.40}$$

et $\mu_{0e}(0)$, $\mu_e(0)$ et $f(\psi)$ sont les mêmes que pour le cas où $\theta \geq \theta_0$.

Le modèle photométrique de Hapke (version 1993) dépend donc de six paramètres que l'on appelle paramètres photométriques de Hapke qui sont donc : l'albedo de diffusion simple (ω), le paramètre d'asymétrie (b), la fraction de rétrodiffusion (c), la rugosité macroscopique ($\bar{\theta}$), l'amplitude du pic d'effet d'opposition (B_0) et la largeur du pic d'effet d'opposition (h) pour une longueur d'onde donnée. La Table 2.2 et la Figure 2.8 résument les différents paramètres, leur notation, leur signification physique et géologique.

Un grand nombre de travaux basés sur des analyses de mesures de réflectance bidirectionnelle de surface issues d'instruments de laboratoire ou spatiaux ont expérimenté le modèle photométrique de Hapke et plus particulièrement la version dite 1993 (présenté ci-dessus) (*Jehl et al.*, 2008; *Johnson et al.*, 2006b,a, 2013; *Souchon et al.*, 2011, 2013; *Pommerol et al.*, 2013; *Sato et al.*, 2014). Cependant, des versions plus récentes du modèle photométrique de Hapke sont disponibles (*Hapke*, 2002, 2008) améliorant le formalisme d'origine (*Hapke*, 1981, 1993). Premièrement, le modèle photométrique de *Hapke* (2002) inclut les améliorations suivantes : (1) une approximation analytique plus précise pour la diffusion multiple pour des diffuseurs isotropes, (2) et anisotrope et (3) l'incorporation du CBOE. La version suivante du modèle est celui de *Hapke* (2008) qui traite de la limitation concernant la dépendance de la réflectance bidirectionnelle à la porosité du milieu granulaire en incluant le traitement de la diffusion des photons dans les interstices présents entre les grains. Cependant, les nouvelles versions du modèle photométrique souffre d'un manque d'applications et de vérifications de la reproductivité de la réflectance bidirectionnelle de la surface. La dernière version du modèle

Symbole	Définition	Signification physique	Signification géologique
ω	albedo de diffusion simple	fraction de lumière diffusée sur l'extinction totale à l'échelle de la particule à une longueur d'onde donnée	composition, taille et structure interne de la particule
b	paramètre d'asymétrie de la fonction de phase HG2[a]	diffusion anisotrope ($b < 0.5$: large / $b \geq 0.5$: étroit lobe de diffusion)	forme de la particule, composition et structure interne
c	fraction de rétro-diffusion de la fonction de phase HG2[a]	direction principale de diffusion ($c < 0.5$: diffusion majoritairement vers l'avant / $c \geq 0.5$: diffusion majoritairement vers l'arrière)	
B_0	magnitude du pic d'effet d'opposition	amplitude du pic d'opposition ($g < 5°$)	transparence de la particule ($B_0 = 0$: particule transparente, $B_0 = 1$: particule opaque)
h	largeur du pic d'effet d'opposition	largeur du pic d'opposition ($g < 5°$)	porosité de surface, taille de la particule ($h = 0$: forte porosité, $h = 1$: faible porosité et/ou distribution uniforme de la taille des grains)
$\bar{\theta}$	rugosité macroscopique	pente moyenne au sein d'un pixel exprimée en degré	rugosité de surface créée par amas de grains de l'échelle millimétrique à centimétriques

[a]On utilise la fonction de phase d'Henyey-Greenstein à 2 termes (HG2)
Les paramètres ω , b , c , B_0 et h varient entre 0 et 1 inclus et le paramètre $\bar{\theta}$ entre 0 et 45°.

TABLE 2.2 – Résumé des paramètres photométriques du modèle de Hapke (*Hapke*, 1993, 2012b), avec (a) leur signification physique et (b) leur signification géologique.

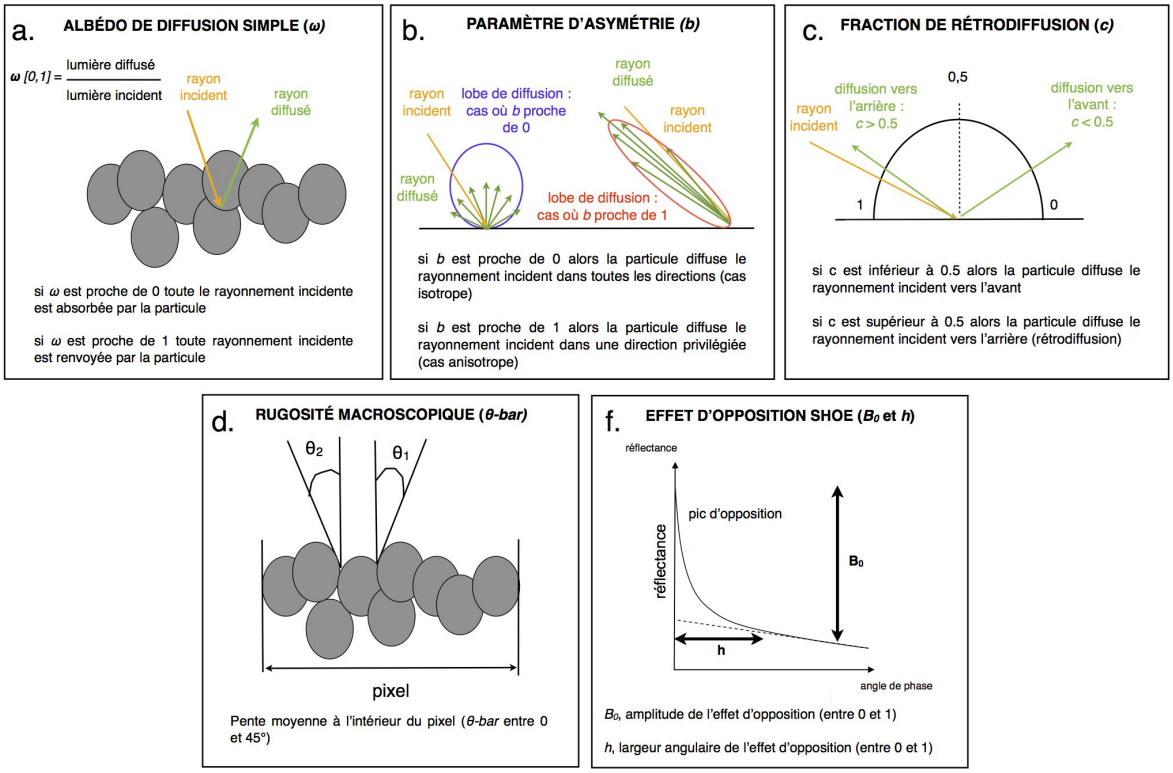


FIGURE 2.8 – Représentations des paramètres photométriques exprimés dans la version 1993 du modèle de *Hapke* (1993, 2012b). a. albedo de diffusion, b. paramètre d'asymétrie de la fonction de phase de HG2, c. fraction de rétrodiffusion de la fonction de phase de HG2, d. rugosité macroscopique de la surface et e. paramètres d'effet d'opposition.

photométrique de Hapke dépend de sept paramètres photométriques rendant l'inversion du modèle plus complexe et un temps de calcul plus long.

2.2 État de l'art des études photométriques expérimentales et numériques sur la signification des paramètres photométriques

Le modèle de *Hapke* (1993) est le modèle le plus communément utilisé dans la communauté. Il a été établi afin de paramétriser la courbe photométrique et de relier la réflectance bidirectionnelle aux propriétés microscopiques à l'échelle du grain (taille, la forme et la structure interne de la particule) et aux propriétés macroscopiques à l'échelle de la surface (rugosité, porosité). Afin de mieux comprendre la signification de chacun de ces paramètres (et du jeu) et de mieux les relier aux propriétés physiques des grains et de la surface par l'intermédiaire des paramètres photométriques, des études de laboratoire et numériques ont été menées. Les études de laboratoire permettent d'étudier les comportements photométriques d'échantillons artificiels et naturels analogues très bien caractérisés d'un point de vue de leur composition et de leurs propriétés physiques et permettent d'explorer des morphologies complexes, non reproductibles dans les études numériques. Les études numériques quant à elles, permettent d'explorer un plus grand nombre de paramètres physiques d'un milieu. Les deux approches sont donc complémentaires et indispensables à explorer et constituent une base de référence pour l'analyse des paramètres photométriques estimés à partir de données spatiales orbitales et in situ.

Nous verrons dans la suite de ce manuscrit que l'effet d'opposition ne peut être contraint par les données spatiales car il est difficile d'acquérir en pratique des mesures de réflectance à des angles de phase inférieurs à 15-20°. Dans la suite de ce travail, aucune interprétation physique ne peut être faite. Par conséquent, les paramètres associés ne seront pas étudiés par la suite. Cette section présente la synthèse et le bilan des principaux résultats issus des expériences de laboratoire et numérique, utiles pour la suite de mon travail concernant l'interprétation de l'albedo de diffusion simple, de la fonction phase et de la rugosité macroscopique en terme de propriétés physiques.

2.2.1 Études à partir de grains isolés

2.2.1.1 Expériences de laboratoire

McGuire and Hapke (1995) ont étudié en laboratoire les propriétés de diffusion (fonction de phase) de différentes particules centimétriques artificielles isolées (e.g., verre commercial de silicate, sphères de métal et billes de résines de polyester) présentant différents types de structures (e.g., particules sphériques ou rugueuses, particules avec une forme lisse ou irrégulière, particules avec ou sans diffuseurs internes) (Figure 2.9a).

Leur étude a montré que la fonction de Henyey-Greenstein à deux paramètres (HG2) caractérisée par le paramètre d'asymétrie b et par la fraction de rétrodiffusion c (Sous-section 2.1.1.4) correspond à une bonne description de leurs mesures de laboratoire. Leur étude a montré également que les

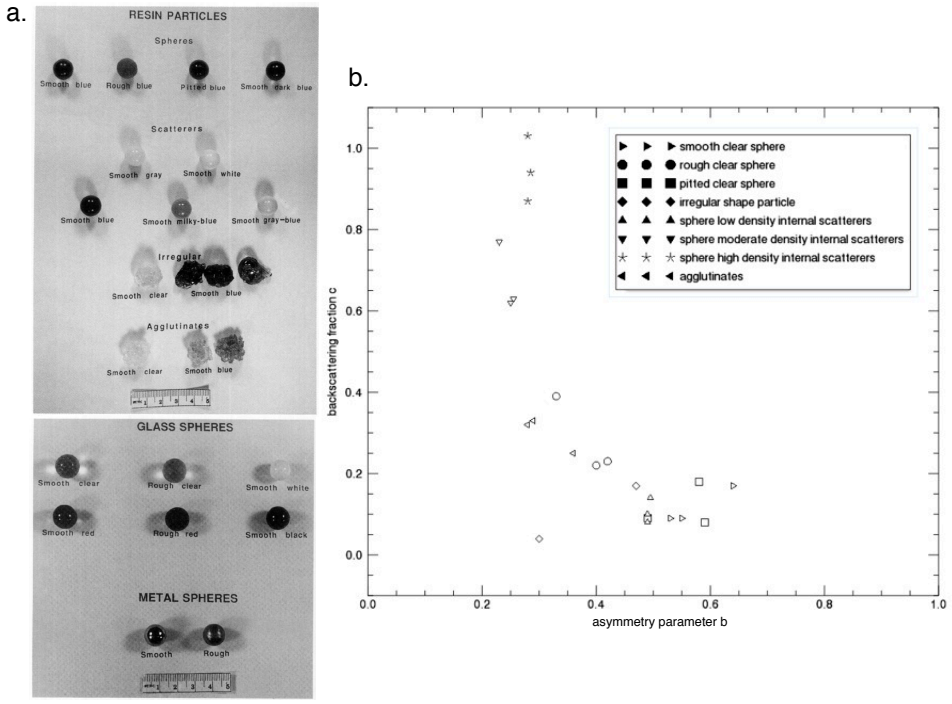


FIGURE 2.9 – Études expérimentales photométriques en laboratoire de *McGuire and Hapke* (1995) : (a) particules artificielles et (b) paramètres de la fonction de phase (paramètre d'asymétrie b et fraction de rétrodiffusion c) associés.

particules sphériques lisses et sans impureté ont un lobe de diffusion étroit et majoritairement vers l'avant (c faible et b fort) alors que les particules présentant une rugosité de surface ou des diffuseurs internes ont un lobe de diffusion large et principalement vers l'arrière (fort c et faible b). Dans l'espace des paramètres b et c, l'ensemble des résultats sur les paramètres de la fonction de phase HG2 des différentes particules artificielles étudiées, décrit un "L" depuis les particules présentant une forte densité de diffuseurs internes aux particules sphériques, sans diffuseurs internes (Figure 2.9b).

Généralement, les études spectro-photométriques issues de données spatiales ou de laboratoire utilisent les résultats de ces travaux pour interpréter leurs résultats photométriques. Cependant, ce travail présente trois limites :

— L'étude utilise des particules centimétriques, une caractéristique physique éloignée des matériaux des surfaces planétaires. *Hartman and Domingue* (1998) ont étudié l'impact de la taille des particules sur les paramètres de la fonction de phase HG2 et ont observé qu'il n'y avait pas de variations significatives des paramètres de HG2 lorsque la taille des matériaux est celle des matériaux typiques des surfaces planétaires. *Hartman and Domingue* (1998) ont conclu que les résultats de *McGuire and Hapke* (1995) pouvaient être considérés comme étant représentatifs des propriétés physiques typiques des matériaux des surfaces planétaires, indépendamment de leur taille.

— L'étude utilise des particules artificielles qui permettent d'avoir un échantillon avec des propriétés physiques parfaitement caractérisées. Cependant, les particules artificielles utilisées

ne reproduisent pas forcément fidèlement des particules naturelles souvent plus complexes, rendant les comparaisons avec les résultats photométriques issus de matériaux naturels plus difficiles. Mais récemment, grâce à des études expérimentales basées sur des échantillons naturels ou directement in situ à la surface de Mars, des similarités dans les résultats sur les propriétés de diffusion ont été montrées (*Souchon et al.*, 2011; *Souchon*, 2012; *Johnson et al.*, 2006b,a, 2013) (Sous-section 2.2.2.1), confortant leur utilisation pour l'interprétation des données spectro-photométriques spatiales.

— L'étude utilise des particules isolées alors que les surfaces planétaires sont des milieux granulaires compacts. On doit donc tenir compte des effets des autres grains. En effet, de récentes études de laboratoire ont montré la difficulté de relier chaque paramètre photométrique à une propriété physique qui lui est propre. Il semble que les paramètres photométriques soient plus sensibles à l'organisation des grains au sein du matériau granulaire (effets de la compaction et de la rugosité) qu'aux propriétés optiques à l'échelle de la particule (e.g. *Cord et al.*, 2003; *Shepard and Helfenstein*, 2007, 2011) et notamment aux différents effets d'interaction à différentes échelles (de l'échelle de la rugosité microscopique de la surface de la particule à l'échelle de la rugosité de la surface granulaire compacte). Cependant, des études basées sur des données de laboratoire ou spatiales ont montré des similarités dans les résultats entre les propriétés de diffusion et les propriétés physiques des matériaux étudiés (*Souchon et al.*, 2011; *Souchon*, 2012; *Johnson et al.*, 2006b,a, 2013) (Sous-section 2.2.2.1), confortant leur utilisation pour l'interprétation des données spectro-photométriques spatiales.

Les études spectro-photométriques qui suivent ces travaux ont été menées sur des matériaux granulaires (poudre) formés de matériaux artificiels (*Zhang and Voss*, 2005, 2008; *Hapke et al.*, 2009), et/ou de composition simple comme la dunite ou le graphite (*Kamei and Nakamura*, 2002), l'oxyde de chrome, d'aluminium, de cobalt, de manganèse ou de fer (*Shepard and Helfenstein*, 2007). Ces études permettent notamment de mieux comprendre le transfert radiatif et de mieux comprendre le lien entre les paramètres photométriques et les propriétés physiques des matériaux à partir de particules simples. Cependant, ce type de particules reste limité pour une comparaison avec des mesures spatiales de surfaces planétaires compte tenu de la complexité des matériaux naturels et du fait qu'ils sont composés le plus souvent de mélanges de composants avec des propriétés physico-chimiques variées.

2.2.1.2 Expériences numériques

Étude de l'influence de la rugosité de surface, de la forme, de l'opacité et de l'indice de réfraction des grains sur l'albedo de diffusion et la fonction de phase. *Grundy et al.* (2000) ont développé un modèle nommé S-Scat basé sur l'approche du tracé de rayon qui simule la diffusion et la polarisation linéaire par des particules ayant une forme et une rugosité de surface données et une taille bien plus grande que la longueur d'onde. Le modèle utilise l'approximation de l'optique géométrique. La particularité de ce modèle est de simuler des rugosités de surface de particules variées modélisées par des facettes triangulaires comme présenté dans la Figure 2.10. Pour

plus d'information sur le modèle, se référer aux travaux de *Grundy et al.* (2000).

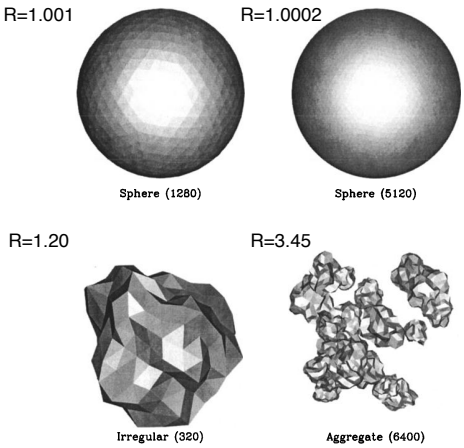


FIGURE 2.10 – Exemples de représentation de la forme et de la rugosité de surface des particules modélisées par des facettes triangulaires avec entre parenthèses le nombre de facettes utilisé et la valeur de la rugosité R associée (rugosité définie comme étant le rapport entre l'aire de la particule quelconque considérée et l'aire de la sphère de même volume). (credit : *Grundy et al.* (2000))

Cet outil permet d'explorer le lien entre les propriétés physiques (e.g. taille, forme et rugosité de surface d'un grain), la composition d'une particule et les paramètres photométriques comme l'albedo de diffusion et la fonction de phase utilisés dans les modèles de transfert radiatif décrivant la diffusion en milieu granulaire. Dans ce qui suit, je présente les principaux résultats concernant l'albedo de diffusion simple et la fonction de phase.

— **Albedo de diffusion simple.** Comme présenté dans la Section 2.1.1.3, l'albedo de diffusion simple est la fraction de lumière interceptée par une particule donnée qui est diffusée. L'approximation classique pour relier le paramètre de l'albedo de diffusion aux paramètres de la particule est le modèle équivalent en couche (*Hapke*, 1993), dont les équations sont présentées de la Section 2.1.1.3. Ce paramètre dépend des constantes optiques n (partie réelle) et k (partie imaginaire de l'indice de réfraction), dépendant de la longueur d'onde, λ. Dans ce qui suit, le coefficient k apparaît dans l'expression du coefficient d'absorption noté α (Eq. 2.2). L'albedo de diffusion simple dépend également du coefficient de diffusion interne noté s et de la diamètre moyenne efficace d'une particule notée D_{eff}. *Grundy et al.* (2000) définissent la taille de la particule noté $D = 2\sqrt{\sigma/\pi}$ où σ est la section efficace géométrique de la particule moyennée dans toutes les directions possibles. Le paramètre D peut être utilisé pour exprimer l'opacité notée αD et la densité de diffuseur interne sD. Voici les principaux résultats reportés par *Grundy et al.* (2000), des simulations concernant les effets sur l'albedo de diffusion simple.

— *Effet de l'opacité αD et de l'indice de réfraction n sur le paramètre ω.* La Figure 2.11 montre l'évolution de la valeur du paramètre ω en fonction de αD pour une particule irrégulière. Les résultats de la Figure 2.11 en haut à droite montre pour le cas où $n = 1.5$

que la valeur du paramètre ω diminue lorsque la valeur de αD augmente. Ceci s'explique facilement par le fait qu'une augmentation de la valeur de α signifie que la probabilité d'absorption est grande par unité de longueur au sein de la particule de même qu'une augmentation de la valeur de D signifie que le parcours optique au sein de la particule est grande. L'augmentation de l'une des deux quantités induit une augmentation de la probabilité d'absorption créant une diminution de la valeur du paramètre ω, ce qui est cohérent avec les résultats obtenus. L'impact de l'indice de réfraction n sur la valeur du paramètre ω est également testé dans la Figure 2.11 en bas à gauche. Les différentes tendances sont observées en fonction de la valeur de αD. Dans les trois cas de valeurs de n testés, un changement d'inflexion de la courbe est observé à $\alpha D \simeq 2$. Pour expliquer cela, il est important de se rappeler qu'une augmentation de l'indice de réfraction n se traduit par une augmentation du nombre de réflexions au sein et à l'extérieur de la particule. Dans le cas où l'opacité est faible, la fraction du rayonnement diffusée est dominée par la fraction de lumière qui a pénétré dans la particule et a été réfléchie une ou plusieurs fois dans celle-ci. L'augmentation de la valeur de n induit une augmentation de réflexions interne ce qui augmente la distance totale parcourue par un photon au sein d'une particule et par conséquent augmente la probabilité d'absorption résultant à une diminution de l'albedo de diffusion simple. Dans le cas où l'opacité (αD) est grande cela signifie qu'il y a une forte absorption interne, et par conséquent la fraction du rayonnement diffusée est dominée par la composante réfléchie à l'extérieur de la particule. Une augmentation de la valeur n induit une amplification de ce phénomène qui se traduit par une augmentation de l'albedo de diffusion.

— *Effet de la forme* Φ *sur le paramètre* ω. La forme d'une particule possédant un axe symétrique de révolution est décrite ici par le paramètre Φ défini comme étant le rapport entre le rayon polaire (r_p) et le rayon équatorial (r_e) (Figure 2.12). Par conséquent, une particule assimilée à une sphéroïde dont l'axe équatorial est plus petite que l'axe polaire ("oblate"), la valeur de Φ est supérieure à 1 et une particule assimilée à une sphéroïde dont l'axe équatorial est plus grande que l'axe polaire ("prolate"), la valeur de Φ est inférieure à 1 (Figure 2.12). Pour le cas d'une sphère, la valeur de Φ est égale à 1. La Figure 2.12 montre l'évolution du paramètre ω pour différentes valeurs de Φ avec $n = 1.5$. Les cas avec des valeurs de Φ extrêmes montrent des valeurs du paramètre ω les plus élevées pour une valeur de αD donnée. Ces formes extrêmes ont des grands chemins optiques mais aussi des courts chemins mais en moyenne la distance est plus petite ce qui augmente la probabilité d'un photon de sortir de la particule induisant une augmentation de la valeur du paramètre ω. De plus, le paramètre ω est faiblement affecté par la forme dans le cas où il y a de très faibles et de très fortes absorptions (Figure 2.12). Ces comportements sont également observés pour différentes valeurs de n.

— *Effet de la rugosité de surface* R *sur le paramètre* ω. La rugosité de la surface de la particule est décrite dans ce travail par un ensemble de facette triangulaire. La rugosité notée R

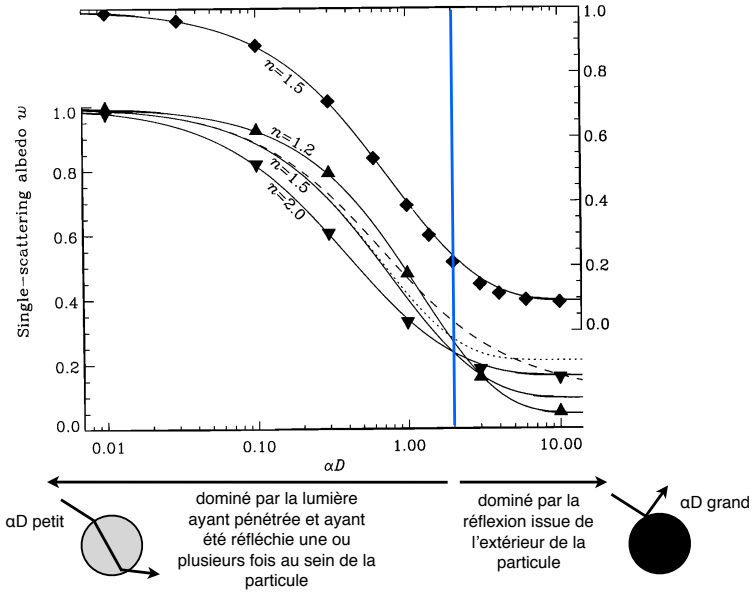


FIGURE 2.11 – Albedo de diffusion simple ω en fonction de l'opacité αD. La portion du graphe en haut à droite (axe de droite) représente le cas où $n = 1.5$ calculé par S-Scatt (symbole noir avec une barre d'erreur inférieure à la taille des symboles), comparé au modèle équivalent en couche dont le fit correspond à la courbe en trait plein avec les paramètres $sD = 0$, $Deff = 0.6 \cdot D$ et $n = 1.5$. La portion du graphe en bas à gauche (axe de gauche) représente différents cas de valeurs de n (n =1.2, 1.5, 2.0, dont les points sont omis pour le cas $n = 1.5$ car présentés dans le graphe en haut à droite) pour étudier l'effet de l'indice de réfraction. Les lignes discontinues pour le cas $n = 1.5$ correspondent aux représentations pour le cas où $sD \neq 0$ (i.e. $s \neq 0$) : $sD = 10$ pour la courbe en tiret, et $s = 2 \cdot \alpha$ pour la courbe en pointillé. (credit : *Grundy et al.* (2000))

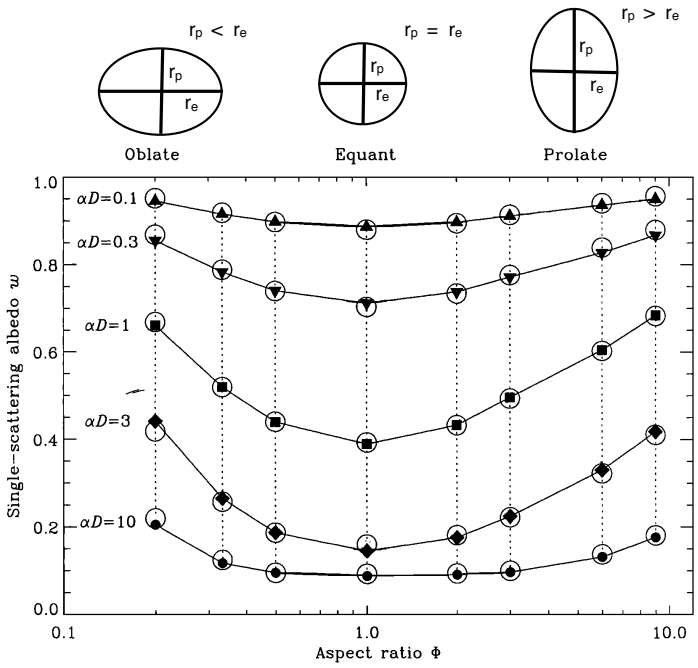


FIGURE 2.12 – Albedo de diffusion simple ω en fonction de la forme des particules Φ. Différentes formes ont été simulées (trait plein et symboles noirs) pour 5 valeurs de αD avec $n = 1.5$. Les fits du modèle équivalent en couche avec les simulations sont indiqués par des lignes en pointillés verticales, connectant les cercles ouverts. Les paramètres du modèle sont présentés dans la Figure 6 de (*Grundy et al.*, 2000) non représentée ici. Les erreurs sur les estimations du paramètre ω à partir du modèle équivalent en couche sont plus petites que la taille des symboles. (credit : *Grundy et al.* (2000))

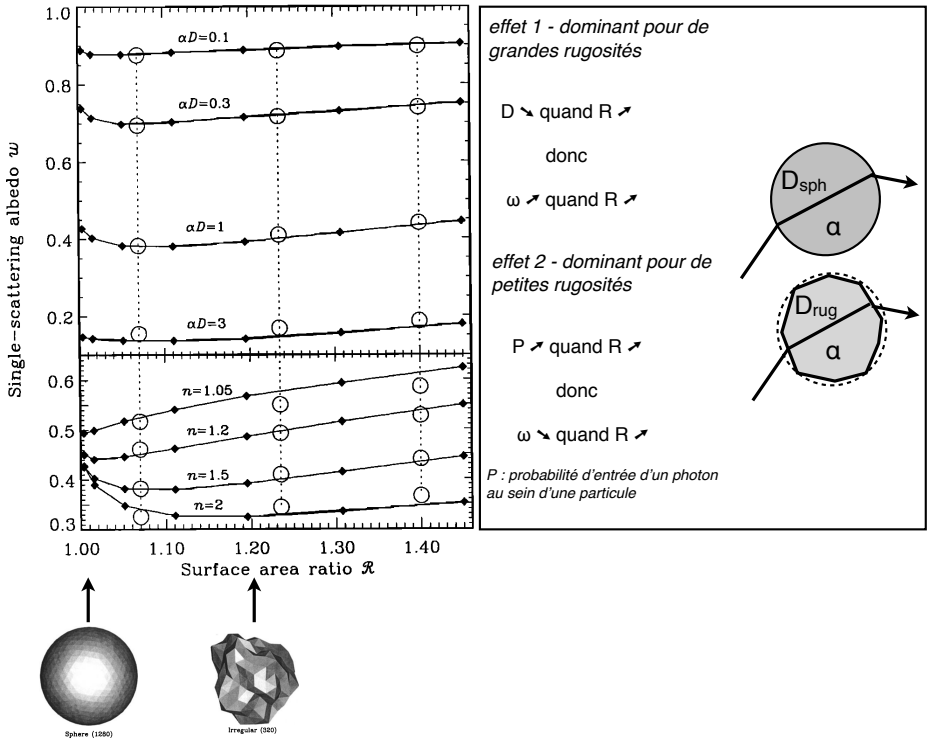


FIGURE 2.13 – Albedo de diffusion simple ω en fonction de la rugosité de surface des particules R pour diverses valeurs de αD ($n = 1.5$) et de n ($\alpha D = 1$). (credit : *Grundy et al.* (2000))

est définie comme étant le rapport entre l'aire de la particule quelconque considérée et l'aire de la sphère de même volume (Figure 2.10). La Figure 2.13 montre l'évolution du paramètre ω en fonction de la rugosité R pour diverses valeurs de αD et de n. On constate une dépendance du paramètre ω en fonction de la rugosité. Deux effets gouvernent la dépendance du paramètre ω. Le premier est que plus une particule est rugueuse et plus la distance parcourue au sein de la particule diminue, se traduisant par une augmentation de la valeur du paramètre ω comparée à une particule sphérique. Le deuxième est que la probabilité d'entrée d'un photon dans une particule rugueuse est plus forte que dans le cas d'une particule sphérique dus aux nombreuses facettes triangulaires où les photons peuvent faire face, ce qui diminue la valeur du paramètre ω. L'interaction entre ces deux effets produit un minimum local dans l'évolution de la valeur de l'albedo de diffusion simple en fonction de la rugosité R. Cette valeur particulière de R où un minimum local est observé dépend des constantes optiques.

— **Fonction de phase.** Comme présenté dans la Section 2.1.1.4, la fonction de phase $p(g)$ décrit la distribution angulaire de la lumière diffusée. Le modèle S-Scat est un outil adapté pour l'étude de l'influence de la forme et de la rugosité de surface des particules sur la fonction de phase. L'évolution de la fonction de phase en fonction des différentes paramètres R, αD *et* n a été étudiée et afin de paramétriser la fonction phase, *Grundy et al.* (2000) utilise une fonction d'Henyey-Greenstein à trois termes (HG3) (un terme pour la direction principale

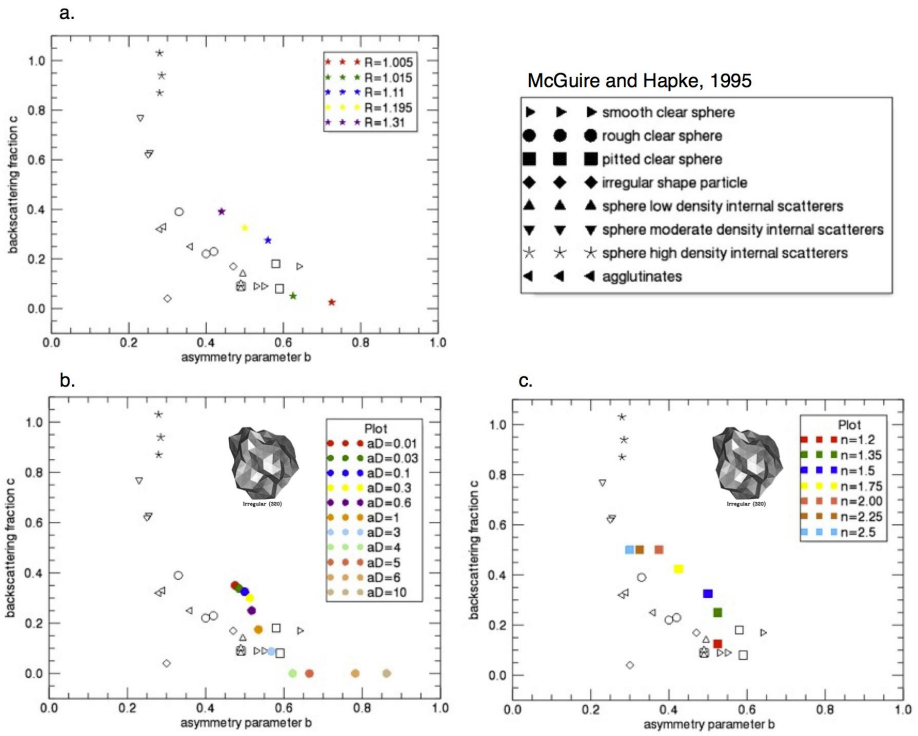


FIGURE 2.14 – Valeurs des paramètres b et c (HG2) pour une particule en fonction de (a) la rugosité de surface d'une particule R (avec $\alpha D = 0.1$ et $n = 1.5$), (b) l'opacité αD (avec $R = 1.2$ et $n = 1.5$) et (c) l'indice n (avec $\alpha D = 0.1$ et $R = 1.2$) superposées aux valeurs issues des travaux expérimentaux de *McGuire and Hapke* (1995). Les erreurs sont plus petites que la taille des symboles.

de diffusion et deux termes pour décrire la largeur du lobe de diffusion, un pour le pic vers l'avant et un pour le pic vers l'arrière). Afin de faciliter les comparaisons avec les études antérieures et nos travaux, j'ai converti les résultats dans l'espace HG2. Ainsi la valeur du paramètre b de HG2 correspond à la moyenne des valeurs du paramètre b_1 (largeur du pic majoritairement vers l'avant) et b_2 (largeur du pic majoritairement vers l'avant). Ce résultat sur b peut donc être biaisé néanmoins les tendances des paramètres b_1 et b_2 sont les mêmes et la moyenne est un moyen de retranscrire les tendances. La Figure 2.14 présente donc les résultats dans l'espace des paramètre b et c. On constate qu'une augmentation de la rugosité, de l'opacité et de l'indice induit un comportement de diffusion plus vers l'arrière (paramètre c augmente) avec un lobe de diffusion plus large (paramètre b diminue) (Figure 2.14).

— *Effet de l'indice de réfraction n sur les paramètres de la fonction b et c (HG2).* On constate qu'une augmentation de l'indice induit un comportement de diffusion moins prononcé vers l'avant (paramètre c augmente) avec un lobe de diffusion plus large (paramètre b diminue) (Figure 2.14). En effet, lorsque la valeur de n augmente, le lobe de diffusion majoritairement vers l'avant, s'élargit et son intensité diminue et la distribution angulaire de cette diffusion se distribue sur une gamme d'angles de phase plus large, incluant une contribution de diffusion majoritairement vers l'arrière. Ce comportement a été observé

pour différentes valeurs de R, Φ et αD. Cette évolution peut être expliquée par le fait qu'une augmentation de la valeur de n augmente le coefficient de réfraction à la surface de la particule (interne ou externe) ce qui signifie que les photons ont tendance à entrer dans la particule et à être réfractés plusieurs fois favorisant une diffusion majoritairement vers l'arrière.

— *Effet de l'opacité αD sur les paramètres de la fonction b et c (HG2).* On constate qu'une augmentation de l'opacité induit un comportement de diffusion moins prononcé vers l'avant (paramètre c augmente) avec un lobe de diffusion plus large (paramètre b diminue) (Figure 2.14). Dans le cas où αD est petit, la probabilité de pénétrer au sein de la particule sans être absorbé est grande. La plupart des photons diffusés majoritairement vers l'avant traverse une seule fois à travers la particule alors que les photons diffusés majoritairement vers l'arrière traversent deux fois. Quand αD est faible le nombre de photons diffusés dans les directions majoritairement vers l'avant ou vers l'arrière (à plus grands ou plus petits angles de phase) augmentent. Pour le cas où les particules sont très transparentes et particulièrement pour le cas où la valeur de n est grande, les photons ont tendance à traverser un grand nombre de fois la particule avant de sortir dans la direction majoritairement vers l'avant mais dans une gamme d'angle de phase plus large (large lobe de diffusion) comparé au cas où les photons traversent une seule fois la particule et ressortent dans une gamme d'angle de phase plus étroite (lobe de diffusion étroit). En plus de ces interactions, s'ajoutent également les rayons réfléchis de façon spéculaire au niveau de la surface de la particule.

— *Effet de la rugosité de la surface de la particule R sur les paramètres de la fonction b et c (HG2).* On constate qu'une augmentation de la rugosité induit un comportement de diffusion moins prononcé vers l'avant (paramètre c augmente) avec un lobe de diffusion plus large (paramètre b diminue) (Figure 2.14). Ceci est expliqué par le faite que pour le cas d'une particule transparente et irrégulière, les photons sont diffusés sur une plus grande gamme d'angles de phase (se traduisant par un lobe de diffusion plus large) ce qui atténue la forme de la fonction de phase.

Étude des propriétés de diffusion de particules composites. *Hillier and Buratti* (2001) s'intéressent à la diffusion de la lumière d'une particule sphérique contenant des diffuseurs internes en utilisant une approche Monte Carlo. Dans le but de tester les conclusions de *Mishchenko and Macke* (1997) et *Lumme et al.* (1997) qui suggèrent que la diffusion d'une particule avec des diffuseurs reste majoritairement et toujours vers l'avant (mais moins diffusant vers l'avant que la diffusion d'un diffuseur), *Hillier* (1997), en simulant des particules avec des diffuseurs internes isotropes, observe que la diffusion de l'ensemble était plutôt rétrodiffusant. Cependant, l'hypothèse de diffuseurs isotropes utilisée par *Hillier* (1997), n'étant pas réaliste, *Hillier and Buratti* (2001) supposent cette fois-ci des diffuseurs internes diffusant principalement la lumière vers l'avant.

Dans leur étude, *Hillier and Buratti* (2001) simulent des diffuseurs sous forme de vides au sein de la particule, ignorent l'absorption au sein de ces diffuseurs et étudient la fonction de phase ($P(g)$

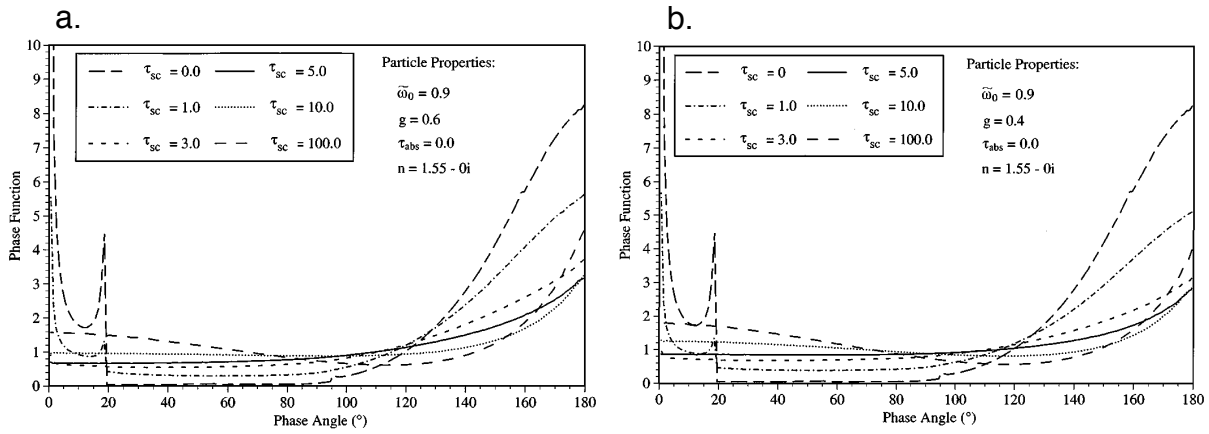


FIGURE 2.15 – Fonction de phase pour une particule composée de diffuseurs internes en fonction de la profondeur optique des diffuseurs internes (τ_{sc}). Les diffuseurs sont supposés sphériques et transparents ($\tau_{abs} = 0.0$) avec un albedo de diffusion simple de $\tilde{\omega}_{0_{int}} = 0.9$ et un indice de réfraction de 1.55. Deux cas de modes de diffusions des diffuseurs internes sont testés et présentés : avec un paramètre d'asymétrie des diffuseurs internes de (a) $g_{int} = 0.6$ et (b) $gi_{nt} = 0.4$. Les valeurs du paramètres d'asymétrie et de l'albedo de diffusion de la particule des deux cas sont présentés dans la Table 2.3. (credit : *Hillier and Buratti* (2001))

en fonction de l'angle de phase et le paramètre d'asymétrie g, décrivant la direction principale de diffusion de la particule en utilisant la fonction Henyey-Greenstein à 1 terme (Eq. 2.14), où $g < 0$ indique une diffusion majoritairement vers l'arrière et $g > 0$ une diffusion majoritairement vers l'avant) et l'albedo de diffusion simple de la particule ($\tilde{\omega}_0$) en faisant varier la densité de diffusion exprimée sous forme d'une profondeur optique de diffuseurs internes noté τ_{sc}. La Figure 2.15 et la Table 2.3 montrent les résultats des simulations pour différentes valeurs de τ_{sc} avec des diffuseurs supposés sphériques et transparents ($\tau_{abs} = 0.0$) avec un albedo de diffusion simple de $\tilde{\omega}_{0_{int}} = 0.9$ et un indice de réfraction de 1.55. Deux cas de modes de diffusions des diffuseurs internes sont testés : $g_{int} = 0.6$ et $g_{int} = 0.4$ correspondant toujours à une diffusion plutôt vers l'avant. On constate que lorsque la profondeur optique des diffuseurs internes augmente la fonction de phase montre une diffusion de moins en moins vers l'avant (diminution du pic vers l'avant aux grands angles de phase et augmentation du pic vers l'arrière aux petits angles de phase) (Figure 2.15). Ce changement de régime s'observe également à travers la valeur du paramètre d'asymétrie g (Table 2.3). On constate que pour un grand nombre de diffuseurs ($\tau_{sc} = 100$ pour le cas où $g_{int} = 0.6$ et $\tau_{sc} = 10$ pour le cas où $g_{int} = 0.4$), la particule montre un comportement moyen légèrement mais significativement vers l'arrière. Ceci est en accord avec les études expérimentales de *McGuire and Hapke* (1995) sur des particules isolées artificielles (Sous-section 2.2.1.1).

Asymmetry Parameter and Albedo of a Transparent (τ_{abs} = 0.0) Composite Particle

τ_{sc}	g	$\tilde{\omega}_0$
	$\tilde{\omega}_{0_{int}} = 0.9$; $g_i = 0.6$	
0.0	0.619	1.000
1.0	0.472	0.874
3.0	0.293	0.680
5.0	0.199	0.548
10.0	0.071	0.372
100.0	−0.038	0.210
	$\tilde{\omega}_{0_{int}} = 0.9$; $g_i = 0.4$	
0.0	0.619	1.000
1.0	0.414	0.871
3.0	0.210	0.676
5.0	0.112	0.547
10.0	−0.020	0.387
100.0	−0.107	0.249

Note. $n = 1.55$ is assumed.

TABLE 2.3 – Valeurs des paramètres d'albedo de diffusion $\tilde{\omega}_0$ et du paramètre d'asymétrie g de la particule pour différentes valeurs de profondeur optique des diffuseurs internes (τ_{sc}). Les diffuseurs sont supposés sphériques et transparents ($\tau_{abs} = 0.0$) avec $\tilde{\omega}_{0_{int}} = 0.9$ et $g_{int} = 0.6$ en haut du tableau et $\tilde{\omega}_{0_{int}} = 0.9$, ,$n = 1/55$ et $g_{int} = 0.4$ en bas du tableau

2.2.2 Études à partir de matériaux granulaires

2.2.2.1 Expériences de laboratoire

Afin de mieux comprendre les comportements de diffusion des surfaces planétaires et de comprendre le lien avec les propriétés physico-chimiques, des études spectro-photométriques en laboratoire ont été menées sur des échantillons granulaires naturels contrôlés d'un point de vue de leurs propriétés physico-chimiques. On peut citer les travaux de *Cord et al.* (2003); *Shepard and Helfenstein* (2007); *Shkuratov et al.* (2007); *Souchon et al.* (2011); *Beck et al.* (2012); *Johnson et al.* (2013) dont les matériaux utilisés sont présentés dans la Table 2.4.

Hapke (2012a) synthétise tous les résultats des paramètres de diffusion (paramètres de la fonction de phase d'Henyey-Greenstein à deux termes, HG2 où le paramètre c varie ici entre -1 et 1, (autre version de HG2)) obtenus à partir des mesures spectro-photométriques dans le visible et le proche IR, issus d'un grand nombre de types de particules variées, représentatives des matériaux des surfaces planétaires. Cette synthèse regroupe des études à partir des données de laboratoire sur des particules artificielles et naturelles (Table 2.5) et à partir de données spatiales (*Johnson et al.*, 2006b,a) (Table 2.5). Les résultats suivent également une forme en "L" indiquant une corrélation inverse entre les paramètres de diffusion b et c, initialement notée par *McGuire and Hapke* (1995) montrant que ce comportement est général (Figure 2.16).

Photométrie expérimentale sur des échantillons naturels volcaniques *Souchon et al.* (2011); *Souchon* (2012) étudient en laboratoire les propriétés de diffusion de différents matériaux volcaniques qui diffèrent du point de leur taille (depuis le micromètre au millimètre), de leur forme,

Référence	Composition
Cord et al. (2003)	basaltes, basaltes palagonitiques altérés, tephra basaltiques oxydés
Shepard and Helfenstein (2007)	sables d'Hawaii, sables oolithiques, sables de quartz, argiles et spodumènes
Shkuratov et al. (2007)	olivines, cendres volcaniques, feldpaths, loess et argiles
Souchon et al. (2011)	basaltes, sables basaltiques, pyroclastes, olivines, verre basaltique amorphe)
Beck et al. (2012)	météorites HED, chondrites ordinaires et carbonées, météorites lunaires
Johnson et al. (2013)	analogues martiens et lunaires, échantillons lunaires des missions Apollo 11 et Apollo 17

TABLE 2.4 – Résumé des études expérimentales basées sur des échantillons naturels.

Reference	Particle size	Wavelengths	Composition
Beck et al. (2012)	<1 mm	450–900 nm in 5 wavelengths	HED, carbonaceous and ordinary chondrites, lunar meteorites
Cord et al. (2003)	75–2000 μm in 4 sizes	603–1020 nm in 5 wavelengths	Basalt, altered palagonitic basalt, oxidized basaltic tephra
Domingue and Hapke (1992)	Europan regolith	470–580 nm in 4 wavelengths	Several types of terrains in Voyager images of Europa
Hartman and Domingue (1998)	Lunar regolith	B and V filters	Whole-disk observations of Moon (Rougier, 1933)
Johnson et al. (2006)	Martian regolith	432–1001 nm in 4 wavelengths	Several types of Martian terrains in Opportunity rover images
Johnson et al. (2009)	<1–1000 μm	450–950 nm in 4 wavelengths	Apollo 11 sample 10084
McGuire and Hapke (1995)	1 cm	448–690 nm in 3 wavelengths	Glass and resin artificial regolith particles, variety of shapes
Shepard and Helfenstein (2007)	<1–500 μm	450–700 nm in 3 wavelengths	Hawaiian sand, oolitic sand, quartz sand, clay, spodumene, several oxides
Shkuratov et al. (2007)	<1–100 μm	440 and 630 nm	Olivine, volcanic ash feldspar, loess, clay
Souchon et al. (2011)	45–2000 μm in 6 sizes	554–960 nm in 5 wavelengths	Basalt, basaltic sand, basaltic pyroclastics, andesitic pyroclastics, olivine, amorphous basaltic glass

TABLE 2.5 – Résumé des études spectro-photométriques dont les résultats ont été utilisés pour le graphe de la Figure 2.16.

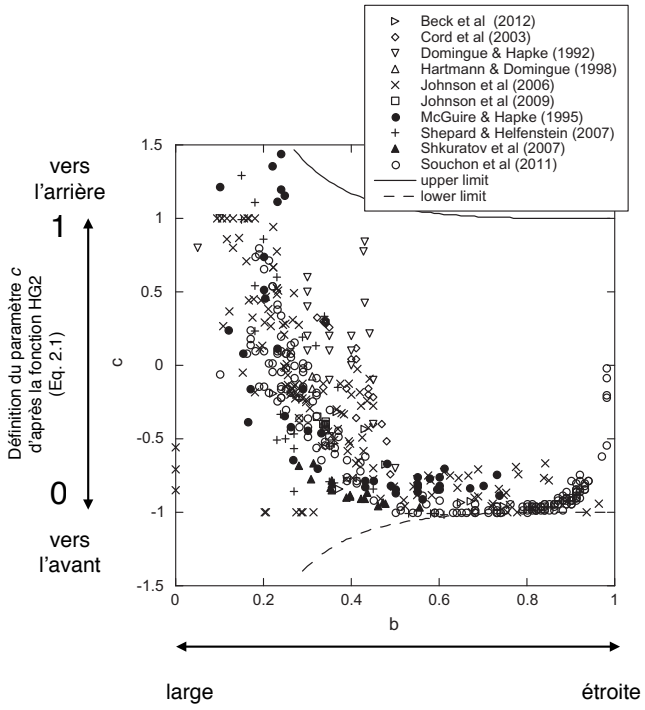
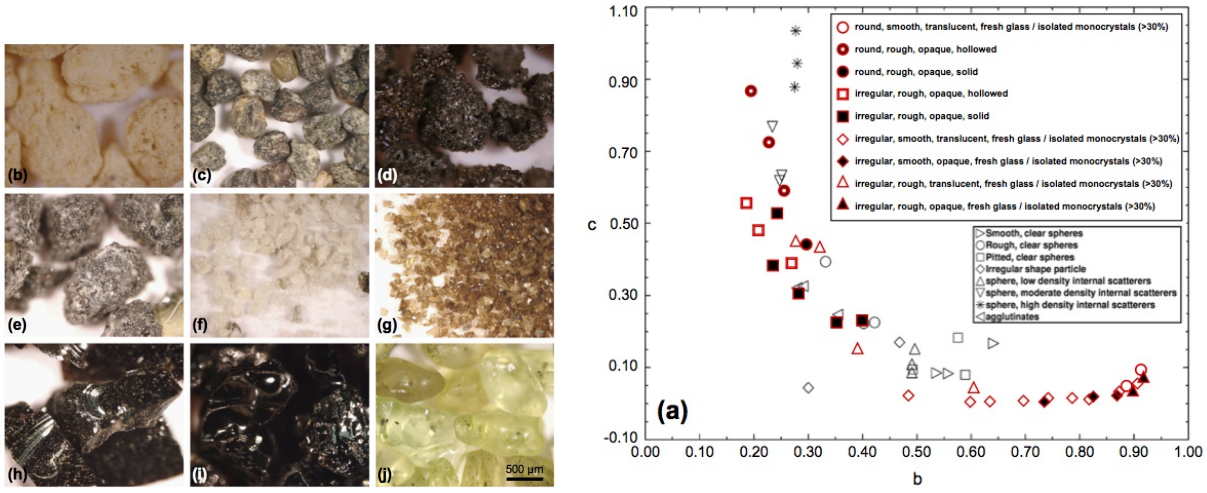


FIGURE 2.16 – Graphe résumant les résultats des paramètres de la fonction d'Henyey Greenstein à deux termes de 495 particules décrites dans la Table 2.5 (paramètre c : décrit la direction principale de la diffusion et varie entre -1 et 1 - si le paramètre c est positif la diffusion est principalement vers l'arrière sinon principalement vers l'avant (autre version de HG2, Eq. 2.15), paramètre b : décrit la largeur du lobe de diffusion et varie entre 0 et 1 - si le paramètre b est inférieur à 0.5, le lobe de diffusion est large sinon il est étroit). L'ensemble des résultats des valeurs des paramètres de diffusion suit la forme en " L " décrite par *McGuire and Hapke* (1995).



(a) (b)

FIGURE 2.17 – Études expérimentales photométriques en laboratoire de *Souchon et al.* (2011) : (a) particules naturelles (b. pyroclastique de Towada T6, c. sable volcanique (Islande) C4, d. pyroclastique du Mont Fugi F, e. basalte (Pic d'Ysson) C5, f. pyroclastique de Towada T4, g. basalte (Hawaii) C2, h. verre basaltique C5, i. basalte (Hawaii) C5 et j. olivine (Hawaii) C5) et (b) paramètres de la fonction de phase (paramètre d'asymétrie b et fraction de rétrodiffusion c) associés (Eq. 2.15).

de leur aspect de surface, et de leur minéralogie (incluant des verres et des minéraux). Dans cette étude, cinq longueurs d'onde sont étudiées dans le visible et proche-infrarouge (559, 699, 791, 880 et 960 nm). La principale nouveauté de ce travail par rapport aux travaux menés par *McGuire and Hapke* (1995), est la détermination des paramètres photométriques à partir de surfaces granulaires naturelles et non sur des particules isolées et artificielles, permettant ainsi de prendre en compte les interactions entre les grains et les propriétés physiques naturelles.

Souchon et al. (2011); *Souchon* (2012) comparent les propriétés de diffusion obtenues par inversion (inversion de type algorithme génétique développé par *Cord et al.* (2003), présentée en Chapitre 3, Sous-section 3.3) du modèle de Hapke (Section 2.1.2.5) à partir de leurs mesures de réflectances bidirectionnelles acquises en laboratoire avec celles des travaux de *McGuire and Hapke* (1995). Des tendances similaires ont été trouvées, avec cependant quelques variations et nouveautés. Les surfaces granulaires composées d'une quantité modérée de monocristaux isolés et translucides et/ou de verres frais montrent un lobe de diffusion fortement étroit ($b \gg 0.5$) et extrêmement vers l'avant ($c \ll 0.5$) correspondant à une partie du " L " dans l'espace des paramètres b et c non exploré dans les études photométriques antérieures (Figure 2.17).

Les résultats expérimentaux ont mis en avant différents points qui sont les suivants (à l'appui, les Figures 2.18 et 2.19 présentent les résultats photométriques pour chacun des échantillons à la longueur d'onde 791 nm, longueur d'onde proche de celle utilisée tout au long de ce manuscrit (750 nm) permettant de mieux comparer les résultats issus des données orbitales CRISM avec ces travaux) :

— *Paramètre d'albedo de diffusion simple.* Si l'on se focalise sur les matériaux granulaires com-

posés d'éléments purs (e.g., olivine (Hawaii), basalte (Hawaii) (Figures 2.18a et b), (Figures 2.18c et d)), on constate que la valeur de l'albedo de diffusion simple augmente lorsque la taille diminue comme défini *Hapke* (1993, 2012b) et comme souligné par *Souchon et al.* (2011).

— *Paramètre de rugosité macroscopique.* Dans le jeu des échantillons, quatre types de rugosité de surface et de forme de grains étaient disponibles : surface lisse et forme arrondie (e.g., échantillon C6 des olivines (Hawaii) (Figure 2.18a), échantillon C5 des basaltes (Hawaii) (Figure 2.18c)), surface irrégulière et forme arrondie (e.g., échantillon C5 des sables volcaniques (Islande) (Figure 2.19b), échantillon C5 des basaltes (Pic d'Ysson) (Figure 2.18a)), surface lisse et forme en aiguille (e.g., échantillon C2 des olivines (Hawaii) (Figure 2.18), échantillon C2 des basaltes (Hawaii) (Figure 2.18b)), surface scoriacée (e.g., échantillon T6 des pycroclastiques de Towada (Figure 2.18f), échantillon F des pyroclastiques du Mont Fugi (Figure 2.18e)) et agrégats de sub-particules (e.g., échantillons T4 et T1 des pyroclastiques de Towada (Figure 2.18g)). On constate que les grains avec une surface scoriacée, irrégulière ou avec une forme en aiguille montrent les plus fortes valeurs de rugosité macroscopique ($\geq 9°$) comparées aux grains avec des surfaces lisses et de forme arrondie ($\leq 6°$).

— *Paramètres de la fonction de phase.* Dans le jeu des échantillons, quatre types de rugosité de surface et de forme de grains étaient disponibles comme cités précédemment et des échantillons avec des diffuseurs internes (e.g., pores dans les échantillons T6 des pycroclastiques de Towada (Figure 2.18f), échantillon F des pyroclastiques du Mont Fugi (Figure 2.18e), cristaux dans les échantillons C5 des sables volcaniques (Islande) (Figure 2.19b) et des basaltes (Pic d'Ysson) (Figure 2.19a), agrégats de subparticules des échantillons T4 et T1 des pyroclastiques de Towada (Figure 2.18g)) ou sans diffuseurs internes (e.g., échantillons C6, C5 et C2 des olivines (Hawaii) (Figures 2.18a et b) et des basaltes (Hawaii) (Figures 2.18c et d), échantillons C2 des sables volcaniques (Islande) (Figure 2.19b) et des basaltes (Pic d'Ysson) (Figure 2.19a). On constate que les grains sans diffuseurs montrent tous un comportement de diffusion majoritairement et fortement vers l'avant avec un lobe de diffusion très étroit, un comportement non observé par *McGuire and Hapke* (1995), comme l'ont montré *Souchon et al.* (2011). Les grains avec diffuseurs internes (pores, cristaux avec une densité forte, intermédiaire et faible, amas de sub-particules) montrent un comportement de diffusion qui va à des valeurs des paramètres b les plus faibles et des valeurs c les plus fortes (comportement extrêmement vers l'arrière avec un lobe très large) à des valeurs des paramètres b et c intermédiaires. Ces valeurs sont cohérentes avec celles obtenues à partir des particules artificielles des travaux de *McGuire and Hapke* (1995), comme l'ont montré *Souchon et al.* (2011).

— *Effet de la désagrégation des roches cristallisées.* Les échantillons des sables volcaniques (Islande) (Figure 2.19b) et des basaltes (Pic d'Ysson) (Figure 2.19a) ont été respectivement naturellement et artificiellement désagrégés. Le passage des échantillons C5 (matériau granulaire composés de grains grossiers formés de cristaux) à C2 (matériau granulaire composés de grains petits formés de monocristaux) induit une augmentation de la valeur de l'albedo de diffusion simple et un changement du comportement de diffusion (passage d'un comportement

de diffusion plutôt vers l'arrière avec un lobe de diffusion plutôt large à un comportement de diffusion extrêmement vers l'avant avec un lobe de diffusion extrêmement étroit). La désagrégation si celle-ci est suffisamment avancée, permet de séparer les cristaux. Les cristaux isolés observés dans les échantillons C2 des sables volcanique (Islande) (Figure 2.19b) et des basaltes (Pic d'Ysson) (Figure 2.19a) présentent un comportement de diffusion similaire (majoritairement vers l'avant avec un lobe de diffusion étroit) aux grains de l'échantillon d'olivine (Hawaii) (Figures 2.18a et b) partageant les mêmes propriétés physiques, des grains transparents et sans diffuseurs internes.

— *Mélange intime de grains.* L'échantillon pyroclastique d'Izu Oshima (Figure 2.19c) montre un mélange des monocristaux de plagioclases translucides et de grains de verres basaltiques opaques et scoriacés. En comparant les résultats issus de l'échantillon lbl2 (Figure 2.19c) avec ceux de l'échantillon pyroclastique du Mont Fugi (Figure 2.18e) qui a des propriétés physico-chimiques similaires aux grains de verres basaltiques de l'échantillon pyroclastique d'Izu Oshima (Figure 2.19c), on peut constater que les cristaux de feldspaths, même s'ils sont présents en faible proportion (10%), semblent dominer le comportement de diffusion global. En effet, premièrement, on constate que la valeur de l'albedo de diffusion est relativement élevée comparée à la valeur de l'échantillon pyroclastique du Mont Fugi ($\omega_{Izu} = 0.64$ (Figure 2.19c) et $\omega_{Fugi} = 0.23$ (Figure 2.18e)). Deuxièmement, on note que le comportement de diffusion est plutôt vers l'avant avec un lobe de diffusion extrêmement étroit, ce qui est différent du comportement de diffusion des grains pyroclastiques du Mont Fugi ($b_{Izu} = 0.97$, $c_{Izu} = 0.19$ (Figure 2.19c), $b_{Fugi} = 0.16$, $c_{Fugi} = 0.54$ (Figure 2.18e)). Une étude numérique sur l'influence des mélanges de matériaux sur la réponse photométrique globale est présentée dans la Section 2.3.

— *Variations des paramètres en fonction de la longueur d'onde.* Dans leurs travaux, *Souchon et al.* (2011) ont montré une dépendance attendue du paramètre de l'albedo de diffusion simple à la longueur d'onde. Cependant, ils observent une faible dépendance des autres paramètres à la longueur d'onde.

Photométrie expérimentale sur des échantillons naturels analogues martiens, lunaires et échantillons lunaires *Johnson et al.* (2013) étudient en laboratoire les propriétés de diffusion de matériaux analogues martiens et lunaires et sur des matériaux lunaires des missions Apollo, avec des albedos, des couleurs, des tailles de grains, des textures de surface différents. Ils fournissent des contraintes sur les paramètres photométriques à partir du modèle de Hapke (albedo de diffusion simple, paramètres de la fonction de phase, rugosité macroscopique, paramètres de l'effet d'opposition) (Sous-section 2.1.2.5) fournissant une base de données utile pour l'interprétation des données spatiales.

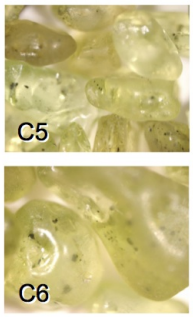
Les résultats expérimentaux ont mis en avant différents points qui sont les suivants.

— *Paramètre d'albedo de diffusion simple.* Le paramètre ω est le paramètre le mieux contraint. Les échantillons avec des tailles de grains les plus petites montrent des valeurs du paramètre ω les plus grandes en comparant avec leur homologue plus grossier.

a.

Olivine (Hawaï)

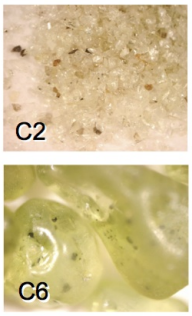
ech. diam. (µm)	λ (nm)	w	b	c	θ-bar (°)
C5 500-1000	791	0.650 ± 0.003	0.89 ± 0.024	0.05 ± 0.008	3.75 ± 3.46
C6 1000-2000	791	0.574 ± 0.002	0.90 ± 0.005	0.04 ± 0.006	5.31 ± 2.75



b.

Olivine (Hawaï)

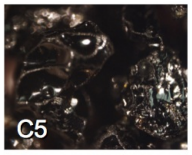
ech. diam. (µm)	λ (nm)	w	b	c	θ-bar (°)
C2 75-125	791	0.943 ± 0.001	0.73 ± 0.022	0.00 ± 0.00	12.03 ± 0.48
C6 1000-2000	791	0.574 ± 0.002	0.90 ± 0.005	0.04 ± 0.006	5.31 ± 2.75



c.

Basalte (Hawaï)

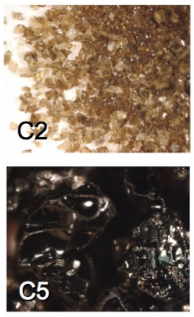
ech. diam. (µm)	λ (nm)	w	b	c	θ-bar (°)
C5 500-1000	791	0.520 ± 0.002	0.91 ± 0.003	0.04 ± 0.03	3.27 ± 2.14
C6 1000-2000	791	0.496 ± 0.002	0.90 ± 0.002	0.03 ± 0.004	4.66 ± 1.71



d.

Basalte (Hawaï)

ech. diam. (µm)	λ (nm)	w	b	c	θ-bar (°)
C2 75-125	791	0.699 ± 0.002	0.81 ± 0.004	0.01 ± 0.002	9.83 ± 0.57
C5 500-1000	791	0.520 ± 0.002	0.91 ± 0.003	0.04 ± 0.03	3.27 ± 2.14



e.

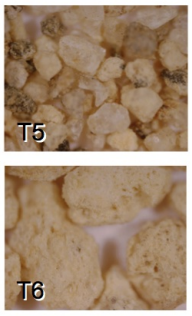
Pyroclastique
Mont Fuji (Japon)

ech. diam. (µm)	λ (nm)	w	b	c	θ-bar (°)
F 425-1000	791	0.234 ± 0.006	0.16 ± 0.011	0.54 ± 0.016	8.61 ± 2.38

f.

Pyroclastique
Towada - couche 1(Japon)

ech. diam. (µm)	λ (nm)	w	b	c	θ-bar (°)
T5 125-425	791	0.867 ± 0.002	0.25 ± 0.004	0.54 ± 0.006	15.90 ± 0.12
T6 425-1000	791	0.878 ± 0.002	0.21 ± 0.003	0.86 ± 0.020	15.92 ± 0.25



g.

Pyroclastique
Towada - couche 2 (Japon)

ech. diam. (µm)	λ (nm)	w	b	c	θ-bar (°)
T1 < 3	791	0.994 ± 0.000	0.36 ± 0.005	0.20 ± 0.006	13.40 ± 0.06
T4 125-250	791	0.959 ± 0.000	0.32 ± 0.005	0.41 ± 0.006	15.23 ± 0.11

FIGURE 2.18 – Exemples de résultats photométriques à 791 nm de a. l'échantillon d'olivine (Hawaii) comparant les classes C6 et C5, b. l'échantillon d'olivine (Hawaii) comparant les classes C6 et C2, c. l'échantillon de basalte (Hawaii) comparant les classes C6 et C5, d. l'échantillon de basalte (Hawaii) comparant les classes C5 et C2, e. l'échantillon pyroclastique du Mont Fugi, f. l'échantillon pyroclastique du Towada de la couche 1 comparant les classes T6 et T5, g. l'échantillon pyroclastique du Towada de la couche 2 comparant les classes T4 et T1 (*Souchon et al.*, 2011; *Souchon*, 2012).

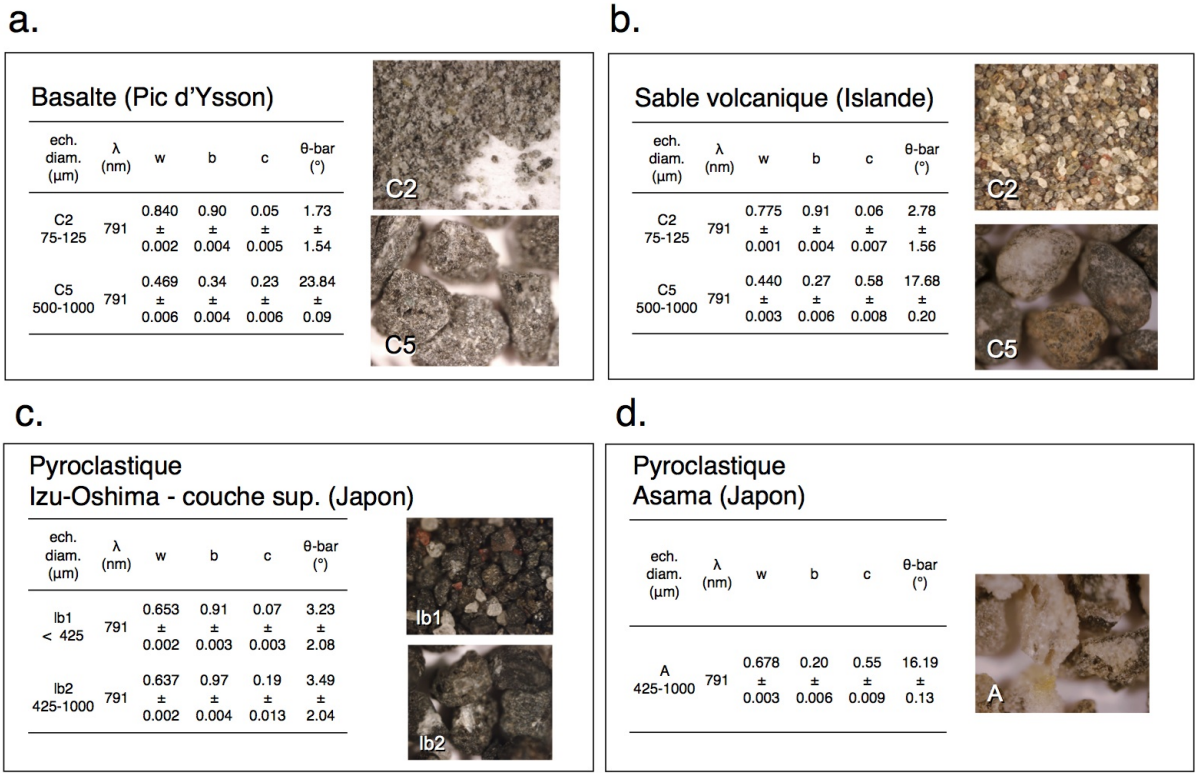


FIGURE 2.19 – Exemples de résultats photométriques à 791 nm de a. l'échantillon du basalte (Pic d'Ysson) comparant les classes C5 et C2, b. l'échantillon des sables volcaniques (Islande) comparant les classes C5 et C2, c. l'échantillon pyroclastique d'Izu-Oshima comparant les classes lbl2 et lbl1 et d. l'échantillon pyroclastique d'Asama (*Souchon et al.*, 2011; *Souchon*, 2012)

— *Paramètre de rugosité macroscopique.* Les échantillons avec des tailles de grains les plus petites montrent des valeurs du paramètre $\bar{\theta}$ les plus faibles en comparant avec leur homologue plus grossier. *Cord et al.* (2003) et *Shepard and Helfenstein* (2007) ont également observé une diminution des valeurs du paramètre $\bar{\theta}$ avec la diminution de la taille de grains dans leur étude expérimentale, et *Shepard and Helfenstein* (2007) suggèrent également que les surfaces les plus brillantes devraient apparaître plus lisses que les terrains sombres.

— *Paramètres de la fonction de phase.* Les résultats issus des échantillons analogues martiens montrent un comportement de diffusion plutôt vers l'arrière avec un lobe de diffusion large, cohérent avec des particules rugueuses, des particules avec une densité modérée de diffuseurs internes lorsque l'on compare avec les résultats des expériences photométriques sur des particules artificielles des travaux de *McGuire and Hapke* (1995) (Figures 2.20a et b). Ces résultats sont similaires aux résultats in situ obtenus à partir des données Pancam des rovers MER-Spirit et MER-Opportunity, exceptés pour les échantillons composés d'un matériau de particules fines, SCB5 et JSC-1 ($< 45\,\mu m$) qui montrent des comportements de diffusion plutôt vers l'avant (Figures 2.20a et b). Pour plusieurs échantillons analogues lunaires (FJS-1, bulk JSC-1 et JSC-1A) et les deux échantillons lunaires (Apollo 16 et 11), les résultats montrent des comportements de diffusion plutôt vers l'avant ($c < 0.5$) et avec un lobe de diffusion plutôt large ($b < 0.5$) (Figure 2.20c). Cependant pour les échantillons (MLS-1 et JSC-1AF), ils montrent un comportement de diffusion fortement vers l'avant ($c \ll 0.5$) et un lobe de diffusion très étroit ($b \gg 0.5$), une région pour laquelle il n'y a pas de particules artificielles *McGuire and Hapke* (1995) (Figure 2.20c). Cependant, comme vu précédemment, *Souchon et al.* (2011) ont montré que des échantillons composés d'une quantité modérée de monocristaux isolés et translucides et/ou de verres frais ont un lobe de diffusion fortement étroit et extrêmement vers l'avant correspondant à une partie du " L " dans l'espace des paramètres b et c non exploré dans les études photométriques de *McGuire and Hapke* (1995) (Figure 2.17).

— *Sphérules d'hématites.* Dans leur étude expérimentale, ils ont testé l'impact de l'ajout de sphérules, de taille inférieure à 2-3 mm de diamètre avec une bordure fine d'hématites sur un lit d'un matériau riche en sulfates avec des particules de taille de type silt/sable (inférieure à 40 μm) (Figure 2.21). Cet ajout de sphérules grossières crée une diminution de l'albedo de diffusion simple ($\omega_{sans\,sphérule} = 0.97$, $\omega_{avec\,sphérule} = 0.84$) et une augmentation de la rugosité macroscopique ($\bar{\theta}_{sans\,sphérule} = 7°$, $\bar{\theta}_{avec\,sphérule} = 25°$). Les valeurs du paramètre $\bar{\theta}$ sont similaires aux résultats photométriques estimés à partir des données Pancam sur le rover MER-Opportunity sur des matériaux riches en sulfates recouverts partiellement de sphérules d'hématites (*Johnson et al.*, 2006a). Ces grandes valeurs du paramètre $\bar{\theta}$ sont expliquées par une augmentation de zones d'ombres à grands angles de phase. L'ajout de sphérules induit également un changement du comportement de diffusion moyen (principalement vers l'avant à un comportement de diffusion moyen principalement vers l'arrière), similaires aux résultats photométriques estimés à partir des données du rover MER-Opportunity sur des surfaces de

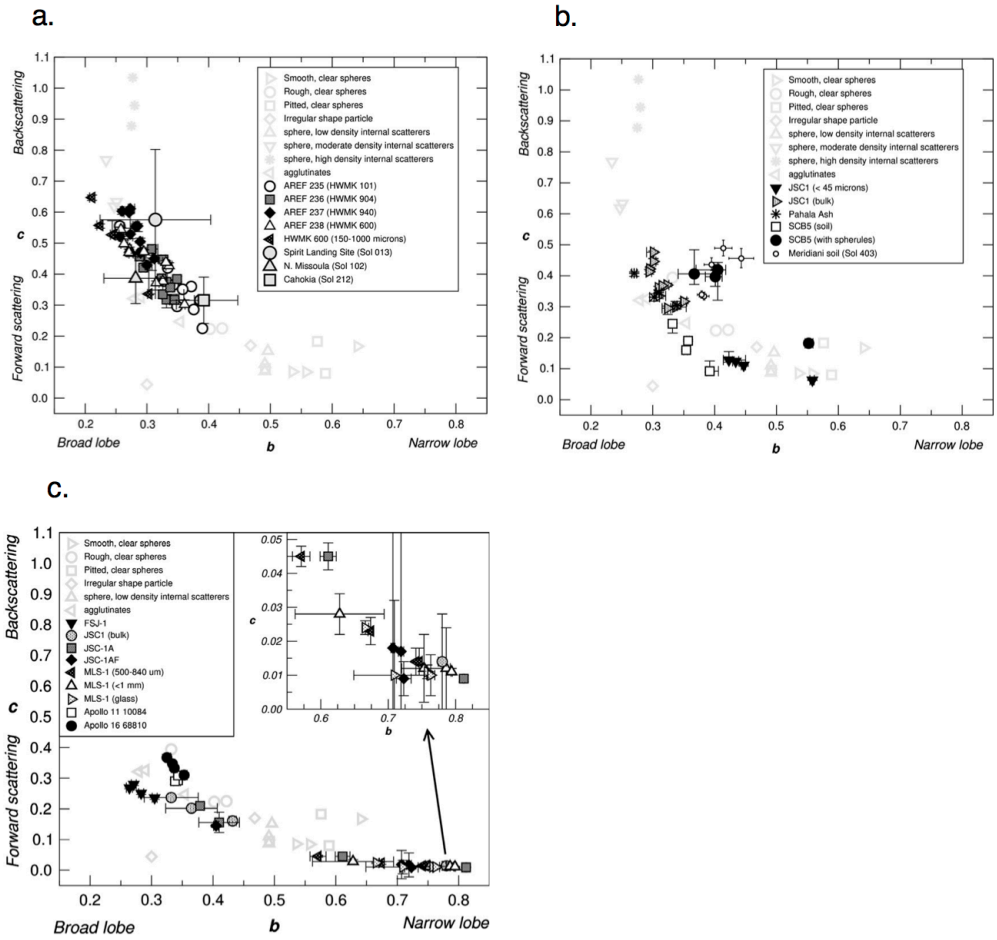


FIGURE 2.20 – Paramètres de la fonction de phase des échantillons analogues martiens (a et b) et analogues lunaires et échantillons lunaires des missions Apollo (c), comparés aux résultats photométriques issus des particules artificielles des travaux de *McGuire and Hapke* (1995). Les résultats des échantillons analogues martiens sont comparés aux résultats photométriques issus des données in situ Pancam de (a) MER-Spirit (*Johnson et al.*, 2006b) et de (b) MER-Opportunity (*Johnson et al.*, 2006a). (credit : (*Johnson et al.*, 2013))

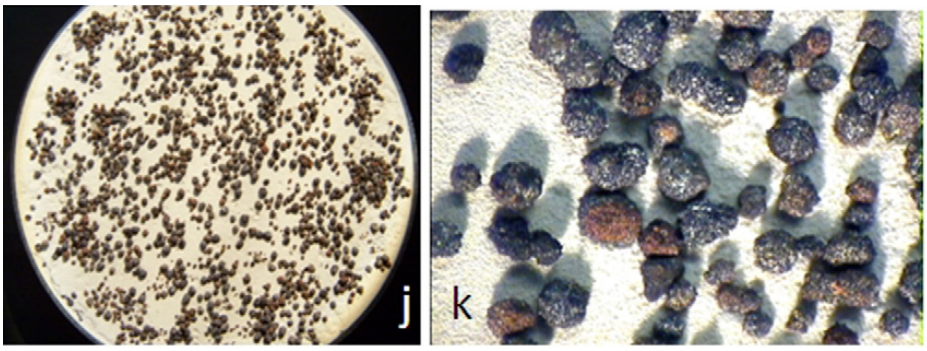


FIGURE 2.21 – Photographies de l'échantillon SCB5 composé d'un matériau granulaire (clair) riche en sulfates avec des particules de taille de inférieur à 40 μm avec des sphérule éparses, de taille inférieure à 2-3 mm de diamètre avec une bordure fine d'hématites. (credit : (*Johnson et al.*, 2013))

compositions équivalentes (*Johnson et al.*, 2006a).

— *Variations des paramètres en fonction de la longueur d'onde.* Dans leurs travaux, *Johnson et al.* (2013) ont estimé les paramètres photométriques à différentes longueurs d'onde dans la gamme du visible et proche IR (415 et 950 nm). Ils observent une dépendance attendue de l'albedo de diffusion simple à la longueur d'onde mais une très faible dépendance des autres paramètres photométriques à la longueur d'onde.

Photométrie expérimentale sur échantillons analogues martiens secs, humides et gelés. *Pommerol et al.* (2013) étudient en laboratoire les propriétés de diffusion de matériaux analogues martiens (le standard JSC Mars-1 et un sable basaltiques hawaiiens) secs, humides et gelés. La première étape de leur étude consiste à étudier l'effet de la texture de surface à partir des échantillons secs. Ils constatent des différences dans la réponse photométrique liées à des procédures de préparation d'échantillons différentes. Ce résultat suggère que le comportement de diffusion obtenu dépend beaucoup de la manière dont les échantillons sont préparés. La deuxième étape consiste à étudier le comportement photométrique dans le cas de mélanges où l'eau est introduite dans le matériau granulaire pour former un échantillon humide et un échantillon gelé. La présence de l'eau liquide, même en faible quantité résulte en la disparition du pic de rétrodiffusion et de l'apparition d'un pic de diffusion vers l'avant dont l'intensité augmente avec la quantité d'eau introduite. Les réflexions spéculaires apparaissent uniquement lorsque la quantité d'eau est suffisante pour former un film à la surface de l'échantillon. Les échantillons gelés montrent une large variabilité des propriétés de diffusion dépendant des propriétés physiques de la glace d'eau. Grâce à leurs investigations, les auteurs ont permis de dresser des critères photométriques simples permettant d'identifier à partir des données multiangulaires, les sols humides et/ou gelés présents à la surface de Mars.

Étude expérimentale sur la signification du paramètre de rugosité macroscopique. Dans le modèle de *Hapke* (1993), le paramètre de la rugosité macroscopique $\bar{\theta}$ est défini comme étant la rugosité intégrée sur toutes les échelles, c'est-à-dire depuis la rugosité à l'échelle du grain jusqu'à

celle du pixel qui est fonction de la résolution spatiale de l'instrument utilisé. Cependant, *Shepard and Campbell* (1998) ont montré l'importance de la contribution de l'échelle des facettes des grains. Ce même constat a été observé par *Helfenstein and Shepard* (1999) qui, à partir de données in situ du régolithe lunaire, ont montré que la contribution du relief de surface aux échelles supérieures à 8 cm est faible par rapport à la contribution aux échelles submillimétriques qui sont dominées par l'organisation de la surface au sein du pixel comme la forme, la rugosité et la disposition des grains. À cela, *Cord et al.* (2003) ont effectué une étude expérimentale afin d'étudier les variations du paramètre de rugosité macroscopique $\bar{\theta}$ en fonction de la taille des grains et des propriétés optiques des matériaux à partir d'échantillons analogues aux matériaux des surfaces planétaires. Les échantillons ont été préparés afin d'explorer l'échelle où la forme, la rugosité et la disposition des grains dominent. Les expériences de *Cord et al.* (2003) ont confirmé que la fonction d'ombrage S (Section 2.1.2.5) est influencée par les éléments plus petits que quelques millimètres, ce qui conforte l'idée que la rugosité macroscopique peut être considérée comme étant l'intégrale des rugosités dans la gamme sub-millimétrique à centimétrique dominée par la forme, la rugosité et la disposition des grains.

Étude expérimentale sur l'effet de compaction sur la détermination des paramètres photométriques. *Shepard and Helfenstein* (2007) ont mené un test sur le modèle photométrique de *Hapke* (1993) afin de déterminer le lien entre les paramètres physiques des matériaux et les paramètres photométriques de Hapke. Des mesures photométriques ont été réalisées sur 14 échantillons différents sur une gamme d'angles de phase entre 3° et 130°. Le meilleur fit a été déterminé pour chacun des courbes photométriques afin d'obtenir le jeu de paramètres photométriques de Hapke associé. Les résultats photométriques sont comparés avec les caractéristiques physiques de chacun des échantillons. Cette comparaison souligne tout d'abord la difficulté de relier chaque paramètre photométrique à une unique information physique significative. De plus, les résultats montrent notamment une évolution des valeurs des paramètres de l'albedo de diffusion et de la fonction de phase en fonction de l'état de compaction du milieu. Ces observations montrent que les paramètres photométriques sont plus sensibles à l'organisation des grains au sein du matériau granulaire (effet de la compaction, de la rugosité microscopique) qu'aux propriétés optiques à l'échelle de la particule et notamment qu'ils sont plus sensibles aux différents effets d'interaction à différentes échelles (de l'échelle de la particule à l'échelle de la surface granulaire compacte). D'autres études comme les travaux de *Cord et al.* (2003) et *Shepard and Helfenstein* (2011) ont également constaté ces mêmes effets.

2.2.2.2 Expériences numériques

Étude numérique sur l'influence de la forme, la taille et la porosité sur la courbe photométrique. *Okada et al.* (2006) ont effectué des simulations à l'aide d'un modèle numérique simulant la diffusion de la lumière basé sur l'optique géométrique pour étudier la réflectance bidirectionnelle de milieu granulaire. Le modèle a été développé de telle sorte que les caractéristiques des

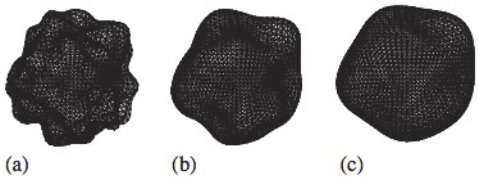


FIGURE 2.22 – Représentation de la forme des particules simulées. La forme suit une distribution gaussienne de la longueur de corrélation angulaire Γ qui définit la rugosité. $\Gamma = 10°, 20°, 30°$ correspond au cas respectivement a, b et c. (credit : *Okada et al.* (2006))

particules comme la taille, la forme, l'indice de réfraction peuvent être données comme paramètres d'entrée au modèle. Les simulations numériques, comparées aux mesures de laboratoire ont soulevé quelques points qui sont les suivants.

1. Les milieux composés de particules les plus irrégulières montrent une courbe photométrique plates sur toute la gamme d'angle de phase, montrant une distribution de la diffusion sur une plus large gamme d'angles de phase, comparée à celle de particules plus rondes (Figures 2.23a, b, c).
2. Les milieux composés par les grains les plus petits montrent des niveaux de réflectance des courbes photométriques les plus élevés comparés aux milieux composés par des grains plus grossiers (Figures 2.23d, e, f).
3. Les réflectances des angles de phase les plus faibles (<30°) et les plus forts (>120°) sont les angles les plus affectés par l'évolution de la porosité : à ces angles, la réflectance augmente lorsque la porosité du milieu augmente (Figure 2.23).

Étude numérique sur la signification du paramètre de rugosité macroscopique. Afin de compléter l'étude expérimentale développée par *Cord et al.* (2003), une étude numérique a été menée par *Shkuratov et al.* (2005) afin de tester la fonction d'ombrage S (Section 2.1.2.5) et (i) de voir si cette dernière est une bonne approximation pour décrire la rugosité de surface et (ii) de mieux comprendre les spécificités de la rugosité macroscopique $\bar{\theta}$ car cette dernière semble être dominée par la forme, la rugosité et la disposition des grains. Pour cela, *Shkuratov et al.* (2005) utilisent un modèle numérique qui simule la diffusion de la lumière en utilisant une approche Monte-Carlo et où le transfert radiatif est calculé en utilisant l'approche du tracé de rayon entre les grains basée sur l'approximation de l'optique géométrique. Différentes rugosités de surface ont été simulées pouvant être des surfaces continues ou composées de particules présentées dans la Figure 2.24.

Les principaux résultats de cette étude sont les suivants :

— Le modèle de *Hapke* (1993) fournit une bonne première approximation de la rugosité de surface, valide pour des observations à toutes les échelles spatiales (même quantité physique quelque soit la résolution spatiale utilisée).

— Une dépendance en albedo de $\bar{\theta}$ est notée montrant l'importance de la prise en compte de la diffusion multiple pour les cas de surfaces ayant une topographie marquée ($\bar{\theta} \geq 30°$) et avec

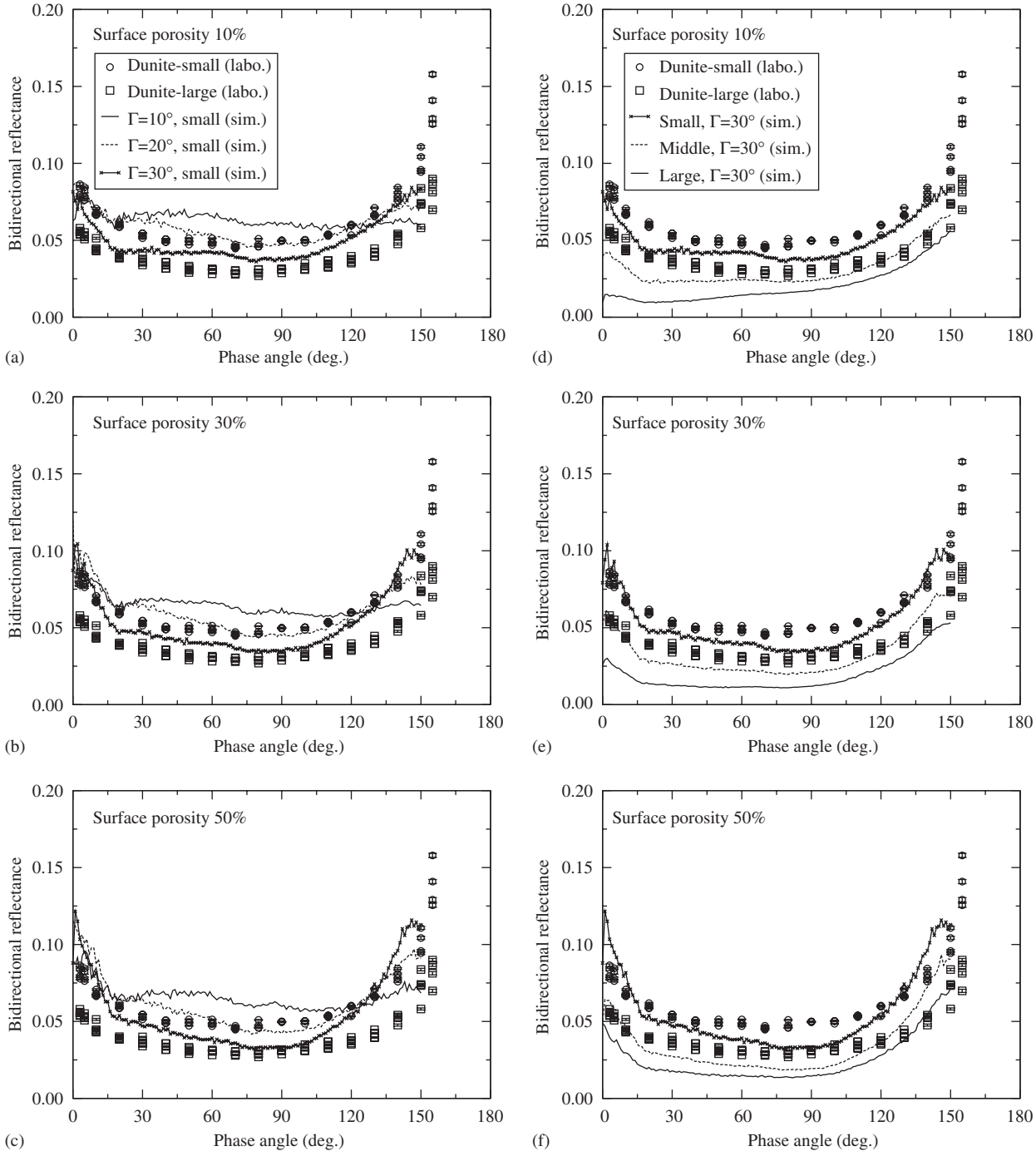


FIGURE 2.23 – Étude numérique de *Okada et al.* (2006). Courbes photométriques de laboratoire et simulées par le modèle avec une incidence 75°, à la longueur d'onde 0.6328 μm. Les figures (a-c) présentent le cas où le milieu est composé de particules avec des formes différentes avec une taille de particules de 150 μm pour différentes porosités (a. 10%, b. 30%, c. 50%). Les figures (d-f) présentent le cas où le milieu est composé de particules de tailles différentes (small : d=150μm , middle : d=300μm, large : d=600μm) pour une forme correspondant au cas Fig. c pour différentes porosités (d. 10%, e. 30%, f. 50%). (credit : *Okada et al.* (2006))

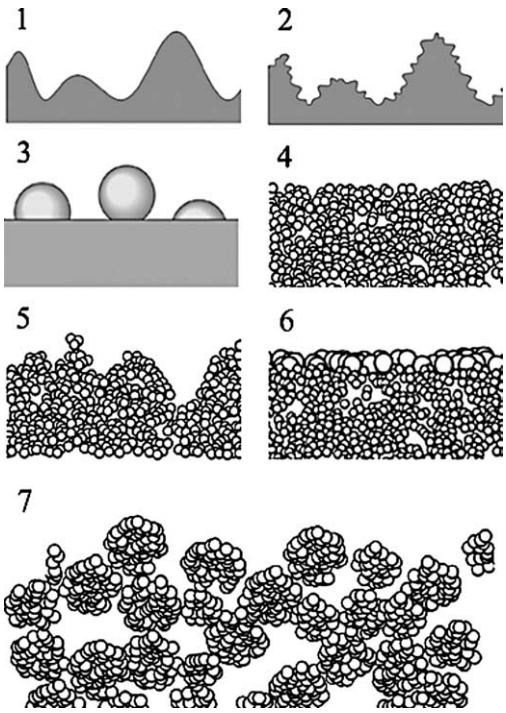


FIGURE 2.24 – Types de topographie modélisés : 1. topographie formée d'une surface continue, représentée par une fonction aléatoire gaussienne, 2. topographie formée d'une surface continue, visible à deux niveaux représentée par une fonction aléatoire gaussienne, 3. topographie dite "rocheuse" caractérisée une surface continue plane avec des sphères enfoncées aléatoirement dans la surface ayant une taille plus grande par rapport à la longueur d'onde, 4. topographie formée d'une surface granulaire composée de particules avec une taille plus grandes que la longueur d'onde, 5. topographie formée d'une surface particulaire, représentée par une fonction aléatoire gaussienne, plus grande que la taille des particules, 6. topographie formée d'une surface particulaire dite "rocheuse" caractérisée par des sphères enfoncées aléatoirement dans une surface particulaire ayant une taille plus grande que les particules de cette dernière, 7. topographie formée par des agglomérats de particules. (credit : *Shkuratov et al.* (2005))

un albedo supérieur à 20%. Comme le modèle de *Hapke* (1993) considère la diffusion multiple isotrope, les déterminations du paramètre de rugosité $\bar{\theta}$ avec ce modèle sont légèrement sous-estimées (par exemple pour une surface rugueuse avec un albedo de 30% le modèle de Hapke donne une valeur de $\bar{\theta}$ égale à 40° alors qu'en réalité la valeur de $\bar{\theta}$ égale à 42° d'après *Shkuratov et al.* (2005)).

— Une topographie associée à une surface rocheuse (Figure 2.24, cas 3) crée des courbes de phase plus raides que les surfaces continues (Figure 2.24, cas 1 et 2) car les roches créent des surfaces avec des pentes plus grandes que 90°. Ce cas est important pour les interprétations des observations in situ.

Étude numérique sur l'influence de particules composées de diffuseurs internes dans un milieu granulaire avec des porosités variées. *Hillier* (1997) a étudié les effets d'un milieu compact sur la diffusion de la lumière pour des particules sphériques contenant des diffuseurs internes en utilisant une approche Monte Carlo. Il suppose des diffuseurs internes isotropes et ne tient pas compte de la diffusion à la surface de la particule et ignore l'absorption au sein de ses diffuseurs. Afin d'étudier la diffusion de la lumière sur des particules plus réalistes, *Hillier and Buratti* (2001) modifient ces contraintes en supposant des particules avec des diffuseurs internes avec une diffusion de la lumière majoritairement vers l'avant. Ils constatent que les modèles de transfert radiatif classiques qui supposent une distribution aléatoire de la diffusion (*Hapke*, 1981, 1984, 1986) et qui font l'hypothèse que les particules avec des diffuseurs internes comme unité fondamental de diffusion (et non les diffuseurs internes seuls), fournissent une bonne approximation lorsque la porosité est forte (P=99%), comme initialement souligné par *Hillier* (1997). Cependant, lorsque la porosité diminue (P=90%), ils constatent que la considération d'un milieu compact avec des particules de plus en plus proches les unes des autres induit une sous-estimation de la diffusion d'environ 10% à forts angles de phase comme initialement souligné par *Hillier* (1997) et une sur-estimation de la diffusion à forts angles d'émergence et à angles de phase moyens par les modèles de transfert radiatif classiques (*Hillier and Buratti*, 2001). Ils observent également que dans le cas d'un milieu très compact, les différences deviennent de plus en plus importantes (jusqu'à 100% et plus).

2.3 Étude numérique sur l'influence des mélanges de matériaux sur la courbe de phase globale

Les surfaces planétaires sont composées de mélanges de différents matériaux (composition et propriétés physiques) qui peuvent être spatiaux, intimes, stratifiés ou une combinaison de ces mélanges. Par conséquent, la réflectance mesurée depuis l'orbite est un signal complexe provenant de différents composants de la surface observée. Il est donc nécessaire de pouvoir comprendre et connaître les facteurs (composition et/ou propriétés physiques) pouvant contrôler le comportement de diffusion moyen.

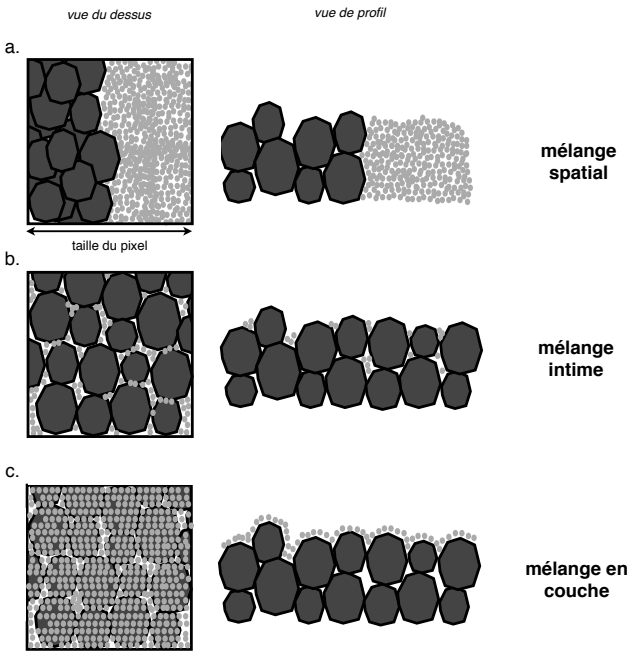


FIGURE 2.25 – Schémas représentant les différents cas de mélanges entre deux composants de propriétés physiques et/ou chimiques différents : a. mélange spatial, mélange intime et mélange en couche.

Comme présenté dans la Section 2.2.2.1, *Souchon et al.* (2011) ont constaté dans leurs expériences de laboratoire sur des mélanges de matériaux naturels que les cristaux de feldspaths, même s'ils sont présents en faible proportion (10%), semblent dominer le comportement de diffusion global. Des résultats similaires ont été observés par *Souchon* (2012) dans le cas de mélanges de verres avec un matériau basaltique, où la présence de verre en faible fraction (<15%) semble dominer le comportement de diffusion global.

D'autre part, analytiquement et supposant un milieu infini, *Hapke* (1993) a déduit des lois pour les cas de mélanges intimes, mettant en lumière des dépendances de certains paramètres qui sont les suivants (*Hapke* (1993), Eq 10.62) :

$$\omega' = \frac{\sum_j N_j \cdot \sigma_j \cdot Q_{E_j}.\omega_j}{\sum_j N_j \cdot \sigma_j \cdot Q_{E_j}} \tag{2.41}$$

$$P(g)' = \frac{\sum_j N_j \cdot \sigma_j \cdot Q_{E_j}.\omega_j \cdot P_j(g)}{\sum_j N_j \cdot \sigma_j \cdot Q_{E_j}} \tag{2.42}$$

avec N_j : le nombre de particule par unité de volume des différents composants j, σ_j : section efficace de la particule des différents composants j, ω_j : albedo de diffusion simple des différents composants j, ω' : albedo de diffusion simple du mélange, $P_j(g)$: fonction de phase dépendant de l'angle de phase g des différents composants j, $P(g)'$: fonction de phase du mélange intime, Q_{E_j} : facteur efficacité d'extinction des différents composants j.

Une dépendance des paramètres photométriques sur la distribution de la taille de grains et de

l'opacité des différents grains au sein du mélange intime est observée. Ces lois établies de façon analytique ne s'appliquent que dans le cas d'un mélange intime et en milieu infini. De plus, peu d'information existe concernant les facteurs qui contrôlent la courbe photométrique moyenne d'un mélange de différents grains avec une composition spécifique et une distribution de taille de grain et une fonction de phase.

Afin de mieux comprendre l'évolution des paramètres photométriques dans le cas d'un milieu naturel, j'ai travaillé en collaboration avec C. Pilorget (Caltech, USA), B. Ehlmann (Caltech, USA) et S. Douté (IPAG, Grenoble) sur la modélisation de la diffusion de la lumière dans ces mélanges à l'aide de modèles numériques.

2.3.1 Description du modèle et hypothèse de travail

Le modèle numérique utilisé est le modèle développé par *Pilorget et al.* (2013), qui simule la diffusion de la lumière dans un milieu granulaire compact en utilisant une approche Monte-Carlo. Ce modèle permet d'étudier différents types de mélanges en spécifiant les propriétés de chaque grain de l'échantillon de façon indépendante. Cela permet ainsi d'étudier des situations très diverses telles que celles rencontrées dans les milieux naturels. L'approche Monte-Carlo permet en outre de regarder très précisément les statistiques d'évolution des photons grain par grain et de mieux comprendre les comportements photométriques à différentes échelles. Le modèle utilise des paramètres probabilistes pour chaque grain : un albedo de diffusion simple, ω (calculé à partir de l'équation 2.8) traduisant la probabilité pour un photon d'être absorbé vs. diffusé (Section 2.1.1.3) et une fonction de phase $P(g)$ qui quantifie la distribution angulaire des photons lors de la diffusion (Section 2.1.1.4). La fonction de phase utilisée ici est la fonction d'Henyey Greenstein à deux lobes. Le transfert radiatif est calculé en utilisant l'approche du tracé de rayon entre les grains en utilisant l'approximation de l'optique géométrique et les paramètres probabilistes (ω, $P(g)$) au niveau des grains. La réflectance bidirectionnelle est ainsi obtenue pour différentes géométries d'observation couvrant tout le demi-espace supérieur.

L'une des particularités de ce modèle comparé à d'autres modèles numériques concerne la génération de l'échantillon qui constitue un point crucial dans le modèle. Le but est de représenter le plus fidèlement possible un échantillon naturel, granulaire, compact en utilisant une méthode basée (i) sur un positionnement précis d'une distribution de grains au sein d'une grille (Figure 2.26) et (ii) sur une approche probabiliste de la forme irrégulière des grains.

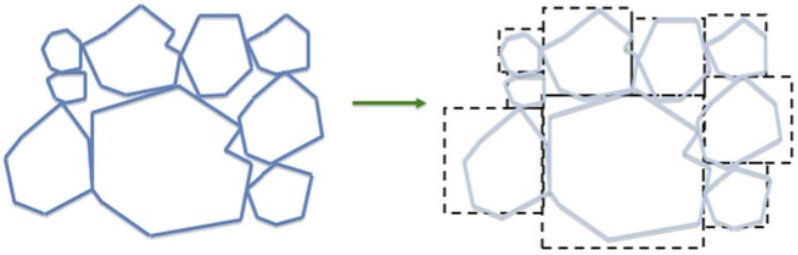
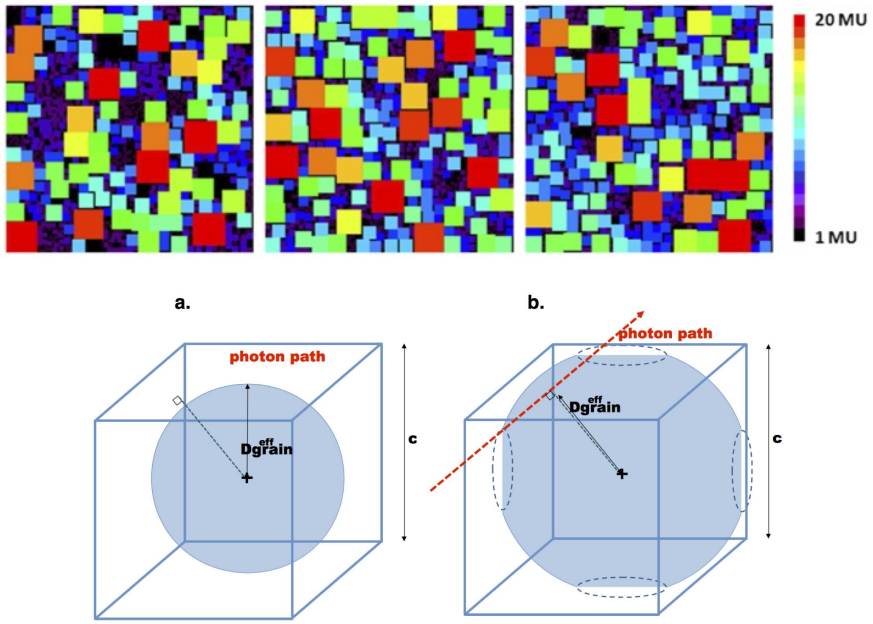


FIGURE 2.26 – Illustration de la modélisation d'un milieu compact granulaire avec une distribution granulométrique donnée en associant à chaque grain un cube de côté égal au diamètre du grain. (credit : *Pilorget et al.* (2013))

Une grille est générée (Figure 2.27) avec un pas entre 10 et 20 μm (correspondant à la plus petite taille de grain qui peut être modélisée). Les autres grains générés ont une taille qui correspond à des multiples du pas de la grille (maille unit, "MU") (par exemple pour une maille élémentaire de 10 μm, les grains de 2 à 20 MU correspondront à des tailles de grains de 20 à 200 μm). Ceci permet de générer un échantillon avec une distribution en taille réaliste et observable en milieu naturel. Une description complète du modèle peut être trouvée dans *Pilorget et al.* (2013).



(b)

FIGURE 2.27 – (a) Exemple de distribution massique obtenue sur une grille de 200x200x100 MU à partir d'une distribution massique spécifiée. La distribution spécifiée ici correspond à une loi en r^{-3}. De la gauche vers la droite z=1 (en haut de l'échantillon), z=39 et z=69. Les différentes couleurs sont associées à chaque taille de grain. (b) Illustration d'un grain assimilé à une sphère centrée au centre du cube où le grain est localisé. La figure de gauche représente le cas où la porosité est plus grande que 0.47 et la figure de droite représente le cas où la porosité est plus faible que 0.47. (credit : *Pilorget et al.* (2013))

Pour cette étude, nous avons choisi de fixer la longueur d'onde des photons à 750 nm, longueur d'onde utilisée tout au long de mon manuscrit afin de pouvoir comparer directement avec les études basées sur les données orbitales CRISM et sur les données de laboratoire. Nous avons choisi de fixé l'incidence à 45°, une incidence moyenne rencontrée dans les données orbitales CRISM. Le facteur de réflectance (REFF) (Section 2.1.2.3) est calculé dans les configurations d'angles d'émergence entre -80° et 80° dans le plan principal avec un pas de 10° afin d'avoir un large échantillonnage de la courbe photométrique pour contraindre le comportement de diffusion et notamment les paramètres de la fonction de phase.

Ces données sont inversées en comparant et en fittant les courbes photométriques avec celles estimées à partir d'échantillons homogènes (où les grains ont les mêmes valeurs de ω et $P(g)$), au sens des moindres carrés, à partir du même modèle. Les incertitudes sont estimées à ± 0.01 pour le paramètre c , à ± 0.03 pour le paramètre b et à ± 0.02 pour le paramètre ω.

Pour chaque cas de mélange testé (spatial, intime, en couche, Figure 2.25), nous avons choisi de modéliser uniquement des mélanges de deux composants A et B avec des propriétés de grains variés (indice optique complexe (n), taille (D), l'anisotropie (paramètre b) et la direction principale (paramètre c) du comportement de diffusion). Compte tenu des valeurs possibles des paramètres b et c qui forme un "L" dans le graphe du paramètre c en fonction b (Figure 2.16), nous testons les variations du paramètre b lorsque le paramètre c est constant et vice versa, ainsi que le cas où les deux varient.

Nous nous intéressons ici plus particulièrement à l'évolution des variations angulaires de la courbe de phase globale de ces mélanges, aux travers des paramètres b' et c'.

2.3.2 Résultats des simulations numériques

Je synthétise ici les résultats principaux de notre étude, en mettant l'accent sur les tendances observées.

2.3.2.1 Mélanges spatiaux

Le mélange spatial (Figure 2.25a) correspond au cas où, au sein du pixel, une partie est composée du composant A et une autre du composant B qui occupent des zones différentes (s'étendant en profondeur). D'un point de vue physique, le mélange spatial correspond au cas où une large majorité des photons interagit avec un des composants seulement. Le nombre de photons ayant été diffusé dans une direction spécifique est égal à la somme des photons diffusés dans chaque fraction de l'échantillon au sein du pixel dans cette direction. Pour le cas où on a un mélange spatial de deux composants A et B, la réflectance bidirectionnelle globale du pixel est la combinaison linéaire de la réflectance bidirectionnelle de chaque fraction de l'échantillon au sein du pixel : soient f_A et f_B, les fractions des composants A et B et r_A et r_B, la réflectance bidirectionnelle des composants A et B, la réflectance bidirectionnelle totale r au sein du pixel est :

$$r = f_A \cdot r_A + f_B \cdot r_B \tag{2.43}$$

avec $f_B = 1 - f_A$.

Dans le cas présent, on simule un pixel composé de deux zones avec les composants A et B. Les résultats issus des simulations numériques sont présentés ci-dessous.

— *Cas avec paramètre c variable (*$-0.8 \leq c \leq 0.8$*) et paramètre b constant (*$b = 0.2$*).* Les résultats des simulations ont montré que la fraction avec les grains les plus brillants (à travers leur indice optique ou leur taille) contrôle les propriétés de diffusion majoritairement vers l'avant/vers l'arrière (paramètre c') du mélange (Figure 2.28). En effet, la réflectance étant donnée par l'équation 2.43, la fraction la plus brillante domine le signal mesuré au niveau du pixel. Les paramètres b et c de la phase la plus brillante ont donc également tendance à dominer. À partir des résultats des différentes simulations (exemple en Figure 2.28), nous avons pu dériver les équations traduisant les variations du paramètre c' observé en fonction des paramètres des différentes fractions :

$$c' = \frac{f_A \cdot \omega_A \cdot c_A + f_B \cdot \omega_B . c_B}{f_A \cdot \omega_A + f_B \cdot \omega_B} \tag{2.44}$$

— *Cas avec paramètre c constant (*$c = -0.6$*) et paramètre b variable (*$0 \leq b \leq 0.9$*).* Les résultats des simulations ont montré que la fraction avec les grains présentant la plus grande anisotropie (valeur de b élevée) contrôle l'anisotropie globale (paramètre b') du mélange. Cependant cette tendance tend à s'atténuer lorsque la fraction du composant avec la plus forte anisotropie (plus forte valeur de b) diminue.

— *Cas avec paramètre c variable et paramètre b variable.* Les résultats des simulations ont montré que si les deux composants ont un comportement faiblement anisotrope ($b \lesssim 0.4$), les valeurs du paramètres b' et c' du mélange au sein du pixel tendent à évoluer quasi-linéairement avec les fractions surfaciques. Cependant, si l'un des composants a un comportement fortement anisotrope ($b \gtrsim 0.4$), les valeurs du paramètres b' et c' du mélange au sein du pixel sont affectées et comme dans le cas précédent, c'est la fraction avec les grains présentant la plus grande anisotropie qui contrôle les paramètres b' et c'du mélange.

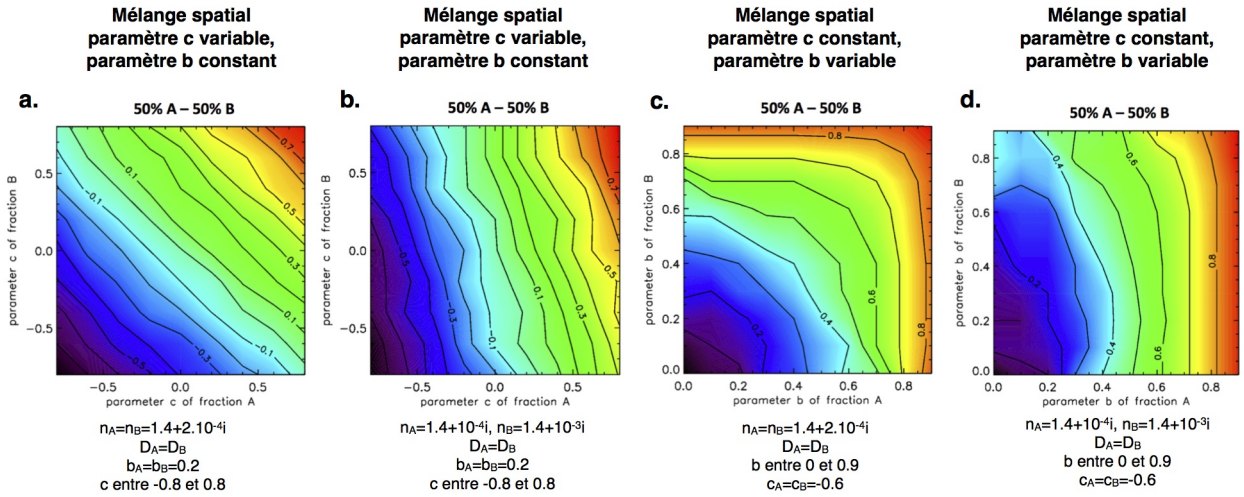


FIGURE 2.28 – (a) et (b) Valeurs de c', (c) et (d) valeurs de b' estimées dans le cas d'un mélange spatial composé de deux matériaux A et B avec 50% de A et 50% de B pour différents conditions (différentes fractions ont été étudier que vous pourrez retrouver dans **?**). Les figures a et b représentent le cas où le paramètre c est variable et le paramètre b est constant, avec pour la figure a les mêmes constantes optiques complexes et pour la figure b des constantes optiques complexes différents pour A et B. Les figures c et d représentent le cas où le paramètre c est constant et le paramètre b est variable, avec pour la figure c les mêmes constantes optiques complexes et pour la figure d des constantes optiques complexes différents pour A et B. La distribution de la taille des particules est la même dans les différentes figures et suit une loi log-normale centrée sur 70 μm. Le paramètre de la fonction de phase c utilisé ici est celle avec la convention suivante : entre -1 et 1 où $c < 0$ correspond à une diffusion vers l'avant et $c > 0$ correspond une diffusion vers l'arrière. (credit : *Pilorget et al.* (2013))

2.3.2.2 Mélanges intimes

D'un point vue physique, le mélange intime (Figure 2.25b) correspond au cas où une majorité de photons interagit avec des grains de différente composition.

Les résultats issus des simulations numériques sont présentés ci-dessous. De nombreuses similarités avec le cas spatial ont pu être observés.

— *Cas avec paramètre c variable* ($-0.8 \leq c \leq 0.8$) *et paramètre b constant* ($b = 0.2$). Les résultats des simulations ont montré que les grains les plus brillants (à travers la taille du grain ou leur indice optique) et/ou les plus nombreux (en terme de fraction volumique et/ou nombre de grains (c'est-à-dire d'éléments diffusants) dans le mélange), contrôlent les propriétés de diffusion vers l'avant/vers l'arrière (paramètre c') du mélange (Figure 2.29). À partir des résultats des différentes simulations, nous avons pu dériver les équations traduisant les variations du paramètre c' observé en fonction des paramètres des différentes fractions : (Figure 2.29) (γ : rapport de taille entre les deux composants) :

$$c' = \frac{f_A \cdot \gamma \cdot \omega_A \cdot c_A + f_B \cdot \omega_B . c_B}{f_A \cdot \gamma \cdot \omega_A + f_B \cdot \omega_B} \tag{2.45}$$

Cette expression est cohérente avec l'expression analytique de *Hapke* (1993) présentée plus

haut (Eq. 2.42).

— *Cas avec paramètre c constant ($c = -0.6$) et paramètre b variable ($0 \leq b \leq 0.9$).* Les simulations montrent que pour ce cas, similaire au cas équivalent pour les mélanges spatiaux, c'est la fraction avec les grains présentant la plus grande anisotropie (valeur de b élevée) qui contrôle l'anisotropie globale (paramètre b') du mélange. Cette tendance tend à s'atténuer lorsque la fraction du composant avec la plus forte anisotropie (plus forte valeur de b) diminue.

— *Cas avec paramètre c variable et paramètre b variable.* Les résultats numériques montrent de la même façon que pour les mélanges spatiaux, que si le mélange est composé de deux composants avec un comportement faiblement anisotrope ($b \lesssim 0.4$), les valeurs du paramètres b et c du mélange au sein du pixel tendent à évoluer quasi-linéairement en fonction de l'augmentation/la diminution d'une des fractions. Si l'un des composants a un comportement fortement anisotrope ($b \gtrsim 0.4$), les valeurs du paramètres b et c du mélange au sein du pixel sont affectées et comme au cas précédemment, c'est la fraction avec les grains présentant la plus grande anisotropie qui contrôle les paramètres b' et c' du mélange.

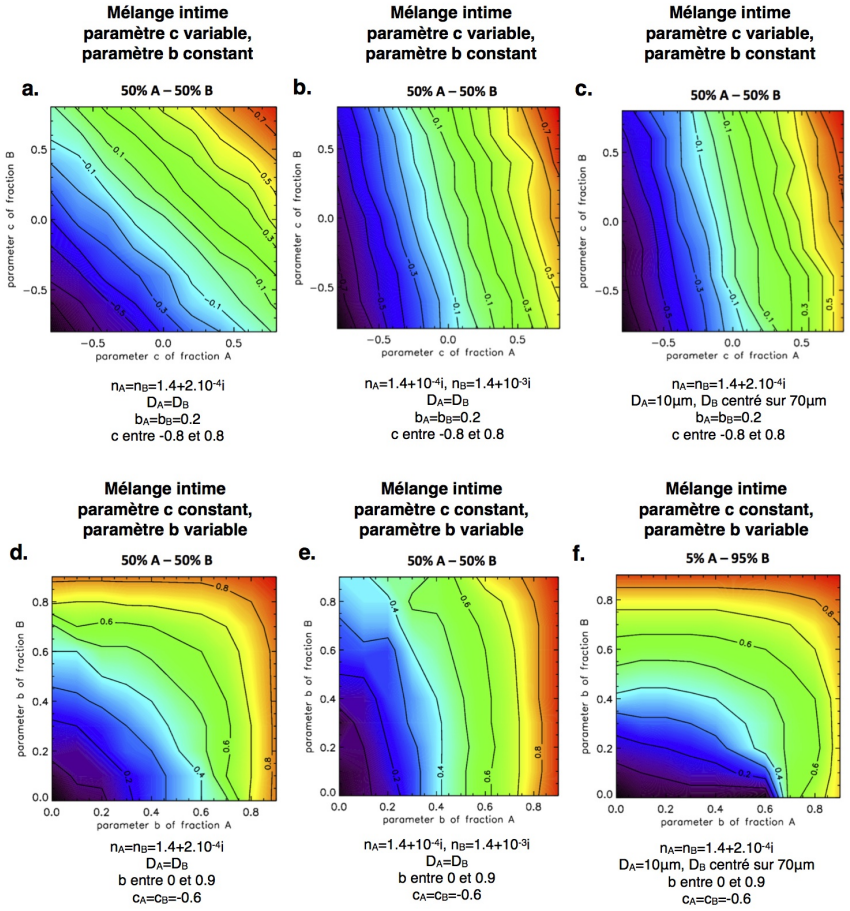


FIGURE 2.29 – (a), (b) et (c) Valeurs de c', (d), (e), (f) valeurs de b' estimées dans le cas d'un mélange intime composé de deux matériaux A et B avec 50% de A et 50% de B pour différents conditions. Les figures a, b et c représentent le cas où le paramètre c est variable et le paramètre b est constant, avec pour la figure a des constantes optiques complexes différents, pour la figure b les mêmes constantes optiques complexes et pour la figure c une distribution de taille de grain différente pour A et B. Les figures d, e et f représentent le cas où le paramètre c est constant et le paramètre b est variable, avec pour la figure d des constantes optiques complexes différents, pour la figure e les mêmes constantes optiques complexes et pour la figure f une distribution de taille de grain différente pour A et B. La distribution de la taille des particules est la même dans les figures a, b, d, e et pour le composant B des figures c et f et suit une loi log-normale centrée sur 70 μm. Le paramètre de la fonction de phase c utilisé ici est celle avec la convention suivante : entre -1 et 1 où $c < 0$ correspond à une diffusion vers l'avant et $c > 0$ correspond une diffusion vers l'arrière. (credit : *Pilorget et al.* (2013))

2.3.2.3 Mélanges en couche

Dans ce travail, le mélange en couche correspond au cas où un composant recouvre entièrement un autre composant sous-jacent (Figure 2.25c). Ce cas est complexe car cette fois-ci les propriétés changent selon la profondeur. La composante de diffusion totale mesurée est composée d'une part des photons ayant interagi dernièrement avec les grains de la couche supérieure et d'autre part des

photons ayant interagi dernièrement avec les grains de la couche sous-jacente qui ont été capable d'atteindre la surface via les espaces interstitielles. Cette dernière composante de diffusion dépend donc fortement de la porosité du milieu et de l'organisation des grains les uns par rapport aux autres. Les paramètres des grains variant avec la profondeur, le poids des deux composantes peut varier de façon importante et ainsi avoir une forte influence sur le comportement photométrique observé.

— Ainsi les résultats issus des simulations numériques montrent que dans le cas où les composants des deux couches ont des fonctions de phase similaires mais des constantes optiques différentes, la courbe photométrique globale peut être très différente de celle de l'échantillon homogène avec les paramètres b et c similaires. Si les composants de la couche supérieure sont au plus aussi absorbants que les composants de la couche sous-jacente, la fonction de phase du mélange reste proche de celle d'un échantillon homogène avec des valeurs des paramètres b et c similaires. Cependant dans le cas où les composants de la couche supérieure sont plus absorbants que les composants de la couche sous-jacente, des comportements photométriques complexes apparaissent. En effet, dans le cas où la couche supérieure est composé d'un matériau relativement absorbant par rapport à celle du dessous, la contribution des photons issus de cette couche supérieure diminue et peut même devenir moins importante que la contribution des photons issus de la couche inférieure. Toutefois, la distribution angulaire des photons issus des couches inférieures est fortement dépendante de la porosité et de la structure de la couche supérieure. Celle-ci étant relativement absorbante, les photons issus de la couche inférieure ne peuvent par exemple pas ressortir avec des angles de phases importants, ce qui a tendance à fortement impacter la courbe de phase observée.

— *Cas avec paramètre c variable et paramètre $b = 0.2$.* Les résultats des simulations numériques montrent que tant que le matériau de la couche supérieure est moins absorbant ou absorbe de façon identique par rapport à la couche sous-jacente, la majorité des photons diffusés proviennent des grains de la couche supérieure (Figure 2.30). La distribution angulaire des photons diffusés, décrite par b' et c' est par conséquent contrôlée par les grains de la couche supérieure de l'échantillon (correspondant à la monocouche ici). Dans le cas d'un matériau plus absorbant que la couche sous-jacente, un comportement de diffusion complexe est observé, comme expliqué précédemment et aucun fit satisfaisant à partir d'un échantillon homogène avec un jeu de paramètre équivalent soient ω', b' et c' donné ne peut être obtenu. De manière générale, on observe (comme précédemment), un déficit de photons aux grands angles d'émergence.

— De façon intéressante, nous avons pu noter que diminuer l'absorptivité de la couche supérieure ne permet pas d'être plus sensible aux propriétés des couches inférieures. En effet, l'augmentation du nombre de photons diffusés par la couche supérieure vers l'observateur, sans avoir atteint les grains des couches inférieures, est plus importante que l'augmentation du nombre de photons ayant interagi avec les grains des couches inférieures et qui ressortent vers l'observateur.

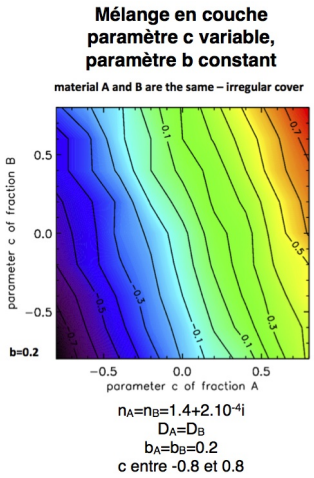


FIGURE 2.30 – Valeurs de c' estimées dans le cas d'un mélange intime composé de deux matériaux A et B avec 50% de A et 50% de B pour différents conditions. La figure représente le cas où le paramètre c est variable et le paramètre b est constant, avec les mêmes constantes optiques complexes et une distribution de la taille des particules identiques qui suit une loi log-normale centrée sur 70 μm. Le paramètre de la fonction de phase c utilisé ici est celle avec la convention suivante : entre -1 et 1 où $c < 0$ correspond à une diffusion vers l'avant et $c > 0$ correspond une diffusion vers l'arrière. (credit : *Pilorget et al.* (2013))

2.3.3 Synthèse

Dans le cas des mélanges spatiaux et intimes, les propriétés de diffusion (diffusion vers l'avant versus vers l'arrière) sont contrôlées par les grains les plus abondants, les plus brillants (à travers l'indice optique ou la taille de grain) et par les grains avec un comportement de diffusion fortement anisotrope. Nous avons établi des lois simples mettant en lien les différents paramètres physico-chimiques afin de reproduire l'évolution des variations des courbes de phase. Ces lois sont utiles pour l'interprétation des comportements photométriques des corps planétaires et des données spectro-photométriques de laboratoire. Les lois établies permettront aussi de simuler un matériau (notamment des matériaux naturels analogues) avec des propriétés de diffusion données.

Pour les mélanges en couche, deux cas émergent. Si les grains de la couche supérieure sont moins absorbants ou absorbent de façon identique aux grains des couches inférieures, les variations angulaires de la réflectance bidirectionnelle (paramètres b et c) seront contrôlés par cette première couche. De façon intéressante, on peut voir qu'une simple monocouche suffit à "cacher" les grains sous-jacents. Dans le cas où le matériau de la couche supérieure est plus absorbant que celui des couches supérieures, des cas complexes apparaissent, difficiles à interpréter d'un point de vue de matériau granulaire équivalent.

Un autre point important que nous avons soulevé dans cette étude est que les variations angulaires de la réflectance bidirectionnelle (caractérisées par les paramètres b et c de la fonction de phase HG) et son amplitude (caractérisée par l'albedo de diffusion simple) ne sont pas sensibles à la même fraction dans le cas du mélange intime. En effet, le niveau de réflectance (i.e., albedo de

diffusion simple) est généralement contrôlé par les plus petits et les plus absorbants alors que la forme de la courbe de phase est contrôlée par les plus petits et les plus brillants. Par conséquent, les paramètres de la fonction de phase dérivés à partir de la courbe photométrique ne sont pas forcément directement liés aux phases que l'on peut déterminer par spectroscopie (liées aux variations de l'amplitude de la réflectance avec la longueur d'onde). Pour plus de détails concernant cette étude, un article scientifique a été soumis au journal Icarus, intitulé, *Photometry of particulate mixtures : what controls the phase curve ?.* D'autre part, nous avons également appliqué ce modèle aux cas de certains terrains rencontrés sur Mars afin de mieux comprendre les propriétés photométriques de ces surfaces (Chapitre 4).

2.4 Synthèse et discussion sur le choix du modèle photométrique

La lumière interagit avec les matériaux de surface et la manière dont la lumière est réfléchie par ces derniers par l'intermédiaire de l'amplitude et de la distribution angulaire de ce signal et de son évolution en fonction de la longueur d'onde nous renseigne sur la composition mais aussi des propriétés physiques de ces matériaux de surface. Des modèles ont été développés permettant de décrire cette amplitude et cette distribution angulaire en termes de paramètres physiques comme l'albedo de diffusion simple, la fonction de phase, la rugosité macroscopique de surface et l'effet d'opposition. Couplées à des études numériques et expérimentales à partir d'échantillons artificiels et naturels, ces études nous ont permis de mieux comprendre les liens entre le comportement de diffusion et les paramètres physiques des matériaux. Ces études nous ont montré que l'étude du comportement de diffusion des matériaux de surface permet d'avoir des contraintes sur l'absorbance du milieu à la longueur d'onde étudié mais aussi d'avoir des informations sur les propriétés physiques des matériaux comme la taille, la forme, la structure interne des grains mais aussi de leur organisation au sein du milieu. Cependant peu de choses sont connues sur les facteurs qui contrôlent la courbe de phase d'un milieu naturel composé généralement d'un mélange de matériaux de composition et/ou de propriétés physiques différents, ce que l'on a tenté de comprendre à l'aide d'un modèle numérique dans la Section 2.3.

Bruce Hapke (*Hapke*, 1981, 1984; *Hapke and Wells*, 1981; *Hapke*, 1986, 1993, 2002, 2008, 2012a,b) a développé un modèle analytique basé sur la physique fondamentale du transfert radiatif et sur les propriétés d'absorption et de diffusion (*Chandrasekhar*, 1960) en ajoutant des fonctions empiriques ou semi-empiriques (e.g., fonction de phase, rugosité de surface, effet d'opposition) et des corrections (e.g., diffusion multiple anisotropique, porosité de surface) permettant de prédire la réflectance bi-directionnelle de surface dans un milieu granulaire. La formulation du modèle de Hapke fournit une description efficace du comportement photométrique de surface en intégrant des fonctions complexes pour s'approcher au mieux du comportement du matériau granulaire dans le but d'analyser des jeux de données spatiales.

Dans la littérature, des comparaisons ont été faites entre le modèle de Hapke et d'autres approches (*Peltoniemi and Lumme*, 1992; *Hillier*, 1997; *Cheng and Domingue*, 2000; *Hillier and Buratti*, 2001;

Poulet et al., 2002; *Shkuratov et al.*, 2007; *Hapke et al.*, 2009; *Zhang and Voss*, 2008; *Shkuratov et al.*, 2012) évaluant la reproductibilité des phénomènes physiques dans le modèle de Hapke. En effet, le modèle de Hapke suppose un certain nombre d'hypothèses et d'approximations très contestées. Notamment, *Shkuratov et al.* (2012) ont récemment recensé différents points considérés comme imprécis, incohérents ou injustifiés impactant sur la véracité dans la description du transfert radiatif. Par exemples, le fait que le modèle utilise des diffuseurs anisotropes pour calculer la diffusion simple mais des diffuseurs isotropes pour approximer la contribution de la diffusion multiple ou la suppression du pic de diffraction Fraunhofer et la non-considération du Coherent Backscattering Opposition Effect. Cependant, *Hapke* (2013) répond aux différents points soulevés par *Shkuratov et al.* (2012) en apportant des précisions à chacune des hypothèses et approximations employées dans le modèle (voir *Hapke* (2013) pour plus de détail). Malgré ces approximations, le modèle ne reste pas pour autant invalide et de nombreuses investigations l'ont testé afin d'évaluer les biais qui peuvent exister (Section 2.2). On peut également citer les travaux de *Cheng and Domingue* (2000) qui ont montré que le modèle de Hapke fournit des résultats cohérents et quantitatifs (erreur rms de 2% pour le paramètre de l'albedo de diffusion simple et de 5% pour les paramètres de la fonction de phase) pour les surfaces sombres mais qualitatifs pour le cas des surfaces brillantes (erreur rms de 3% pour le paramètre de l'albedo de diffusion simple et de 10% pour les paramètres de la fonction de phase). On peut citer aussi les travaux de *Hapke et al.* (2009) qui ont montré la bonne prédiction de la réflectance observée par le modèle dans leurs tests que ce soit pour des matériaux avec une diffusion majoritairement vers l'arrière mais aussi vers l'avant. D'autres tests sont également disponibles dans *Hapke* (2013) et de nombreuses études expérimentales en laboratoire sur des particules artificielles et naturelles et numériques ont également été menées pour vérifier la reproductivité de la réflectance bidirectionnelle de la surface par ce modèle (e.g., *McGuire and Hapke*, 1995; *Shepard and Helfenstein*, 2007; *Souchon et al.*, 2011; *Johnson et al.*, 2013; *Hapke*, 2012a; *Cord et al.*, 2003) (Sous-section 2.2).

Le modèle de Hapke est le modèle le plus utilisé pour l'analyse des données concernant les surfaces planétaires. Un grand nombre de travaux basés sur des analyses de mesures de réflectance bidirectionnelle de surface issues d'instruments de laboratoire ou spatiaux ont expérimenté le modèle photométrique de Hapke et plus particulièrement la version dite 1993. Le modèle est habituellement utilisé pour ajuster et normaliser des données de télédétection et pour établir des cartes d'albedo ou pour inverser des spectres afin d'estimer les mélanges intimes de matériaux (e.g. *Mustard and Pieters*, 1987, 1989) pour divers corps planétaires (e.g., planètes, astéroïdes, satellites naturels). L'autre application est la détermination des paramètres photométriques des matériaux de surface pour caractériser les propriétés physiques de surface (e.g., taille, forme des grains, rugosité de surface, porosité). On peut citer dans le cas de l'étude de la surface martienne les travaux photométriques de *Jehl et al.* (2008) à partir des observations orbitales HRSC, les travaux de *Pinet et al.* (2005) à partir des données OMEGA et les travaux de *Johnson et al.* (2006b,a) à partir des données in situ Pancam à bord des rovers MER (Chapitre 1, Sections 1.3.1.2 et 1.3.2.6).

En parallèle, des études en laboratoire sur des échantillons naturels, parfaitement caractérisés

ont permis d'étudier la signification physique de chacun des paramètres photométriques pour les interprétations des données spatiales (Sous-section 2.2). Des études récentes ont également soulevé des questions concernant les interprétations initiales des différents paramètres de Hapke qui semblent être plus sensibles à l'organisation des grains au sein du matériau granulaire (effet de la compaction, de la rugosité microscopique) qu'aux propriétés optiques à l'échelle de la particule (*Cord et al.*, 2003; *Shkuratov et al.*, 2007) (Sous-section 2.2). Afin de mieux comprendre les variabilités et les liens entre les paramètres photométriques et les propriétés physiques des grains, des études expérimentales plus approfondies sont nécessaires permettant de constituer une base de référence et de comparaison.

Le choix de ce modèle dans ces différents travaux se justifie par le fait que dans l'objectif d'analyser des données spatiales, le modèle analytique de Hapke est adapté même si le modèle est basé sur des approximations, car il est relativement précis et fournit une approximation raisonnable compte tenu des imprécisions et de la diversité géométrique réduite des mesures de réflectance en télédétection spatiale induisant à faire des compris dans le choix du modèle. De plus, comparés aux autres modèles photométriques, le modèle de Hapke a l'avantage d'inclure des paramètres reliés aux propriétés physiques des surfaces granulaires comme la taille, la forme, la structure interne des grains et la rugosité de surface, permettant de caractériser les matériaux de surface et de mieux caractériser les processus géologiques responsables de leur état physique. Et pour finir, le modèle est facilement utilisable car il est analytique et donc très rapide à calculer. De ce fait, il est beaucoup utilisé dans les analyses de données par inversion ce qui permet d'une part de décrire les courbes photométriques de surface en quelques paramètres seulement et d'autre part d'analyser un grand volume de données.

Compte tenu des différents points abordés dans cette partie, le modèle de Hapke est un modèle satisfaisant pour paramétriser une courbe photométrique issue de données spatiales. Au premier ordre, les paramètres photométriques permettent de souligner des variabilités des propriétés physiques à travers les propriétés de diffusion. Malgré les approximations du modèle et les imprécisions des données spatiales, cette approche permet toutefois de donner des informations qualitatives et semi-quantitatives sur les propriétés physiques des matériaux si ces résultats photométriques sont comparés aux résultats spectro-photométriques issus de données de laboratoire, spatiales mais aussi d'études numériques, constituant un support indispensable pour les interprétations.

Objectifs de la thèse

La détermination des propriétés physiques des surfaces planétaires est une étape indispensable pour identifier et caractériser les processus de formation des matériaux de surface et les processus responsables de leur évolution au cours du temps (e.g. volcanisme, cratérisation, space-weathering, processus éoliens, aqueux) comme détaillé dans le Chapitre 1. Ces informations sont également essentielles pour la sélection des prochaines missions in situ du fait des contraintes d'ingénierie notamment celles concernant l'atterrissage et la mobilité des véhicules robotisés demandant des surfaces sécurisées avec des surfaces planes, peu poussiéreuses et avec peu de blocs de roches. De plus, les spectres de réflectance dépendent également des propriétés physiques (e.g., taille, forme des grains) des matériaux et leurs déterminations ont une implication dans l'interprétation spectroscopique et dans l'estimation de l'abondance minérale à partir de l'analyse des spectres de réflectance de nombreuses spectro-imageurs (e.g., CRISM/MRO, OMEGA/MEx (Mars), VIRTIS/Rosetta (comète Churyumov Gerasimenko), VIMS/Cassini (Titan), M3/Chandrayaan-1 (Lune)).

L'étude de la composante diffuse issue de la surface dans le VNIR à des conditions géométriques d'illumination et d'observations différentes nous permet de caractériser (i) le comportement de diffusion du rayonnement solaire par les matériaux de surface et (ii) l'albedo de diffusion simple des terrains géologiques. Grâce aux développements des modèles photométriques détaillés dans le Chapitre 2, il est possible d'obtenir des informations sur les propriétés physiques du grain à la surface telles que la taille, la forme, la structure interne des grains, et la porosité et la rugosité de surface à partir des données acquises par des spectro-imageurs en orbite ou in situ. Compte tenu des différents points abordés dans le Chapitre 2, Sous-section 2.4, le modèle de Hapke est un modèle satisfaisant pour paramétriser une courbe photométrique issue de données spatiales, permettant de fournir des informations qualitatives et semi-quantitatives sur les propriétés physiques des matériaux, si ces dernières sont comparées aux résultats spectro-photométriques issus de données de laboratoire, spatiales et d'études numériques, constituant un support indispensable pour les interprétations.

La photométrie, contrairement à la détermination de l'inertie thermique des matériaux de surface, permet d'avoir un jeu de six paramètres pour décrire les propriétés physiques de surface et permet d'avoir des informations sur la forme et la structure interne des grains, informations indispensables pour la compréhension des processus géologiques responsables de leur formation et de leur évolution. Cependant, des données de la surface prises sous différentes conditions géométriques d'acquisition (illumination et observation) sont indispensables pour caractériser précisément le comportement de diffusion du rayonnement solaire par les matériaux de surface.

L'objectif principal de ma thèse est (i) d'estimer les paramètres photométriques des matériaux des surfaces planétaires depuis l'orbite en utilisant la technique de la photométrie, (ii) de donner un sens physique à ces paramètres photométriques, afin d'identifier et de caractériser les processus géologiques ayant formé ou/et modifié les surfaces planétaires. Mon travail de thèse se concentre plus particulièrement sur l'étude des matériaux de la surface de Mars avec l'utilisation des observations hyperspectrales multiangulaires fournies par l'instrument CRISM/MRO (près de 25 000 observations entre 2006 et 2010) permettant d'avoir accès au comportement de diffusion des matériaux de surface de Mars. Cependant, ce travail (la méthodologie et les interprétations) est applicable à tout autres jeux de données multi-angulaires disponibles sur d'autres objets du système solaire (e.g., HRSC/MEx, LROC/LRO, VIMS/Cassini, VIRTIS/Dawn). Pour répondre à cet objectif, différents points doivent être abordés :

— **Paramètres photométriques de surface à partir de données multiangulaires / multiorbite.** Au début de ma thèse, très peu d'études ont utilisé l'aspect multi-angulaire de l'instrument CRISM. Aucun outil de traitement systématique des observations hyperspectrales multiangulaires CRISM opérationnel n'était disponible pour l'étude photométrique des matériaux de surface de Mars. Il est donc nécessaire de développer des algorithmes de traitement des données multi-angulaires, et des algorithmes pour l'inversion de modèles photométriques pour l'estimation des paramètres photométriques de surface à partir des données spectro-photométriques CRISM.

— **Contribution atmosphérique dans la mesure de réflectance en haut de l'atmosphère.** Dans le cas de l'étude de la surface de Mars, la contribution atmosphérique (gaz et aérosols) joue un rôle important dans la mesure de la composante de diffusion de surface. Il est donc nécessaire de corriger cette contribution. Les outils pour le traitement de la contribution des gaz sont déjà disponibles et peuvent être utilisés. Cependant la contribution des aérosols et notamment des aérosols minéraux, altère fortement la réponse de surface en diffusant le rayonnement. Il est donc indispensable de corriger cette contribution pour étudier les propriétés de surface. De plus, classiquement les modèles de traitement de données et notamment les modèles de corrections atmosphériques utilisent comme hypothèse une surface de type lambertienne alors que celle-ci est de type non-lambertienne permettant la simplification du transfert radiatif du couplage atmosphère-surface. Cependant, comme nous l'avons vu en Chapitre 1, un biais est observé lorsque le comportement de diffusion de la surface est supposé lambertienne. Il est donc nécessaire de prendre en compte l'hypothèse non-lambertienne des matériaux de surface afin d'estimer précisément la réflectance de surface.

— **Méthode d'inversion du modèle photométrique de Hapke.** Comme présenté précédemment, la méthode d'inversion a un impact important dans l'estimation des paramètres photométriques. De plus, compte tenu des incertitudes des données spatiales, il est indispensable de pouvoir les prendre en compte dans les estimations des paramètres. Quelles sont les procédures les plus communément utilisées ? Quelles sont les avantages et les inconvénients ? Quelles procédures sont les plus adaptées pour l'analyse de données planétaires ?

— **Conditions géométriques nécessaires pour la caractérisation du comportement de diffusion.** La diffusion du rayonnement se fait dans la demi-sphère supérieure. Grâce aux données in situ, il a été constaté que les surfaces planétaires avaient un comportement de diffusion anisotrope. Pour sa caractérisation, il est nécessaire d'avoir des observations spectro-photométriques variées dans tout le demi-espace. Alors que les données spectro-photométriques en laboratoire permettent d'avoir des géométries variées, pour le cas des données spatiales, de nombreuses contraintes instrumentales limitent cette diversité. La véracité des estimations des paramètres photométriques dépend fortement des géométries disponibles et plus précisément de l'échantillonnage et de la gamme d'angles de phase disponible. L'albedo de diffusion simple est le paramètre le mieux contraint dans les modèles. Cependant les paramètres de la fonction de phase, de la rugosité macroscopique et de l'effet d'opposition dépendent fortement des géométries disponibles. L'effet d'opposition étant visible à des petits angles de phase (inférieur à 10°), des données dans cette gamme d'angles sont indispensables pour pouvoir contraindre les paramètres. Pour le cas du paramètre de rugosité macroscopique, des petits et grands angles au delà de 90° d'angles de phase sont nécessaires comme l'a suggéré *Helfenstein* (1988). Pour les paramètres de la fonction de phase, *Hapke* (1996) mentionne la nécessité d'avoir une gamme d'angles de phase entre 20° à 120° environ pour pouvoir les contraindre. Quelles sont les conditions géométriques nécessaires à la détermination des paramètres photométriques ? Toutes les observations multiangulaires CRISM sont-elles exploitables ? Quels sont les critères de sélection pour une étude photométrique ?

— **Étude des propriétés de diffusion pour différents contextes géologiques.** Les données in situ ont montré que le comportement de diffusion des surfaces planétaires était principalement rétrodiffusante mais elles ont montré également une grande diversité des valeurs photométriques (*Johnson et al.*, 2006b,a). Cette diversité est-elle observable à l'échelle de CRISM (résolution spatiale de 200m/pixel) ? Quelles sont les variations des valeurs des paramètres ? Si ces variations existent, que nous informent-elles sur l'état de surface et sur les processus géologiques ?

Je propose de traiter ces différents points soulevés en trois chapitres qui sont les suivants :

— Dans le **Chapitre 3**, je propose une chaîne de traitement ayant pour objectif de déterminer les paramètres photométriques des matériaux de surface pour n'importe quels jeux de données multiangulaires ou multiorbite et plus précisément pour les observations hyperspectrales multiangulaires CRISM. La chaîne de traitement est composée de trois grands axes : (i) la fusion des données multiangulaires pour faciliter leur utilisation, (ii) la correction de la contribution atmosphérique et notamment des aérosols minéraux, un travail développé par X. Ceamanos et S. Douté, et (iii) la détermination des paramètres photométriques des matériaux de surface en inversant le modèle photométrique de Hapke par une approche bayésienne, étape développée dans le cadre de la thèse. Une validation de la méthodologie en appliquant cette méthodologie sur des données réelles CRISM est également présentée. Toute cette chaîne est automatisée et est opérationnelle. Par le biais de tests synthétiques et grâce

à l'approche bayésienne, j'étudie l'influence de l'échantillonnage de la courbe photométrique pour une détermination précise du jeu de paramètres photométriques pour différents états physiques de surface. Cette étape permet d'étudier les conditions géométriques nécessaires pour obtenir des paramètres photométriques précises et les limitations possibles de cette méthodologie directement liées à la diversité et au nombre de géométries disponibles dans le jeu de données spectro-photométriques, et notamment celui de l'instrument CRISM.

— Dans le **Chapitre 4**, une application directe de la méthodologie détaillée dans le Chapitre 3 est présentée au niveau des sites d'atterrissage des rovers MERs Spirit et Opportunity. Cette étude inclut la cartographie permettant d'étudier la variabilité du comportement de diffusion des matériaux de surface au sein d'une observation CRISM (10 x 10km). Les cartes des différents paramètres et l'interprétation des paramètres photométriques en terme de propriétés physiques en couplant avec les diverses données orbitales permettant d'avoir un contexte géologique précis (incluant les informations sur la morphologie, la minéralogie, la topographie et l'inertie thermique) sont présentées. Cette étude permet de montrer à la communauté les diverses possibilités que la photométrie peut apporter pour la caractérisation des surfaces planétaires et de l'étude des processus géologiques. Les résultats photométriques orbitaux sont comparés aux données in situ (imagerie et photométrie). Les études précédentes expérimentales et numériques sont également utilisées dans cette étude afin d'aider à l'interprétation des paramètres photométriques de surface.

— Dans le **Chapitre 5**, une étude photométrique sur différents contextes géologiques sera présentée. Les critères de sélection et les cartes de la répartitions des observations CRISM qui peuvent être utilisées pour une étude photométrique seront également présentés.

Chapitre 3

Méthodologie

3.1 Imageur hyperspectral multi-angulaire CRISM

3.1.1 Principe de la spectro-imagerie

Depuis plusieurs décennies, la spectro-imagerie dans le visible et l'infrarouge (VNIR) est communément utilisée dans l'exploration spatiale (Imaging Spectrometer for Mars (ISM) sur Phobos 2, Visible and Infrared Thermal Imaging Spectrometer (VIRTIS) sur Venus Express, Observatoire pour l'Eau, la Minéralogie, les Glaces et l'Activité (OMEGA) sur Mars Express (MEx), Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM) sur Mars Reconnaissance Orbiter (MRO), etc.) et devient une technique de télédétection indispensable dans l'étude des corps planétaires. Les spectro-imageurs couplent donc deux techniques complémentaires.

La première est la spectrométrie qui consiste à mesurer les propriétés du rayonnement électromagnétique dans une gamme de longueurs d'onde spécifique (1 dimension spectrale). Un spectromètre est utilisé pour détecter et caractériser la composition minéralogique des surfaces planétaires par l'identification des bandes d'absorption spécifiques. Souvent des critères spectraux simples basés sur les bandes d'absorption et le continuum permettent de réaliser cette détection, comme nous l'avons vu précédemment (Chapitre 2). Il dispose d'un système optique, d'un dispositif de sélection des longueurs d'onde (un prisme ou un réseau par exemple) et d'un dispositif d'enregistrement numérique du flux lumineux qui est en générale de type CCD (Charge-Coupled Device).

La deuxième est l'imagerie qui permet d'obtenir de l'information pour plusieurs localisations spatiales simultanément, c'est-à-dire une image (2 dimensions spatiales).

Le couplage spectro-imagerie permet de collecter les informations à la fois spectrales et spatiales.

Les spectro-imageurs embarqués peuvent fonctionner selon deux modes : le mode "whisk-broom" (Figure 3.1a) qui acquiert une ligne par balayage perpendiculaire à la trajectoire du satellite à l'aide d'un miroir rotatif et le mode "push-broom" (Figure 3.1b) qui acquiert une ligne par balayage parallèle à la trajectoire où le miroir est remplacé par un ensemble de détecteurs alignés et situés sur le plan focal de l'image alimentés par un système de lentilles.

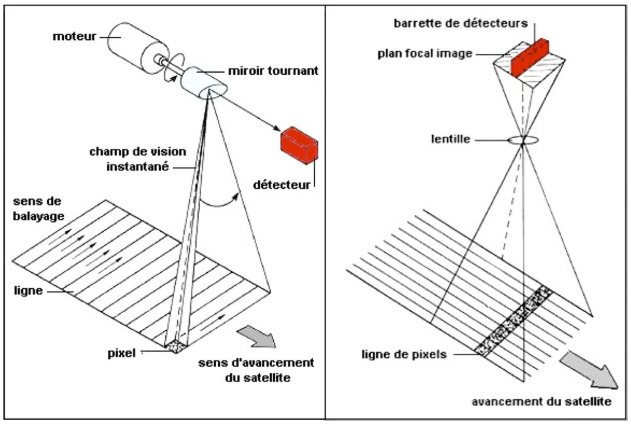


FIGURE 3.1 – Modes d'acquisition en télédétection : mode whisk-broom (à gauche) et mode push-broom (droite).

Les produits ainsi obtenus correspondent à des images hyperspectrales correspondant à une compilation de centaines d'images spectrales, chacune d'entre elles correspondant au signal mesuré provenant d'une cible à une longueur d'onde donnée. L'ensemble de ces images est stocké sous forme d'un cube de données, qualifié de cube hyperspectral composé de deux dimensions spatiales X et Y et d'une dimension spectrale Z où pour chaque longueur d'onde est associée une bande spectrale. La gamme de longueurs d'onde couvre généralement le visible (de 400 à 700 nm), le proche-infrarouge (de 0.7 à 3.5 µm) et le début de l'infrarouge thermique (3.5 à env. 5 µm). Ainsi pour un élément du plan spatial nommé pixel de coordonnées (X,Y), la juxtaposition de l'ensemble des longueurs d'onde suivant la dimension Z nous donne le spectre associé (Figure 3.2).

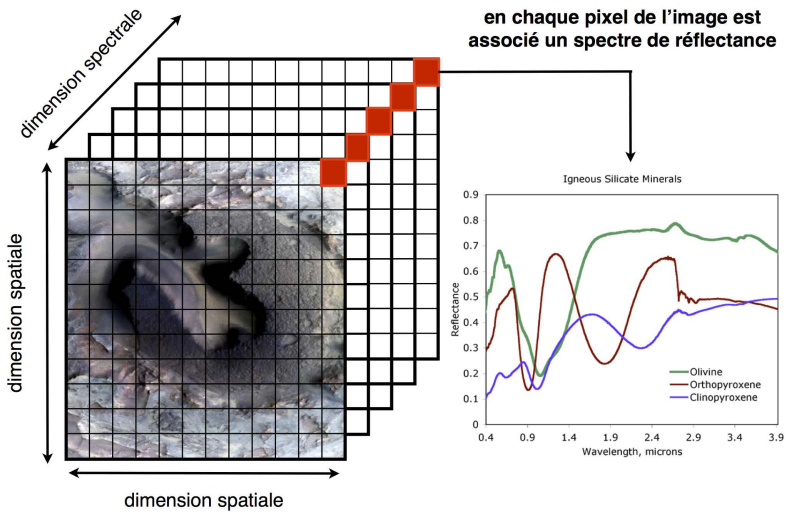


FIGURE 3.2 – Cube hyperspectral composé de deux dimensions spatiales et d'une dimension spectrale. À chaque pixel de l'image est associé un spectre de réflectance.

Généralement l'exploration planétaire est basée sur la télédétection passive, c'est-à-dire que le capteur perçoit uniquement la fraction du rayonnement solaire réfléchie par la surface étudiée. Il convient donc de connaître le positionnement du satellite vis-à-vis de la cible et de la position du Soleil pour déterminer les conditions géométriques d'acquisition (angle d'incidence, d'émergence, de phase) définies dans le Chapitre 2.

3.1.2 Objectifs de l'instrument CRISM

CRISM (Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars), est un des instruments à bord de la sonde Mars Reconnaissance Orbiter (MRO), en orbite héliosynchrone, quasi-circulaire (255 x 320 km d'altitude) et quasi-polaire, opérant depuis novembre 2006. CRISM est un spectro-imageur opérant du visible à l'IR (entre 362 et 3920 nm), capable de nous fournir des cartes minéralogiques de la surface de Mars. CRISM a été conçu et testé au John Hopkins University Applied Physics Laboratory sous la direction principale de Scott Murchie. Dans les sous-sections suivantes, je fournis

un bref résumé de l'instrument comprenant une description générale de l'instrument, son design et son fonctionnement. Pour plus de précision, je vous recommande de vous référer à l'article de *Murchie, S. et al.* (2007) dédié à la description de l'instrument.

Depuis l'orbite autour de Mars, CRISM possède trois objectifs scientifiques majeurs qui sont :

— cartographier la minéralogie des régions cibles à une haute résolution spatiale (15 m/pixel) et spectrale (6.55 μm),

— cartographier la surface de la planète dans sa globalité à plus basse résolution spatiale (200 m/pixel) et spectrale (pour 70 longueurs d'onde) afin d'avoir des informations sur le contexte de formation en identifiant des minéraux clés à la surface de Mars,

— mesurer les variations saisonnières et spatiales des composants atmosphériques (gaz, aérosols).

CRISM, ainsi que les autres instruments à bord de la sonde MRO ont la mission principale de localiser les sites clés présentant une activité aqueuse passée ou présente. Grâce à l'instrument CRISM, il est possible de cartographier les minéraux susceptibles d'avoir interagi chimiquement avec un environnement aqueux par altération (comme le fer ferrique ou les oxydes) ou s'être formés en présence d'eau liquide (comme les phyllosilicates et les carbonates).

3.1.3 Design et fonctionnement général

L'instrument CRISM est basé sur la méthode push-broom. CRISM combine trois composants (Figure 3.3). La plus grande est l'OSU (*Optical Sensor Unit*) qui contient les optiques, les détecteurs, les radiateurs et le système cryogénique où l'ensemble peut pivoter dans le but de suivre la surface. Un DPU (*Data Processing Unit*) traite le transfert des commandes et des données entre la sonde et l'OSU. Le GME (*Gimbal Motor Electronics*) permet le pivotement de l'OSU.

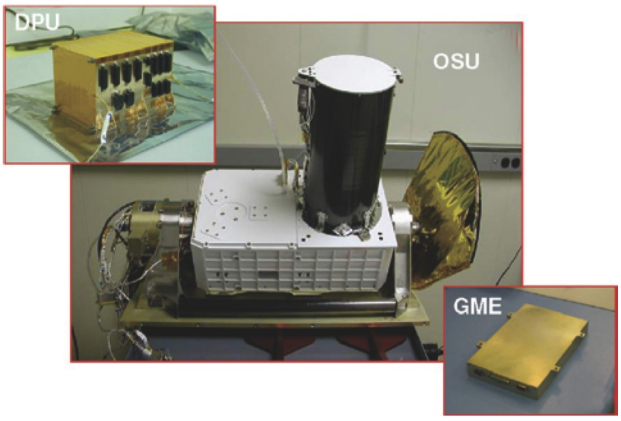


FIGURE 3.3 – Images représentant les 3 composantes de l'instrument CRISM (OPU, DPU et GME). (Credit : http ://crism.jhuapl.edu/instrument/innoDesign.php)

L'OSU est le coeur de l'instrument CRISM. La lumière passe par un télescope menant à deux spectromètres. Dans chaque spectromètre, la lumière solaire issue de la surface et de l'atmosphère

d'une ligne-image de la surface est dispersée en différentes longueurs d'onde. Le premier spectromètre utilise une rangée de détecteurs composée de photodiodes en silicone pour capter le rayonnement du domaine électromagnétique couvrant les longueurs d'onde de 362 à 1053 nm, correspondant au canal du visible et proche infrarouge noté VNIR par la suite (*Visible, Near InfraRed*). Le second, un spectromètre infrarouge utilise une rangée de détecteurs constituée de diodes HgCdTe pour capter le rayonnement du domaine électromagnétique couvrant les longueurs d'onde de 1002 à 3920 nm, correspondant au domaine infrarouge, noté IR. Chaque rangée de détecteurs dans la gamme VNIR et IR échantillonne le spectre électromagnétique avec un pas spectral ou échantillonnage spectrale de 6.55 nm (soit $\Delta\lambda$=6.55 nm). Chaque détecteur est une matrice (situé sur le plan focal) de 640x480 (spatial et spectral) éléments. En d'autres termes, à un instant donné, le rayonnement issu de la surface et de l'atmosphère correspondant à une ligne-image de 640 éléments horizontaux (dimension spatiale X), est donc diffracté le long des 480 éléments spectraux (dimension Z). La dimension verticale spatiale Y est obtenue grâce au déplacement propre du satellite MRO par des scannes multiples du détecteur-ligne de la surface martienne (système *pushbroom*, Figure 3.1). Le champ de vue total de l'instrument CRISM (FOV pour Field Of View) est de 2.12° et chaque pixel possède un champ de vue instantané (IFOV pour Instantaneous Field Of View) ou taille angulaire du pixel de 61,5 μrad. Ces deux paramètres techniques de l'instrument confèrent à CRISM une résolution spatiale maximale d'environ 20 m/pixel lorsque le satellite MRO est à une altitude d'environ 300 km. Les performances d'un imageur hyperspectral ne se restreignent pas uniquement à la haute résolution spatiale mais aussi à une haute résolution spectrale permettant de mieux différencier les signatures spectrales des matériaux de surface. La résolution spectrale est caractérisée par l'évaluation de l'étalement du point lumineux en estimant le FWHM (Full-Width at Half Maximum) de la réponse spectrale de l'instrument ou le PSF (Point Spread Function). Ce dernier est de 8±2 nm et 10.15±2 nm à travers le FOV des canaux VNIR et IR. La Table 3.1 résume les différents paramètres du système et les performances de CRISM.

Paramètres	Valeur
Gamme spectrale	362-3920 nm
Échantillonnage spectral	6.55 nm (soit 544 bandes)
Résolution spectrale	FWHM=8-15 nm
FOV	2.12°
IFOV	61.5 μm
Résolution spatiale maximale	15-19 m / pixel
Signal sur bruit	>100 dB à 400 et 3600 nm

TABLE 3.1 – Paramètres du système et les performances de l'instrument CRISM (*Murchie, S. et al.*, 2007)

3.1.4 Modes d'acquisition et types de données associés

L'instrument CRISM possède deux modes d'acquisition qui sont (*Murchie, S. et al.*, 2007) :

— *acquisition en mode nadir.* CRISM sonde la surface de Mars à une émergence fixe proche de 0°

(nadir) en utilisant uniquement 72 bandes spectrales (soigneusement choisies afin d'identifier les principaux minéraux) parmi les 544 bandes spectrales disponibles et à une résolution spatiale d'environ 180 m / pixel. Le type d'observation associé à ce mode d'acquisition est appelé "multispectral survey", permettant ainsi (i) d'identifier de nouveaux sites à intérêts scientifiques et (ii) d'acquérir des cartes minéralogiques de zones plus étendues.

— *acquisition en mode multi-angulaire ("targeted mode").* CRISM sonde la surface martienne en utilisant l'ensemble des 544 bandes spectrales disponibles couvrant la gamme de longueurs d'onde de 362 à 3920 nm. Ce mode utilise la capacité du détecteur à se mettre en rotation, de ±70° en émergence, afin de traquer une cible à la surface en obtenant une séquence de dix images à différentes géométries d'acquisition, prises avant et après l'image centrale. Ces images sont réduites spatialement d'un facteur 10 par rapport à la résolution spatiale fixée pour l'acquisition de l'image centrale. Cette séquence d'images à différents angles d'émergences est nommée EPF (Emission Phase Function). Selon la résolution spatiale de l'image centrale, quatre types d'observations sont associés à ce mode d'acquisition. Si la surface est scannée à haute résolution spatiale, soit 18 m / pixel, le produit associé est nommé "Full Targeted Observation" (FRT). En réduisant x2, la résolution spatiale peut être fixée à 36 m / pixel et le produit associé sont appelés "Half-Resolution Short" (HRS) et "Half-Resolution Long" (HRL). La différence principale entre ces deux derniers types d'observation est que pour les observations HRL, la surface échantillonnée est deux fois plus large. Ces différents types d'observation permettent d'étudier de façon plus détaillée des sites clés présentant un intérêt scientifique qui nécessite une étude plus approfondie.

Dans la suite de mon étude, je me concentre uniquement au mode d'acquisition multi-angulaire. Comme mentionné précédemment, une observation acquise en mode multi-angulaire est composée d'une séquence de onze images. L'ensemble de ces images est numéroté en notation hexadécimale ('01', '02', '03', '04', '05', '07', '09', '0A', 0B', 0C' et '0D'). Les images '00', '06', '08' et '0E' sont utilisées pour la calibration (Figure 3.4).

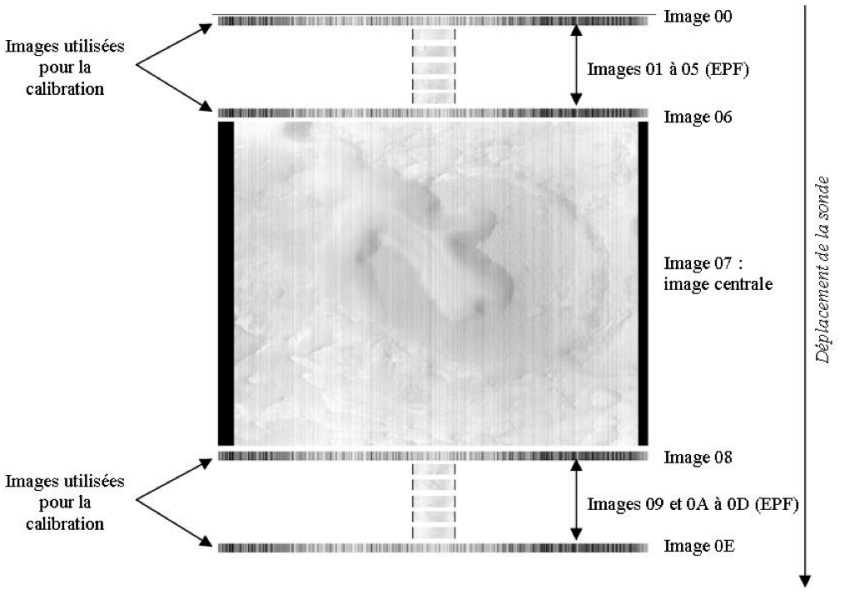


FIGURE 3.4 – Organisation de la collection d'images en mode "targeted observation".

Compte tenu du mouvement de rotation du détecteur et au déplacement de la sonde MRO au dessus de la cible, il existe (i) deux directions de pointage et (ii) différentes valeurs d'angles d'émergence (Figure 3.5). Cinq images ('01', '02', '03', '04' et '05' formant l'"*incoming EPF*") sont prises avant et cinq images ('09', '0A', 0B', 0C' et '0D' constituant l"'*outcoming EPF*") sont prises après l'image centrale '07'. Au sein de la séquence, l'azimut relatif φ prend donc deux valeurs/modes possibles suivant si on se place dans la direction d'acquisition entrante "inbound" ($\varphi = \varphi_{inbound}$) ou sortante "outbound" ($\varphi = \varphi_{outbound}$). L'image centrale '07' contient les deux modes azimutaux où la limite se situe au moment où l'émergence est proche de 0° (nadir). Les images sont prises à des angles d'émergence différents (avec l'angle d'incidence quasi-constant au cours de la traversée de la sonde au-dessus de la cible) avec une variation allant de 0° (image centrale) à 70° (images extrêmes '01' et '0D'). Une variation de ±30° en émergence entre le début et la fin d'acquisition de l'image centrale '07' est observable dont la ligne centrale correspond à l'émergence 0° (Figure 3.5).

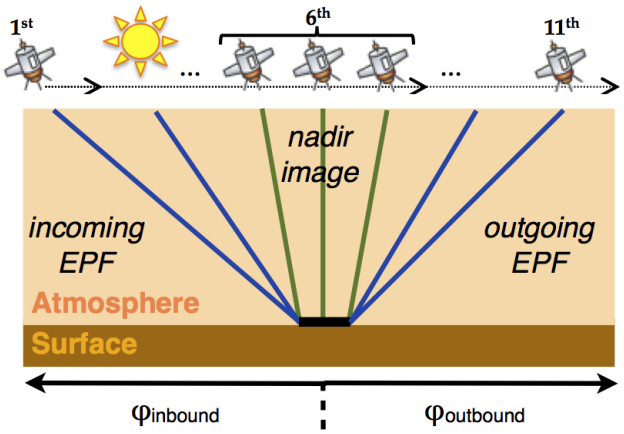


FIGURE 3.5 – Séquence des onze images formant les observations de type "targeted observations". En bleu sont représentées la première ('01') et la dernière ('0D') images de la séquence prises avec une émergence de ±70°. La sixième image correspond à l'image centrale ('07') représentée en vert où une variation de ±30° en émergence observable entre le début et la fin d'acquisition dont la ligne centrale correspond à l'émergence 0°.

Pour plus de fluidité dans mon discours, une observation composée d'une séquence de onze images hyperspectrales prises à différentes géométries d'acquisition sera dénommée observation CRISM. Chacune des onze images hyperspectrales sera dénommée image CRISM ou" imagette". Chaque géométrie d'acquisition dont seul l'angle d'émergence varie sera dénommé configuration angulaire.

L'ensemble des données CRISM y compris les observations FRT, HRS et HRL, sont stockées et accessibles au PDS (Planetary Data System). Chaque image CRISM prise par l'instrument en mode multi-angulaire est associé à deux types de données :

— Targeted Reduced Data Record (TRDR) qui contient les spectres CRISM calibrés en facteur de radiance ($RADF = I/F$),

— Derived Data Record (DDR) qui contient les données auxiliaires comme les coordonnées spatiales (latitude, longitude) et les conditions géométriques d'acquisition (angle d'incidence, d'émergence et de phase) des centres de chaque pixel.

Il est important de noter que lors de la thèse, la mise en place de la méthodologie présentée dans ce chapitre et les tests associés ont été effectués à partir de la version 2 de la calibration des TRDR (noté TRDR2 par la suite). Suite à une réactualisation de l'ensemble des observations CRISM avec une nouvelle version de calibration (version 3) au cours de ma thèse, les applications associées à la méthode établie dans les Chapitres 4 et 5 seront effectuées à partir des données CRISM de la version 3 (noté TRDR3 par la suite).

La capacité de l'instrument CRISM à produire des images multi-angulaires est une nouveauté dans l'exploration planétaire et permet un certain nombre d'application comme l'étude des propriétés de diffusion des composants atmosphériques et des matériaux de surface comme nous allons le voir dans la suite de la thèse.

3.2 Correction de la contribution des aérosols minéraux et estimation de la réflectance de surface

3.2.1 Motivations

Les spectres collectés par l'instrument CRISM au niveau TOA (Top-Of-Atmosphere) correspondent à un signal complexe comprenant une composante provenant de l'atmosphère (gaz et aérosol) et une composante issue de la surface. Afin de récupérer le signal issu de la surface pour caractériser les matériaux, l'objectif est d'extraire la réflectance de surface en corrigeant la contribution atmosphérique.

Le transfert radiatif dans l'atmosphère martien est dominé par les gaz principalement le dioxyde de carbone (CO_2) et l'eau (H_2O) et par les aérosols sous forme minéral et de glace (*Barlow*, 2008) qui constituent un obstacle pour l'étude des propriétés de surface. En effet l'extinction des flux radiatifs, en particulier du flux solaire dans la gamme de longueurs d'onde des observations CRISM, est due principalement par l'absorption des gaz et la diffusion des aérosols. De plus, les aérosols produisent un signal additif en diffusant le rayonnement solaire.

L'objectif des algorithmes de corrections atmosphériques est de découpler la contribution atmosphérique (gaz et aérosols) et celle de la surface du signal TOA à travers des modèles de transfert radiatif afin d'estimer la réflectance de surface.

Alors que la correction des gaz atmosphériques est généralement possible pour les surfaces non-glacées grâce à une simple mise à l'échelle d'une contribution moyenne prise à Olympus Mons (*Langevin et al.*, 2005; *McGuire, P. C., M. J. Wolff, M. D. Smith, R. E. Arvidson, S. L. Murchie, et al.*, 2008), la correction de la contribution des aérosols dans le signal TOA représente un défi majeur. Les modèles doivent notamment tenir compte des caractéristiques physico-chimiques (e.g., constantes optiques, tailles des particules) des composants atmosphériques (*Clancy and Lee*, 1991; *Drossart et al.*, 1991; *Erard et al.*, 1994; *Ockert-Bell et al.*, 1997; *Tomasko et al.*, 1999; *Korablev et al.*, 2005; *Wolff et al.*, 2009). Ils doivent prendre en compte également de leurs quantités qui sont variables spatialement et au cours du temps car principalement mobilisées lors des tempêtes qui peuvent être locales, régionales voire globales.

Pour l'étude des données de télédétection, l'hypothèse lambertienne (réflectance indépendante angulairement) est généralement supposée dans les algorithmes de correction atmosphérique (*Vincendon et al.*, 2007; *McGuire, P. C., M. J. Wolff, M. D. Smith, R. E. Arvidson, S. L. Murchie, et al.*, 2008; *Brown and Wolff*, 2009; *Wiseman et al.*, 2012), simplifiant le modèle de transfert radiatif et réduisant les look-up table (LUT) utilisées dans les procédures d'inversion. Cependant, de nombreuses études (*de Grenier and Pinet*, 1995; *Pinet and Rosemberg*, 2001; *Johnson et al.*, 2006b,a; *Lyapustin, A. et al.*, 2010) ont montré que le comportement de diffusion de la plupart des surfaces minérales et glaces était non-lambertienne ou anisotrope. Par conséquent, l'hypothèse lambertienne peut créer des biais dans l'estimation des réflectances de surface. Des tentatives pour résoudre ce problème ont été proposées par *Cull et al.* (2010) et par *Ceamanos et al.* (2013).

Dans le but d'estimer les paramètres photométriques de surface, il est nécessaire d'estimer de

façon précise la réflectance de surface. Pour cela, une collaboration avec X. Ceamanos et S. Douté (IPAG, Grenoble, France) a été mise en place afin de développer un algorithme sous le nom de Multi-angle Approach for Retrieval of the Surface Reflectance for CRISM Observations (MARS-ReCO) afin d'estimer la réflectance de surface à partir des observations CRISM. L'innovation majeure est de tenir compte de l'hypothèse non-lambertienne des surfaces planétaires grâce à une paramétrisation précise et quasi-linéaire du signal TOA. De plus, l'algorithme est basé sur le formalisme bayésien (présenté en Sous-section 3.3) permettant d'intégrer différentes sources d'incertitudes dans le processus d'inversion afin de les propager dans l'estimation de la solution. L'approche MARS-ReCO est dédiée uniquement à la correction de la contribution des aérosols minéraux, ne traitant pas celle des aérosols de glace d'eau.

3.2.2 Description de l'algorithme MARS-ReCO

L'étape de la correction atmosphérique est conduite dans sa première version à une seule longueur d'onde. Pour cela, j'ai choisi de travailler dans le proche infrarouge à 750 nm où les aérosols sont les principaux éléments qui diffusent dans l'atmosphère de Mars.

L'algorithme MARS-ReCO est basé sur la formulation du transfert radiatif décrivant le signal couplé surface-atmosphère proposé initialement par *Lyapustin and Knyazikhin* (2001). Cette formulation a été adaptée par *Lyapustin et al.* (2011) pour l'estimation de la réflectance de surface à partir des données multi-temporelles acquises par l'instrument Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) à bord de la sonde Terra et Aqua (*Schaaf et al.*, 2002) en développant un algorithme nommé Multi-angle Implementation of Atmospheric Correction (MAIAC). Dans ce qui suit, les grandes lignes du modèle sont présentées. Pour plus de détails, se référer aux travaux de *Ceamanos* (2011); *Ceamanos et al.* (2013).

Profondeur optique des aérosols minéraux. La profondeur optique ou opacité est une quantité physique qui mesure la transparence d'un milieu et décrit la fraction du rayonnement qui traverse cette couche atmosphérique sans avoir trouvée en son chemin un obstacle (e.g., gaz, aérosols). La profondeur optique est reliée également à la quantité de composants atmosphériques présents dans une couche donnée. Cette entité notée τ est définie selon sa normale, à chaque longueur d'onde par le logarithme du rapport du flux entrant I_0 dans la couche atmosphérique et du flux sortant I : $I(\lambda)/I_0(\lambda) = \exp(-\tau(\lambda))$, quand $\tau(\lambda) \ll 1$ alors l'atmosphère est dite transparente sinon elle est dite opaque. Dans ce qui suit, la profondeur optique des aérosols est nommée AOT (pour Aerosol Optical Thickness en anglais) correspondant à la quantité d'aérosols contenue dans l'atmosphère mais aussi au degré de transparence de l'atmosphère en dehors des bandes d'absorption des gaz. La détermination de la profondeur optique des aérosols minéraux depuis l'orbite est une étape ardue due au couplage du signal issu des interactions du rayonnement avec les aérosols atmosphériques et les matériaux de la surface et au fait que les aérosols minéraux et les matériaux de surface sont non-lambertiens. Pour cela, il est nécessaire de disposer d'une séquence d'observations d'un même lieu prise dans des conditions géométriques différentes. À travers les dernières décennies, les séquences

EPF (Emission Phase Function) de Mars ont été obtenues et utilisées pour séparer les contributions provenant de la surface et de l'atmosphère. Des progrès significatifs dans la détermination de l'AOT sont constatés à la suite des travaux de *Clancy and Lee* (1991) basés sur les séquences multi-angulaires EPF de l'instrument InfraRed Thermal Mapper (IRTM) à bord des sondes Viking et des travaux de *Clancy et al.* (2003) basés sur les séquences EPF de l'instrument Thermal Emission Spectrometer (TES) à bord de la sonde Mars Global Surveyor (MGS), dix ans plus tard. Dans la littérature, de nombreux auteurs ont développé des outils permettant d'estimer la profondeur optique des aérosols minéraux (AOT_m) applicable sur les données CRISM. On peut noter les travaux de *Lemmon et al.* (2004), de *Wolff et al.* (2009) et de *Douté and Ceamanos* (2010).

Modèle de diffusion de surface. Le caractère non-lambertien de la surface est pris en compte à travers sa fonction de distribution de la réflectance bidirectionnelle (BRDF) modélisée par le modèle Ross-Thick Li-Sparse (RTLS) (*Lucht et al.*, 2000). Le modèle RTLS relie la BRDF en une somme linéaire de termes nommés "kernels" caractérisant les différents modes de diffusion. La réflectance bidirectionnelle de surface est décomposée comme une somme de : (i) une contribution lambertienne ou isotrope, (ii) une composante géométrique modélisant la réflexion diffuse prenant en compte la structure géométrique 3D des réflecteurs opaques sur la surface et des phénomènes d'ombres et (iii) une contribution de diffusion de volume simulée par une collection de facettes dispersées. Le modèle RTLS s'écrit de la façon suivante (μ_0 est le cosinus de l'angle d'incidence,μ est le cosinus de l'angle d'émergence, φest l'azimut) :

$$\rho(\mu_0, \mu, \varphi) = k^L + k^G f_G(\mu_0, \mu, \varphi) + k^V f_V(\mu_0, \mu, \varphi) \tag{3.1}$$

dépendant des composantes lambertienne (L), géométrique (G) et volumétrique (V) et des kernels prédéfinis f_G et f_V. La réflectance bidirectionnelle de surface est caractérisée par une combinaison des trois noyaux invariants pondérés par leur poids respectif $k = \left\{k^L, k^G, k^V\right\}$. Le modèle RTLS permet de recréer de façon précise la réflectance bidirectionnelle d'un grand nombre de type de terrains naturels (*Schaaf et al.*, 2002; *Lyapustin, A. et al.*, 2010).

Expression de la réflectance TOA avec le modèle RTLS de la surface. La formulation du transfert radiatif décrivant le couplage atmosphère-surface pour le signal TOA mesuré par CRISM est basée sur la prise en compte du modèle de diffusion de surface RTLS et de la fonction de Green pour modéliser la diffusion atmosphérique telle que :

$$R(\mu_0, \mu, \varphi) = R^D(\mu_0, \mu, \varphi) + k^L F^L(\mu_0, \mu) + k^G F^G(\mu_0, \mu, \varphi) + k^V F^V(\mu_0, \mu, \varphi) + R^{nl}(\mu_0, \mu) \tag{3.2}$$

où R^D est la réflectance issue de la diffusion des aérosols n'ayant pas interagit avec la surface, $\left\{F^L, F^G, F^V\right\}$ sont des facteurs multiplicatifs de poids inconnus k et R^{nl} est un terme non-linéaire. Cette équation est une fonction quasi-linéaire des poids k des noyaux du modèle RTLS, caractérisant la surface, permettant une inversion efficace.

Création du look-up table (LUT). L'inversion de l'équation 3.2 pour l'estimation des poids k nécessite la connaissance des quantités R^D, $\left\{F^L, F^G, F^V\right\}$ et R^{nl}. Une base de donnée pré-calculée ou LUT est générée afin de stocker les valeurs et toutes les quantités radiométriques indépendantes de la surface R^D, $\left\{F^L, F^G, F^V\right\}$ et R^{nl}, en utilisant le programme de transfert radiatif Discrete Ordinates Radiative Transfert Program for A Multi-layered Plane-Parallel Medium (DISORT) (*Stamnes et al.*, 1988). Une atmosphère homogène constituée d'une seule couche d'aérosols minéraux est supposée pour le calcul des différentes quantités du LUT. Il suppose également que les incertitudes liées au propriétés des aérosols minéraux (AOT, tailles des particules, propriétés optiques) sont négligeables et fait l'hypothèse de l'absence de nuages d'eau. Les propriétés physiques des aérosols minéraux (e.g. fonction de phase et albedo de diffusion simple) sont issues des travaux de *Wolff et al.* (2009) où les aérosols sont considérés comme étant des sphères d'une distribution de taille log-normal avec un rayon effectif de 1.5 μm. Toutes les quantités radiométriques stockées dans le LUT sont générées pour différentes valeurs de AOT et de $\{\mu_0, \mu, \varphi\}$ pour balayer les différents scénarios vis-à-vis des conditions atmosphériques et géométriques. La table est générée une seule fois permettant d'être utilisée pour n'importe quelle observation CRISM.

Stratégie d'inversion pour l'estimation de la réflectance de surface. Les poids k sont estimés en utilisant le LUT décrit précédemment dans le cadre d'une stratégie d'inversion itérative basée sur le formalisme bayésien de *Tarantola* (2005) qui a l'avantage d'intégrer des sources d'incertitudes (incertitude sur la mesure CRISM, sur l'estimation de l'AOT) dans le processus d'inversion et de les propager dans la solution. Après l'estimation des poids k, ils sont utilisés pour calculer la réflectance bidirectionnelle de surface l'aide du modèle RTLS pour les conditions géométriques initiales (μ_0, μ, φ). En sortie de l'algorithme, MARS-ReCO fournit une courbe photométrique échantillonnée aux géométries CRISM avec les incertitudes associées (Figure 3.23).

Critère de qualité de l'estimation. Afin d'estimer la qualité de la solution fournie par MARS-ReCO, un indicateur noté σ_ρ, exprimé en écart-type est utilisé, décrit par l'équation suivante :

$$\sigma_\rho = \sqrt{\frac{1}{N_g}\sum_{j=1}^{N_g} tr(C_{\rho p})} \tag{3.3}$$

où $tr(C_{\rho p})$ est la matrice de covariance a postériori et N_g le nombre de géométries disponibles (*Ceamanos et al.*, 2013).

Conditions atmosphériques et géométriques pour l'estimation précise de la réflectance de surface. Une étude de sensibilité ayant pour but d'identifier les conditions atmosphériques et géométriques auxquelles MARS-ReCO est capable d'estimer de façon précise la réflectance bidirectionnelle de surface a été mené par *Ceamanos et al.* (2013). Cette étude a été menée en simulant des données synthétiques imitant les conditions géométriques typiques de CRISM et des paramètres photométriques de Hapke de surface typique de Mars. Différents types de surface, de conditions

géométriques et de valeurs d'AOT_m sont testés. Les tests ont montré que MARS-ReCO est capable d'estimer de façon précise la réflectance bidirectionnelle de surface suivant les conditions atmosphériques et géométriques suivantes : (i) $AOT \leq 2$, (ii) $\theta_0 < 60°$, $\Delta g = g_{max} - g_{min} > 40°$, hors du plan perpendiculaire au plan principal $\varphi \neq 90 \neq 270$.

3.3 Estimation des paramètres photométriques de surface

3.3.1 Modèle direct

Comme discuté dans le Chapitre 2, Sous-section 2.4, le modèle photométrique choisi est celui de *Hapke* (1993) dont le formalisme est présenté en Chapitre 2, Sous-section 2.1.2.5. Le modèle dépend des angles géométriques (incidence, émergence, phase) et de six paramètres photométriques : l'albedo de diffusion simple ω, les paramètres de la fonction de phase (b, paramètre d'asymétrie et c, fraction de rétrodiffusion), la rugosité macroscopique $\bar{\theta}$ et les paramètres de l'effet d'opposition (B_0, amplitude de l'effet d'opposition et h, largeur à mi-hauteur de l'effet d'opposition), présentés dans la Table 2.2 et la Figure 2.8.

3.3.2 Inversion du modèle direct

3.3.2.1 Objectifs

L'objectif est d'estimer les paramètres photométriques du modèle de *Hapke* (1993) à partir des mesures photométriques acquises à partir d'instruments spatiaux. Le modèle ainsi que les données induisent des difficultés dont il faut tenir compte lors du choix de la méthode de résolution :

- le modèle direct dépend de six paramètres non indépendants qu'il faut estimer simultanément,
- le modèle direct est un modèle non-linéaire ce qui signifie qu'il n'y a pas forcément une solution unique,
- la donnée (courbe photométrique de type EPF) présente un faible échantillonnage et une faible diversité géométrique, nécessitant d'estimer des incertitudes pour contrôler la fiabilité des estimations des paramètres,
- le volume de données spatiales est important et dans le cas des observations CRISM il existe près de 25 000 observations CRISM (les FRT, HRS, HRL et EPF avec en moyenne pour les observations FRT près de 2500 pixels pour l'image centrale) nécessitant une méthode de résolution rapide.

3.3.2.2 Méthodes de résolution

Pour cela, il existe différentes méthodes de résolution qui utilisent un critère de performance qui est la minimisation des résidus, c'est-à-dire à la minimisation de l'écart entre les données mesurées d_{mes} et la donnée modélisée d_{mod} qui sont présentées ci-dessous.

Approche directe. L'approche est basée sur l'exploration directe de l'ensemble de l'espace des paramètres du modèle (M) en élaborant un LUT contenant l'ensemble des combinaisons possibles de paramètres. Cependant, le temps de calcul croît exponentiellement en fonction du nombre de paramètres du modèle et de la résolution du LUT (pas) pour chacun des paramètres. Dans le cas du modèle de *Hapke* (1993) qui dépend de six paramètres, cette approche est limitante surtout dans l'objectif d'inverser un grand nombre de jeux de données comme cela est le cas dans notre étude.

Approche de minimisation. Une autre approche qui peut être utilisée dans notre étude, est celle du gradient descendant (algorithme d'optimisation) qui permet de se rapprocher de la solution en utilisant la dérivée de la fonction à minimiser (e.g. *Shepard and Helfenstein*, 2007; *Helfenstein and Shepard*, 2011). L'objectif est d'ajuster les valeurs des paramètres de proche en proche jusqu'à ce que l'écart entre d_{mod} et d_{mes} soit la plus faible. Cette approche est assez rapide. Cependant, elle dépend fortement de la phase d'initialisation qui doit être proche de la solution car, compte tenu de la non-linéarité du modèle de *Hapke* (1993), plusieurs solutions peuvent exister et les incertitudes sont généralement difficiles à estimer. Cette méthode ne permet pas de savoir si le minimum estimé est unique ou non ou s'il s'agit d'un minimum local. Pour contourner ces difficultés, des étapes intermédiaires sont effectuées afin de se rapprocher au plus de la solution (*Helfenstein and Shepard*, 2011).

Les paramètres du modèle de Hapke étant dépendants, les mesures de la bonne reproductivité de la donnée modélisée à la donnée mesurée ne peuvent être utilisées pour estimer les erreurs de chacun des paramètres obtenus. Pour cela, diverses méthodes sont utilisées pour estimer ces erreurs (*Gunderson et al.*, 2006; *Johnson et al.*, 2006b,a; *Shepard and Helfenstein*, 2007)

Algorithme génétique. Pour remédier aux problèmes des solutions multiples, une méthode alternative au calcul direct des paramètres (souvent impossible dû au temps de calcul trop long), s'appuyant sur un algorithme génétique (un concept original basé sur le fonctionnement du vivant - théorie de Darwin, inventé par John Holland en 1975) a été mis en oeuvre sur le modèle de Hapke dans les travaux de A. Cord (*Cord et al.*, 2003; *Cord*, 2003). L'idée principale est la suivante : soit un réservoir génétique d'une population donnée contenant potentiellement la meilleure solution à un problème adaptatif, cette solution s'exprimera comme étant l'association de combinaisons génétiques au cours de la reproduction. Une étude expérimentale faite en laboratoire à l'aide d'un spectro-imageur installé à l'Observatoire de Midi-Pyrénées, Toulouse, France, sur des échantillons analogues au régolithe planétaire a été développée. Les résultats de la détermination des paramètres de Hapke dérivés de la méthode d'inversion par le biais de l'algorithme génétique ont montré une cohérence avec la littérature et ont permis de valider la méthodologie entreprise (*Cord et al.*, 2003; *Cord*, 2003). Cette méthode a été développée et expérimentée dans plusieurs autres études par la suite (*Cord et al.*, 2003; *Pinet et al.*, 2005; *Jehl et al.*, 2008; *Souchon et al.*, 2011; *Souchon*, 2012; *Souchon et al.*, 2013).

Le principe de fonctionnement de l'algorithme est le suivant :

1. 20 000 valeurs pour chaque paramètres b, c, B_0, h, ω (variant de 0 à 1) et $\bar{\theta}$ (variant de 0 à 45°) sont générées aléatoirement. L'ensemble des valeurs possibles de chacun des paramètres est testé au départ. Pour chaque jeu formé de cinq paramètres b, c, B_0, h et $\bar{\theta}$, une valeur optimisée de ω (présentant le plus petit résidu entre la réflectance observée et modélisée) est calculée, donnant une population initiale de 20 000 solutions où chaque solution est composée des six valeurs des paramètres b, c, B_0, h, $\bar{\theta}$ et ω.
2. Parmi les 20 000 solutions, les 2 000 présentant les plus petits résidus sont sélectionnées pour former la population de la première génération.
3. Les solutions de la première génération sont ceux qui présenteront une probabilité de sélection inversement proportionnelle à leurs résidus.
4. Les couples de solutions sélectionnés échangent de façon aléatoire une partie de leurs cinq paramètres b, c, B_0, h, $\bar{\theta}$ pour donner naissance à deux solutions filles (le paramètre ω est aussi optimisé à partir des cinq premiers paramètres). Ce processus est ce que l'on nomme le croisements ("crossover"), bases des algorithmes génétiques contribuant aux brassages des solutions. À la fin de cette étape, une seconde génération de 2 000 solutions est créée.
5. Il existe également un autre opérateur qui est la mutation, permettant l'émergence de nouvelles solutions (changement aléatoire d'un des paramètres intervenant sur 1% des solutions de la seconde génération).
6. Les étapes 3 à 5 sont réitérées un certain nombre de fois jusqu'à convergence de l'algorithme ou jusqu'à atteindre un nombre maximal autorisé d'itérations, donné au départ où dans ce cas le processus s'arrête.

Il est important de noter que pour ne pas perdre la meilleure solution d'une génération à une autre, celle-ci est gardée intacte (ni croisement, ni mutation) dans la génération suivante (principe d'élitisme).

Les paramètres retenus, issus de l'algorithme, ne correspondent pas à la meilleure solution de la dernière génération mais à la valeur moyenne des paramètres sur les 100 meilleures solutions de la dernière génération. Ce choix a été fait après de nombreux tests montrant la représentativité et la robustesse de cette approche.

Afin de contrôler la bonne détermination des paramètres, les résidus quadratiques (RMS) absolu et relatif sont déterminés de l'algorithme génétique pour observer l'écart entre la donnée mesurée (d_{mes}) et la donnée modélisée (d_{mod}) :

$$RMS_{abs} = \sqrt{\frac{\sum_{i=0}^{N}(d_{mes} - d_{mod})^2}{N}} \tag{3.4}$$

$$RMS_{rel} = \sqrt{\frac{\sum_{i=0}^{N}(\frac{d_{mes} - d_{mod}}{d_{mes}})^2}{N}} \tag{3.5}$$

De plus, à partir des paramètres déterminés avec la procédure d'inversion, une modélisation directe de la fonction de phase dérivée du modèle de Hapke est systématiquement faite afin de

contrôler la bonne reproduction de la fonction de phase observée par celle du modèle. Ceci permet de détecter d'éventuelles contradictions sur certaines configurations angulaires.

Une inversion est dite satisfaisante lorsque les trois critères suivants sont réunis : (i) un faible résidu quadratique (RMS absolu et relatif), (ii) une stabilité de la solution et (iii) une bonne reproduction de la courbe de phase des données mesurées par le modèle.

Cette approche montre un certain nombre d'avantages. Le premier est que l'ensemble des valeurs possibles de chacun des paramètres est traité simultanément sans hypothèse prise au préalable. Ceci limite tout risque d'obtenir un minimum local et améliore la stabilité et la répétitivité de la détermination des paramètres. Le deuxième est que toutes les configurations possibles ont le même poids cela signifie que toutes les données disponibles sont utilisées pour résoudre le problème. Et finalement, cette méthode requière un temps de calcul nettement inférieur à l'approche Monte Carlo.

Cependant, l'approche présente des limitations. La limitation majeure est que cet outil numérique manque de fondement mathématique et ne présente aucune preuve de convergence. De plus, la méthode ne permet pas la propagation de l'incertitude de la donnée lors des estimations des paramètres. Au cours des itérations dans la recherche du jeu de paramètres optimum, la convergence de l'algorithme est estimée en calculant un RMS relatif qui évalue la divergence entre la donnée observée et celle modélisée sur la base d'un critère d'arrêt. La solution finale correspond à la valeur moyenne des 100 meilleures solutions de la dernière itération avec l'écart-type associé. L'écart-type permet dans ce cas de contrôler la stabilité de la solution et donc de contrôler la bonne convergence du processus vers cette solution. Néanmoins, il ne permet pas de rendre compte de la limitation de l'échantillonnage et la diversité géométrique des données photométriques spatiales.

3.3.2.3 Choix de la méthode de résolution : inversion bayésienne

Tarantola and Valette (1982) proposent de résoudre les problèmes inverses dans le cas des modèles directs non-linéaires en se basant sur le concept d'état d'information caractérisé par une densité de probabilité (DDP). La DDP est définie dans l'espace des paramètres du modèle (M) et dans l'espace des observations (D). Le formalisme de la DDP est utilisé pour définir l'état d'information initial (e.g. connaissance a priori du domaine physique d'existence des paramètres du modèle, incertitudes sur les observations). Pour déduire la solution, le théorème de Bayes est appliqué. Les principaux points du concept de l'inversion bayésienne et les différentes hypothèses sont les suivants :

— *Données, paramètres du modèle et modèle physique.* Le modèle direct F permet de calculer la donnée d à partir des paramètres du modèle m.

$$d = F(m) \tag{3.6}$$

— *Informations a priori sur les paramètres du modèle.* L'information a priori sur les paramètres du modèle dans l'espace des paramètres du modèle (M) est décrite par une DDP notée $p(m)$ constituant une entrée de l'inversion bayésienne. Celle-ci est indépendante de la donnée et correspond dans notre cas d'étude au domaine physique de chacun des paramètres. Pour les six paramètres photométriques, je considère une DDP uniforme non nulle sur l'intervalle

d'existence physique du paramètre (entre 0 et 1 pour les paramètres ω, b, c, B_0 et h et entre 0 et 45° pour le paramètre $\bar{\theta}$) (Figure 3.6b). En dehors de l'intervalle, la DDP est nulle évitant toute solution non-physique d'exister. Il s'agit de l'état d'information nulle.

— *Informations a priori sur les données.* L'information a priori sur les données dans l'espace des données (D) est décrite par une DDP notée $p(d)$ et est supposée gaussienne (Figure 3.6a), de moyenne d_{mes} et d'écart-type σ. Chaque valeur de réflectance à une géométrie donnée i, est noté $d_{mes,i}$, et est accompagnée d'une erreur, caractérisée par un écart-type noté σ_i considéré comme étant indépendante des autres géométries. L'incertitude de chaque mesure de réflectance à chaque géométrie est décrite par une matrice de covariance σ dont la diagonale contient les variances de chaque réflectance à chaque géométrie : σ_1^2, ..., σ_N^2 où N est le nombre de géométries disponibles.

Ainsi la moyenne et l'écart-type de la donnée d sont utilisés pour construire la DDP notée $p(d)$ qui constituent des entrées de l'inversion bayésienne.

— *DDP a posteriori de chaque paramètre du modèle.* Résoudre un problème d'inversion correspond à combiner les informations a priori sur les données et sur les paramètres du modèle. La densité de probabilité a posteriori $P(m)$ dans l'espace du paramètre du modèle est :

$$P(m) = k \cdot p(m) \cdot L(m) \tag{3.7}$$

où k est une constante de normalisation et $L(m)$ est la fonction de vraisemblance, quantifiant l'ajustement de la donnée observée d_{mes} et de la donnée modélisée d_{mod} (réflectance bidirectionnelle calculée à partir d'un jeu de paramètres photométrique donné pour le même jeu de géométrie). L'incertitude sur la donnée d est supposée gaussienne de matrice de covariance C dont la diagonale contient les variances de chaque réflectance de surface et dans ce cas la fonction de vraisemblance $L(m)$ est la suivante :

$$L(m) = \exp\left[-0.5\,{}^t(d_{mod} - d_{mes})\,C^{-1}\,(d_{mod} - d_{mes})\right] \tag{3.8}$$

— *Échantillonnage de la DDP de la solution.* Il n'est pas possible de décrire de façon analytique la DDP a posteriori de chaque paramètre du modèle car le modèle de Hapke est non-linéaire. Par conséquent, la DDP a posteriori est échantillonnée en générant de façon aléatoire une large collection de paramètres du modèle en suivant les DDP a priori des données et des paramètres du modèle et en suivant la règle d'échantillonnage qui est la fonction de vraisemblance. Cette approche est l'approche Monte Carlo en utilisant une chaîne de Markov (*Mosegaard and Tarantola*, 1995) (Figure 3.7). Après un nombre suffisant d'itérations, l'état de la chaîne de solution correspond à la distribution désirée. Selon nos tests, la chaine de Markov approche un état stationnaire après un nombre d'itération de 500. Les 500 itérations suivantes sont utilisées pour décrire la DDP a posteriori, solution de l'inversion, permettant ainsi d'estimer la moyenne et l'écart-type de chaque paramètre du modèle.

L'apport principal de cette méthode comparé aux autres approches présentées précédemment est

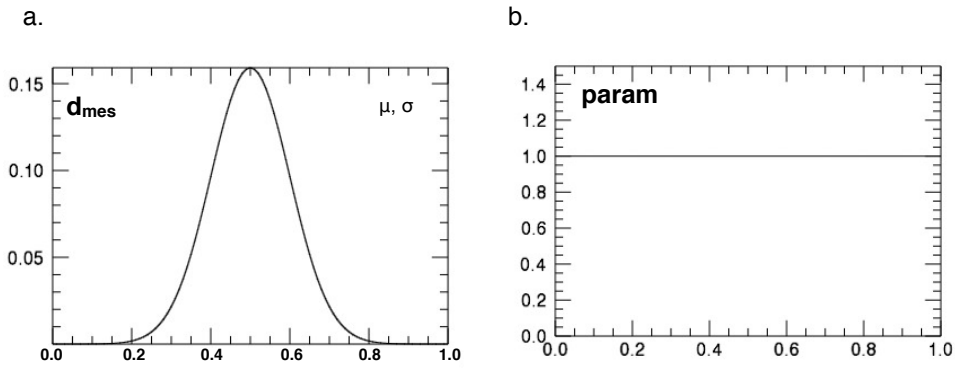


FIGURE 3.6 – Fonction de densité probabilité (DDP) a priori : (a) gaussienne pour la donnée (réflectance de surface à une géométrie donnée) caractérisée par une moyenne et un écart-type correspondant à l'erreur sur la mesure, (b) uniforme pour chacun des paramètres entre 0 et 1 pour les paramètres ω, b, c, B_0 et h et entre 0 et 45° pour le paramètre $\bar{\theta}$.

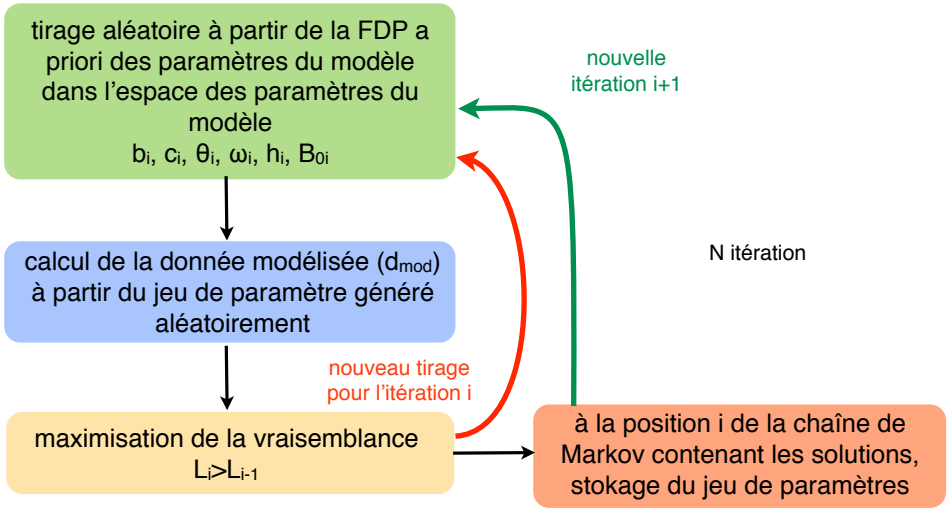


FIGURE 3.7 – Schéma du principe de Monte Carlo Markov Chain (MCMC) appliqué dans l'inversion bayésienne pour la création de la fonction de densité de probabilité de la solution des paramètres photométriques.

l'estimation d'une DDP a posteriori qui permet d'estimer proprement les incertitudes pour chacun des paramètres. L'estimation des incertitudes permet de contrôler la fiabilité des estimations des paramètres, compte tenu du faible échantillonnage et de la diversité restreinte des données photométriques. Du fait de la non-linéarité du modèle de *Hapke* (1993), l'inversion bayésienne utilisant l'approche Monte Carlo pour échantillonner la solution implique un temps de calcul relativement long qui est fonction de l'incertitude sur la donnée mesurée, le nombre et l'échantillonnage de la courbe photométrique.

3.3.3 Critères d'évaluation de la précision de l'estimation et estimateurs de la solutions

Les différents critères d'évaluation et de caractérisation de la solution sont les suivants :

— *"Root mean square residual", RMS.* Afin d'estimer la différence entre la courbe photométrique modélisée (déterminée à partir des chaînes de solution de chacun des paramètres photométriques à la suite de l'inversion bayésienne) et la courbe photométrique observée, le RMS est donné à chaque inversion suivant l'expression suivant :

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=0}^{N}(d_{mes_i} - d_{mod_i})^2}{N}} \tag{3.9}$$

où N est le nombre de configurations angulaires disponibles, d_{mes_i} est la réflectance observée (CRISM) à géométrie i, d_{mod_i} est la réflectance moyenne modélisée à géométrie i estimée à partir des solutions des 500 dernières itérations de l'inversion bayésienne.

— *Critère de non-uniformité de la densité de probabilité, k.* Une solution existe si la DDP a posteriori diffère de la DDP a priori supposée uniforme. Si le critère de non-uniformité noté k est supérieur à 0.5 cela signifie que la DDP est non-uniforme et donc une solution existe pour le paramètre étudié, sinon je considère qu'aucune solution existe.

Les moments centraux μ_n (i.e., la variance notée μ_2, moment d'ordre 2) sont communément utilisés pour les études statistiques alors que les cumulants k_n ont l'avantage d'être des estimateurs statistiques non biaisés pour tous les ordres (*Fisher*, 1930). De plus, les cumulants des trois premiers ordres sont équivalents aux moments centraux. Pour une variable aléatoire suivant une DDP notée $f(x)$ entre 0 et 1, la fonction génératrice du cumulant est notée :

$$\Phi(t) = lnTF\{f(x)\} = ln\int_0^1 e^{itx} f(x)dx \tag{3.10}$$

Le cumulant d'ordre n est défini par :

$$k_n = \frac{\partial^n \Phi(t)}{\partial i t^n} + o(t) \tag{3.11}$$

Les quatre premiers cumulants d'une DDP uniforme sur l'intervalle [0,1] s'écrivent de la façon suivantes :

$$k_1 = \frac{1}{2} = \mu_1 \tag{3.12}$$

$$k_2 = \frac{1}{12} = \mu_2 \tag{3.13}$$

$$k_0 = 0 = \mu_3 \tag{3.14}$$

$$k_4 = -\frac{1}{120} = \mu_4 - 3(\mu_2)^2 \tag{3.15}$$

Par conséquent, nous proposons un estimateur de non-uniformité calculé à l'issu de l'inversion bayésienne, exprimé :

$$k = max \mid \frac{k_1 - 12}{12}, \frac{k_2 - 112}{112}, \frac{k_3}{160}, \frac{k_4 + 1120}{1120} \mid \tag{3.16}$$

— *Moyenne, maximum et écart-type.* Dans le cas où la DDP a posteriori est non-uniforme, la moyenne, le maximum et l'écart-type de la DDP a posteriori sont déterminés, caractérisant la distribution.

3.4 Influence de l'échantillonnage de la réflectance bidirectionnelle sur la détermination des paramètres

3.4.1 Motivations

Le faible échantillonnage de la réflectance peut introduire des biais voire des incertitudes très grandes dans la détermination des paramètres photométriques. Deux effets majeurs sont observables sur les données CRISM :

— *Écart au plan principal (mode azimutal).* Le plan principal correspondant au plan où les caractéristiques de diffusion (direction principale et largeur du lobe de diffusion) sont les plus visibles. Comme présenté dans la Section 3.1, les mesures spectro-photométriques CRISM forment une séquence de onze mesures prises avec un angle d'incidence quasi-constant qui peut varier d'une observation à une autre (généralement entre 30° et 70°), selon deux azimuts opposés dans une direction "inbound" (avec 5 mesures entre 0 et 70° d'émergence fixe et une direction "outbound" avec 5 mesures entre 0 et 70° d'émergence) par rapport à la direction du Soleil. Le plan d'observation parallèle au plan principal correspond au cas le plus favorable (i.e., l'illumination et les observations sont situées dans le même plan). Le plan d'observation perpendiculaire au plan principal correspond au cas le plus défavorable (i.e., l'illumination et les observations sont orthogonales).

— *Gamme d'angles de phase.* Les configurations géométriques d'acquisition disponibles (en angles d'incidence, d'émergence et azimut) influencent fortement l'échantillonnage de la courbe

photométrique de surface et donc la connaissance des paramètres photométriques. En effet, les paramètres de la fonction de phase et de la rugosité macroscopique dépendent de la forme de la courbe photométrique principalement caractérisée aux petits ($g < 30°$) et grands angles de phase ($g > 100°$).

Cette sous-section est consacrée à l'étude de l'influence de l'échantillonnage et la disponibilité de la gamme d'angles de phase de la courbe photométrique sur la qualité des estimations du jeu de paramètres photométriques. J'ai mené une étude de sensibilité de l'inversion avec les objectifs suivants :

- comprendre la sensibilité des paramètres photométriques aux conditions géométriques d'acquisition,
- établir des critères sur les conditions géométriques d'acquisition qui seront utilisés lors de la sélection des observations CRISM pour les études photométriques futures en déterminant les géométries favorables et non favorables pour une étude photométrique,
- fournir des contraintes géométriques pour tout autres études spectro-photométriques à partir de données planétaires (e.g., VIMS/Cassini, VIRTIS/Rosetta, OMEGA/MEx, HRSC/MEx, LROC/LRO).

Pour cette étude de sensibilité, différents jeux de paramètres photométriques, les plus divers possibles (ω, b, c, $\bar{\theta}$ connus) sont considérés afin de tester tous les types d'état de surface (Figure 3.8, étape 1). La courbe photométrique est simulée et générée dans les conditions géométriques données à partir du jeu de paramètres défini à l'aide du modèle photométrique de Hapke (Figure 3.8, étape 2). À partir de la courbe photométrique obtenue et avec un écart-type sur la donnée de réflectance de 10% de la réflectance, les densités de probabilité a posteriori de chacun des paramètres sont estimées à l'aide de l'inversion bayésienne (Figure 3.8, étape 3). Le jeu de paramètres estimés est comparé au jeu de paramètres initial (Figure 3.8, étape 4).

L'erreur sur la donnée de réflectance de 10% de la réflectance est une sur-estimation de celle de la réflectance CRISM qui peut être nettement inférieure à cette valeur indicative. Cette valeur de l'erreur a été choisie afin de réduire le temps de calcul. Une valeur plus faible de cette erreur induira une meilleure estimation des paramètres photométriques mais un temps de calcul sensiblement plus long.

3.4.2 Données simulées

Différents comportements photométriques sont testés afin de balayer l'ensemble des comportements photométriques susceptibles d'être observé. J'ai testé :

- deux cas d'albedo de diffusion simple : surface brillante ($\omega = 0.90$) versus surface sombre ($\omega = 0.30$),
- deux cas de rugosité macroscopique : surface lisse ($\bar{\theta} = 0°$) versus surface rugueuse ($\bar{\theta} = 15°$),
- six cas de diffusions suivant le "L" de *McGuire and Hapke* (1995) : du cas où la diffusion est large et fortement vers l'arrière ($b = 0.3\,;\, c = 1$) au cas où la diffusion est étroite et fortement vers l'avant ($b = 1\,;\, c = 0.1$) avec 4 cas intermédiaires entre ces 2 extrêmes (Figure 3.9).

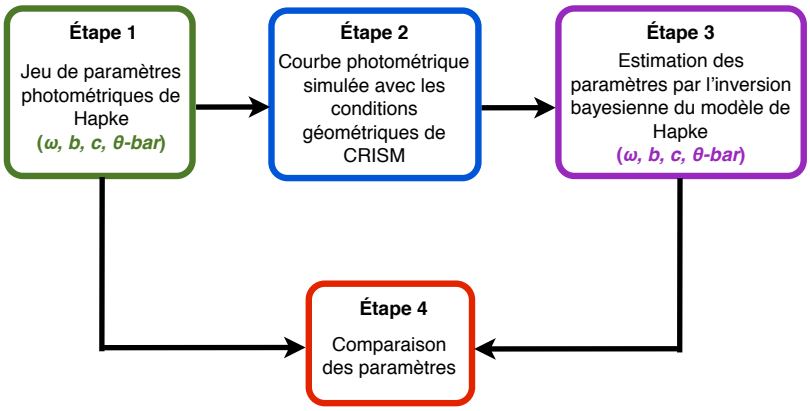


FIGURE 3.8 – Schéma présentant la stratégie de l'étude de sensibilité.

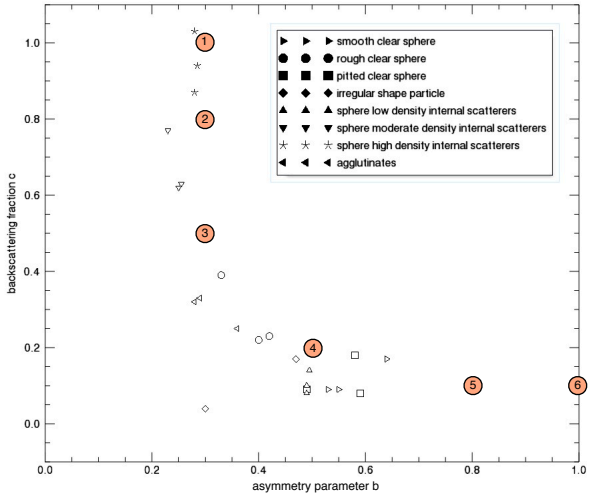


FIGURE 3.9 – Graphe de la fraction de rétrodiffusion c en fonction du paramètre d'asymétrie b présentant les comportements de diffusion estimés sur des particules centimétriques artificielles isolées en laboratoire (*McGuire and Hapke*, 1995).

	Configurations angulaires
θ_0 (deg.)	30 ; 40 ; 50 ; 60 ; 70 ; 80
θ (deg.) [cas théor.]	[80, 70, 60, 50, 40, 30, 20, 10, 0, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80]
θ (deg.) [cas CRISM]	[70, 64, 58, 52, 47, 0, 47, 52, 58, 64, 70]
$\{\varphi_{in}$; φ_{out} $\}$ (deg.)	{0 ; 180} ; {30 ;150} ; {60 ;120} ; {90 ; 90}

TABLE 3.2 – Configurations angulaires considérées dans la génération du jeu de données multi-angulaires pour l'étude.

Différentes combinaisons des géométries possibles seront utilisées pour la génération de la courbe photométrique (Table 3.2) :

— *Angle d'incidence.* Jusqu'à 6 angles seront explorés pour échantillonner l'ensemble des configurations d'illumination pouvant être rencontrées de l'équateur ($30° \leq \theta_0 \leq 60°$) au pôles ($\theta_0 > 70°$). Les illuminations testées vont de $\theta_0 = 30°$ à $\theta_0 = 80°$ avec un pas de 10°.

— *Mode azimutal.* Quatre modes azimutaux seront explorés : $\varphi = \{0; 180\}$, $\varphi = \{30; 210\}$, $\varphi = \{60; 240\}$, $\varphi = \{90; 270\}$. La condition azimutale la plus défavorable en terme d'échantillonnage de la courbe photométrique est le cas où les positions du Soleil et de l'observateur sont orthogonales ($\varphi = \{90; 270\}$) et le cas le plus favorable est le cas où les observations sont situées dans le plan principal (plan contenant l'illumination et les observations) ($\varphi = 0; 180$). En reliant les conditions azimutales au domaine d'angle de phase (l'angle de phase dépend également de l'angle d'incidence), on peut facilement constater que le cas $\varphi = \{0; 180\}$ correspond à la condition azimutale où la gamme d'angles de phase sera la plus large alors que le cas $\varphi = \{90; 270\}$ correspond à la condition azimutale où la gamme d'angles de phase sera la plus restreinte.

— *Angle d'émergence.* Deux cas d'échantillonnage en émergence seront testés : (i) un cas dit "théorique" avec une gamme d'angles d'émergence allant de 0 à 80° avec un pas de 10° (soit 17 configurations géométriques) correspondant à un échantillonnage en émergence idéal et (ii) un cas dit "CRISM" correspondant aux conditions géométriques type CRISM caractérisé par une séquence de onze images avec différents angles d'émergence (θ entre 0 et 70°) avec des angles quasi-fixes.

3.4.3 Résultats

L'impact de la gamme d'angles de phase et de l'échantillonnage de la réflectance sur la détermination du jeu de paramètres est analysé par l'intermédiaire de l'inversion bayésienne en utilisant les critères suivants : critère de non-uniformité de la DDP (k) permettant d'identifier si le jeu de données permet ou non de fournir une solution, l'écart-type (σ) permettant d'estimer si la solution est plus ou moins bien contrainte.

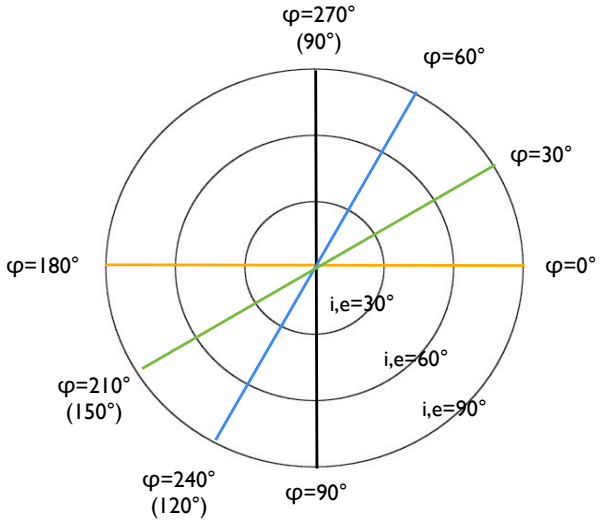


FIGURE 3.10 – Configurations géométriques en projection hémisphérique. Les cercles correspondent aux angles d'incidence (i) ou d'émergence (e) et la position sur le cercle correspond aux angles azimutaux (φ).

θ_0	$\{\varphi_{in};\varphi_{out}\}$	$[g_{min}-g_{max}]$ théor.	$[g_{min}-g_{max}]$ CRISM	θ_0	$\{\varphi_{in};\varphi_{out}\}$	$[g_{min}-g_{max}]$ théor.	$[g_{min}-g_{max}]$ CRISM
30	{0 ; 180}	[0-110]	[5-100]	40	{0 ; 180}	[0-120]	[7-110]
	{30 ; 210}	[15-106]	[15-96]		{30 ; 210}	[19-114]	[22-105]
	{60 ; 240}	[26-95]	[27-86]		{60 ; 240}	[34-100]	[34-92]
	{90 ; 270}	[30-81]	[38-73]		{90 ; 270}	[40-82]	[46-75]
50	{0 ; 180}	[0-130]	[2-120]	60	{0 ; 180}	[0-140]	[2-130]
	{30 ; 210}	[23-123]	[22-114]		{30 ; 210}	[25-131]	[26-122]
	{60 ; 240}	[42-105]	[42-98]		{60 ; 240}	[49-110]	[49-104]
	{90 ; 270}	[50-83]	[54-77]		{90 ; 270}	[60-85]	[63-80]
70	{0 ; 180}	[0-150]	[0-140]	80	{0 ; 180}	[0-160]	[10-150]
	{30 ; 210}	[28-138]	[28-130]		{30 ; 210}	[30-144]	[31-138]
	{60 ; 240}	[55-114]	[54-109]		{60 ; 240}	[59-117]	[58-114]
	{90 ; 270}	[70-86]	[72-83]		{90 ; 270}	[80-88]	[81-87]

TABLE 3.3 – Géométries et gammes de phase associées dans le cas d'un échantillonnage en émergence dit "théorique" et "CRISM" en fonction de la valeur de l'angle d'incidence et du mode azimutal.

3.4.3.1 Quelques cas extrêmes

Impact de l'angle d'incidence. Pour étudier l'impact de l'angle d'incidence sur la détermination de paramètres photométriques, je compare les résultats obtenus dans les deux cas extrêmes d'illumination, à $\theta_0 = 30°$ et à $\theta_0 = 80°$, dans le plan principale ($\varphi = \{0; 180\}$), où la direction principale de diffusion est la mieux observée. J'ai choisi deux cas extrêmes de diffusion dans le L de *McGuire and Hapke* (1995) : cas 2 ($b = 0.3$, $c = 0.8$, diffusion large vers l'arrière) et 5 ($b = 0.8$, $c = 0.1$, diffusion étroite vers l'avant) (Figure 3.9) et j'ai testé pour les deux cas de valeurs d'albedo de diffusion simple ($\omega = 0.3$ et $\omega = 0.9$) et pour les deux cas de valeurs de rugosité macroscopique ($\bar{\theta} = 0°$, $\bar{\theta} = 15°$). L'ensemble des résultats est présenté dans les Figures 3.11 et 3.12.

Le cas $\theta_0 = 30°$ correspond au cas où la gamme d'angles de phase est la plus restreinte ($g = [0 - 110°]$) alors que le cas $\theta_0 = 80°$ correspond au cas où la gamme d'angles de phase est la plus large ($g = [0 - 160°]$). En premier ordre, les paramètres dans l'ensemble des états de surface étudiés sont mieux contraints (valeurs de l'écart-type les plus faibles) dans le cas où l'incidence est égale à 80° comparés aux valeurs des paramètres estimées à une incidence 30°. La disponibilité de grands angles de phase (>140°) permet de mieux contraindre les paramètres photométriques (plus proche de la solution initiale). En second ordre, le paramètre ω est le paramètre le mieux contraint dans nos jeux d'inversion ($\sigma \leq 0.1$) et est proche de la solution initiale et est faiblement dépendant à l'angle d'incidence. En effet, l'albedo de diffusion simple décrit le niveau de la courbe photométrique et non la forme. À $\theta_0 = 30°$, la gamme d'angles de phase est de $\triangle g = 110°$ ce qui est suffisant pour évaluer le niveau de réflectance. Pour les paramètres b et c, on constate que les paramètres sont dépendants à θ_0 dans les cas où la diffusion est large ($b < 0.5$) notamment pour le paramètre c. Dans le cas où la diffusion est étroite ($b > 0.5$), les paramètres sont mieux contraints ($\sigma < 0.02$) et est proche de la solution initiale. Cette différence dans la détermination des paramètres de la fonction de phase est due au fait que dans le cas d'un lobe de diffusion large, la diffusion s'étale autour du plan principal alors que dans le cas d'un lobe de diffusion étroit, la diffusion est concentrée autour du plan principal. Par conséquent, la courbe photométrique aux conditions géométriques dans le plan principal $\varphi = \{0; 180\}$ fournit suffisamment d'information pour contraindre les paramètres b et c dans le cas d'un lobe de diffusion étroit ce qui n'est pas le cas pour la situation d'un lobe de diffusion large.

Impact du mode azimutal Pour étudier l'impact du mode azimutal sur la détermination de paramètres photométriques, je compare les résultats obtenus dans les deux cas extrêmes d'angles azimutaux, à $\varphi = \{0; 180\}$ et à $\varphi = \{90; 270\}$, pour une illumination fixée à $\theta_0 = 80°$ correspondant à la condition d'illumination la plus favorable permettant la plus large gamme d'angles de phase. J'ai choisi deux cas extrêmes de diffusion dans le L de *McGuire and Hapke* (1995) : cas 2 ($b = 0.3$, $c = 0.8$, diffusion large vers l'arrière) et 5 ($b = 0.8$, $c = 0.1$, diffusion étroite vers l'avant) (Figure 3.9) et j'ai testé pour les deux cas de valeurs d'albedo de diffusion simple ($\omega = 0.3$ et $\omega = 0.9$) et pour les deux cas de valeurs de rugosité macroscopique ($\bar{\theta} = 0°$, $\bar{\theta} = 15°$). L'ensemble des résultats est présenté dans les Figures 3.13 et 3.14.

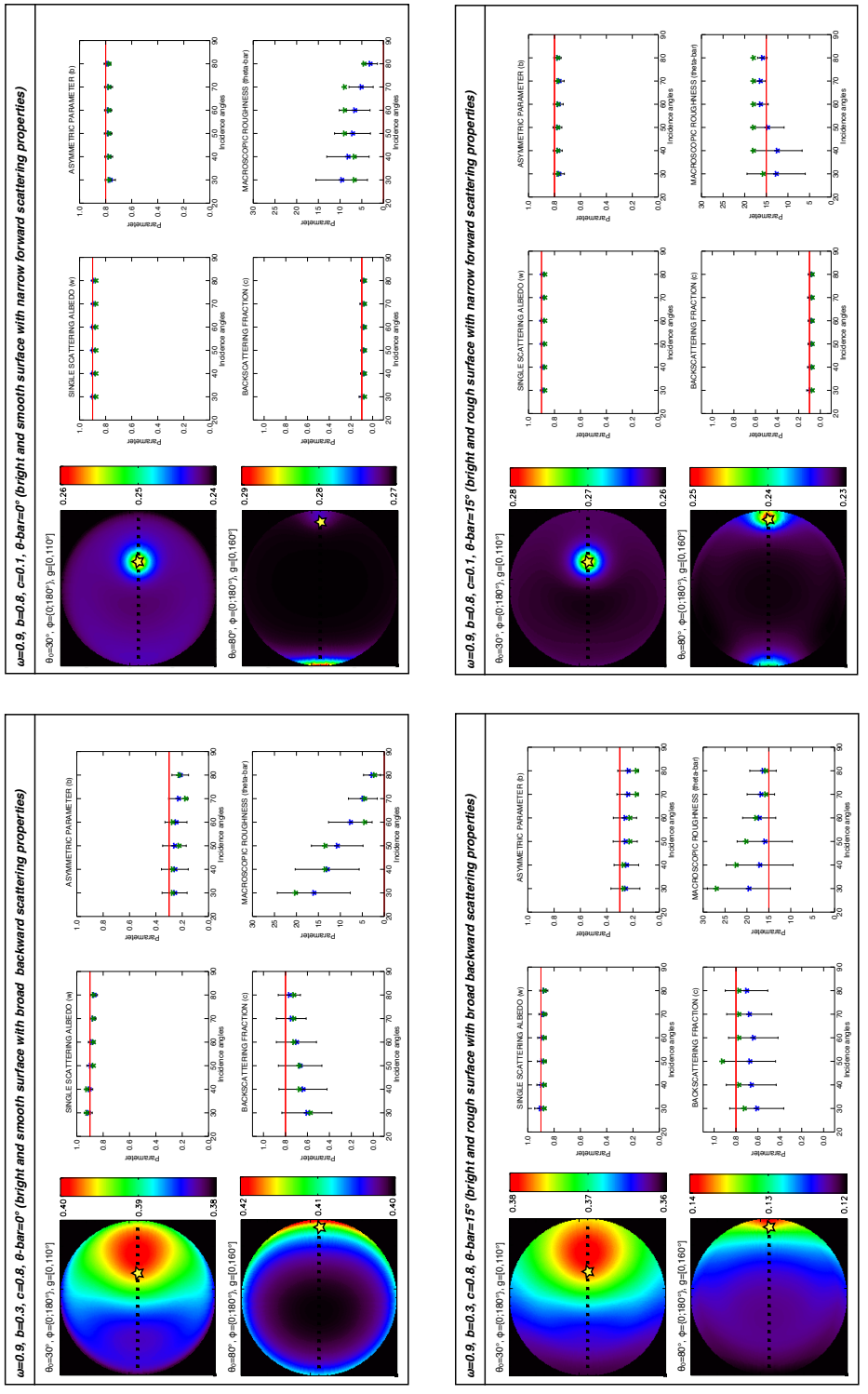


FIGURE 3.11 – Étude de l'impact de l'angle d'incidence sur la détermination des paramètres photométriques. Projections hémisphériques de la réflectance (unité REFF) et résultats photométriques (moyenne en bleu associée à l'écart type et maximum de la distribution de la densité de probabilité en vert) avec un albedo de diffusion simple égal à 0.90 pour deux cas extrêmes de comportement de diffusion (résultats côté gauche : $b = 0.3$, $c = 0.8$, diffusion large vers l'arrière et résultats côté droite : $b = 0.8$, $c = 0.1$, diffusion étroite vers l'avant) et pour deux cas de rugosité macroscopique (résultats de la ligne du haut : $\bar{\theta} = 0°$ et résultats de la ligne du bas : $\bar{\theta} = 15°$). Les conventions géométriques des projections hémisphériques sont présentées dans la Figure 3.10.

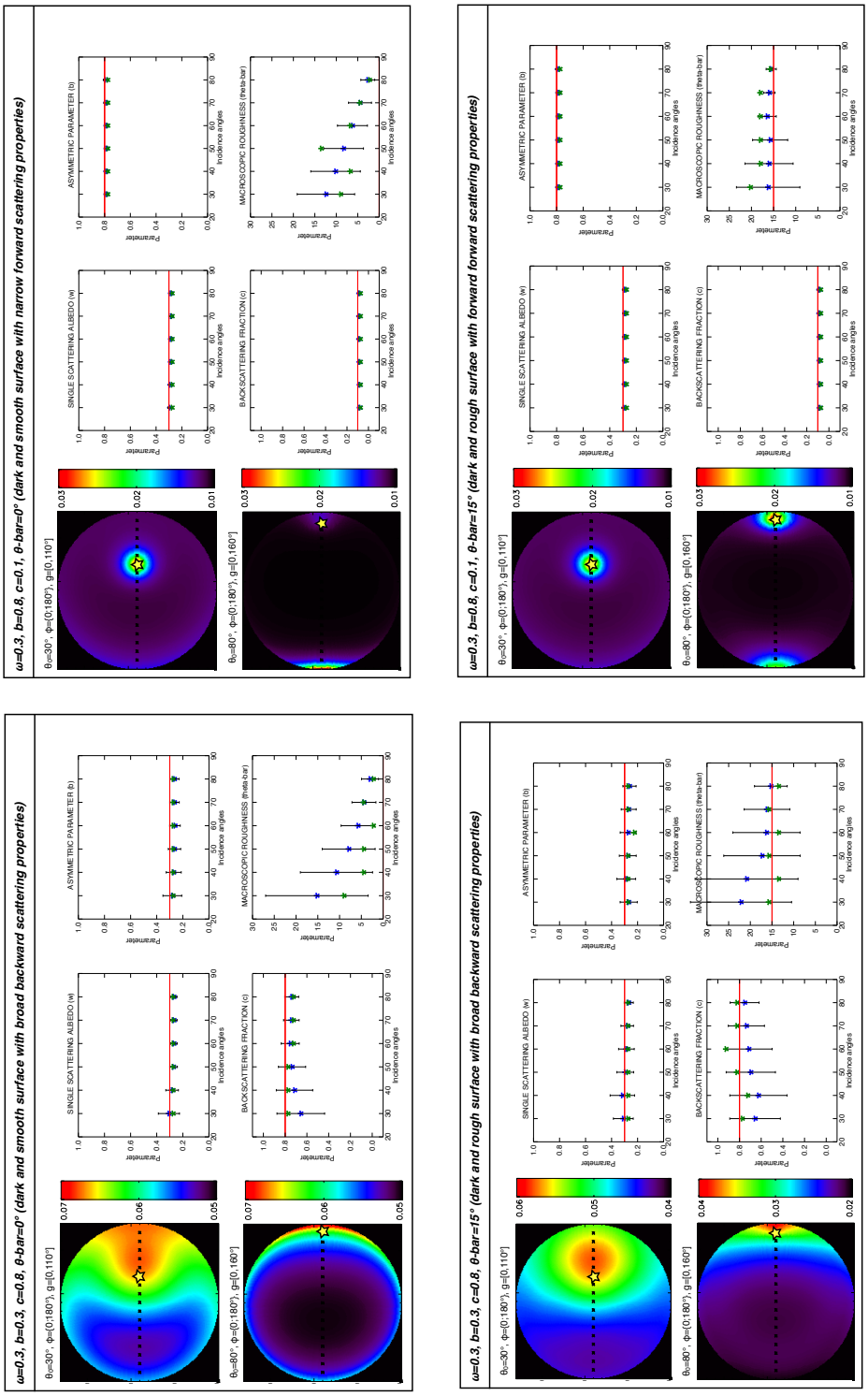


FIGURE 3.12 – Idem que la Figure 3.11 sauf que l'albedo de diffusion simple est égal à 0.30 ici.

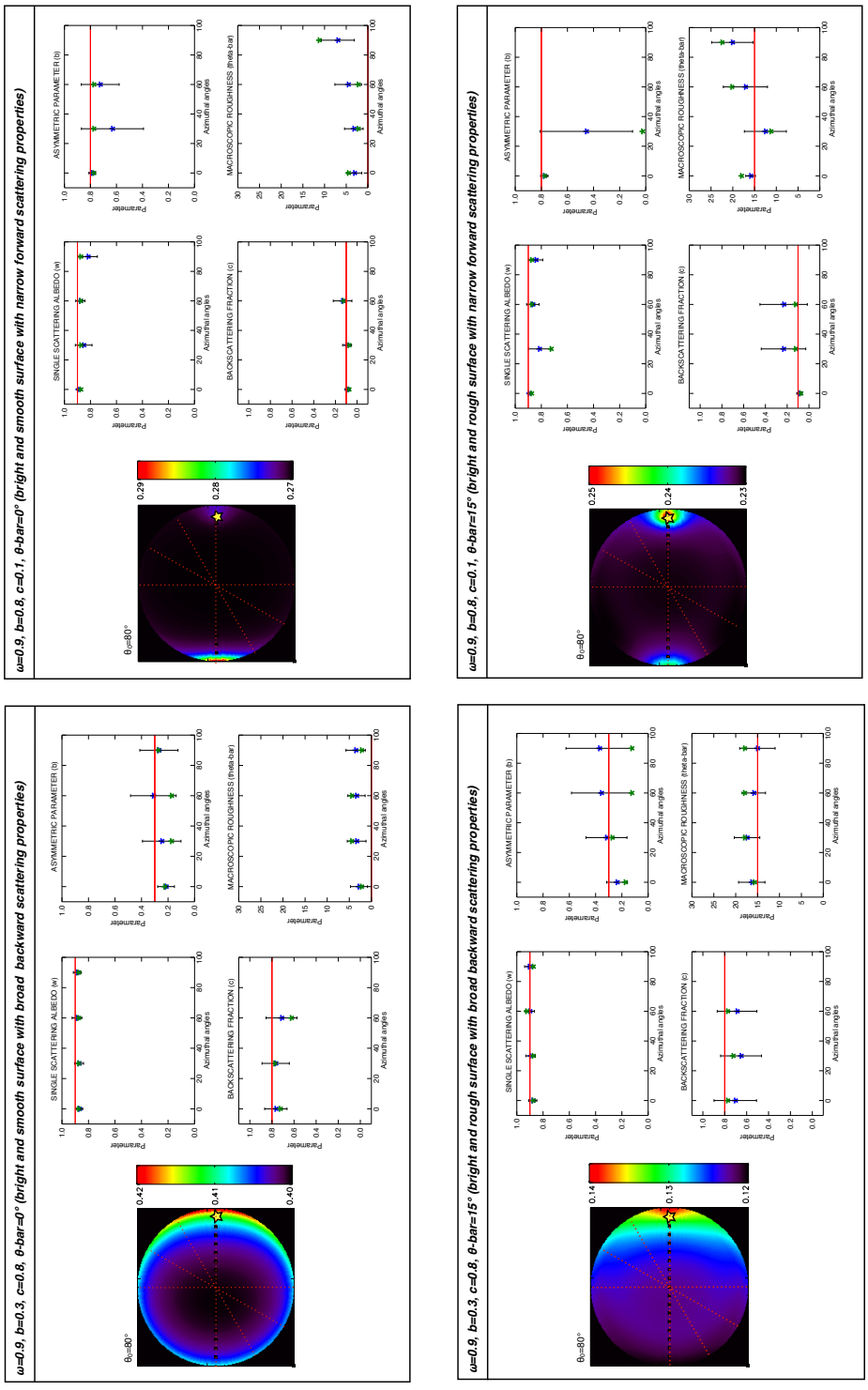


FIGURE 3.13 – Étude de l'impact du mode azimutal sur la détermination des paramètres photométriques. Projections hémisphériques de la réflectance (unité REFF) et résultats photométriques (moyenne en bleu associée à l'écart type et maximum de la distribution de la densité de probabilité en vert) avec un albedo de diffusion simple égal à 0.90 pour deux cas extrêmes de comportement de diffusion (résultats côté gauche : $b = 0.3$, $c = 0.8$, diffusion large vers l'arrière et résultats côté droite : $b = 0.8$, $c = 0.1$, diffusion étroite vers l'avant) et pour deux cas de rugosité macroscopique (résultats de la ligne du haut : $\bar{\theta} = 0°$ et résultats de la ligne du bas : $\bar{\theta} = 15°$). Les conventions géométriques des projections hémisphériques sont présentées dans la Figure 3.10.

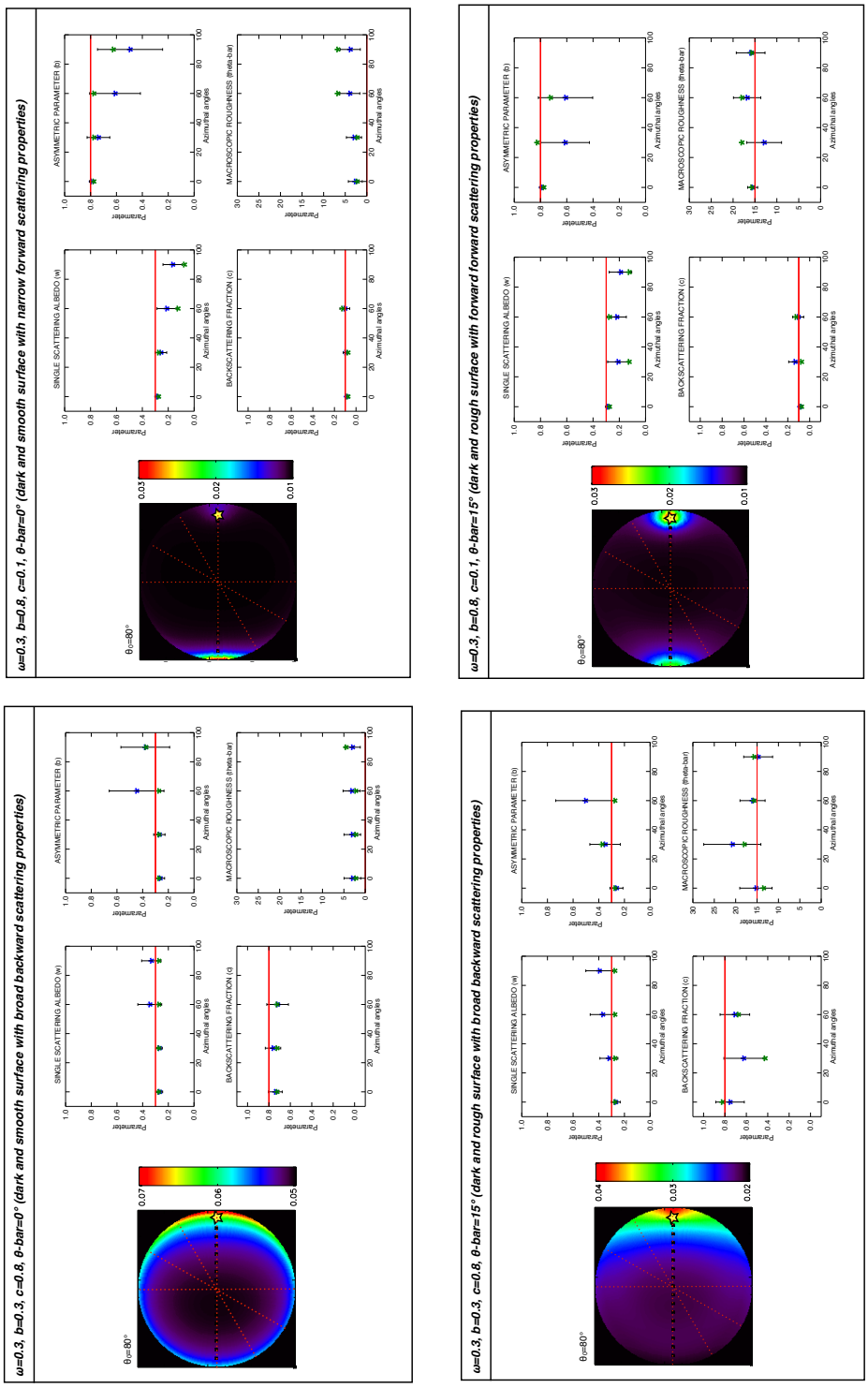


FIGURE 3.14 – Idem que la Figure 3.13 sauf que l'albedo de diffusion simple est égal à 0.30 ici.

Le cas $\varphi = \{90; 270\}$ (plan perpendiculaire au plan principal) correspond au cas où la gamme d'angles de phase est la plus restreinte ($g = [80 - 88°]$) alors que le cas $\varphi = \{0; 180\}$ (plan principal) correspond au cas où la gamme d'angles de phase est la plus large ($g = [0 - 160°]$). Dans un premier ordre, les paramètres dans l'ensemble des états de surface étudiés sont mieux estimés (solution proche de la solution initiale et écart-type plus faible) dans le cas où on est dans le plan principal, c'est-à-dire le cas où la gamme d'angles de phase est la plus grande. Dans un second ordre, le paramètre ω est le paramètre le mieux contraint dans nos jeux de tests. Pour les paramètres b, c et $\bar{\theta}$, ils sont sensibles à la disponibilité des petits et grands angles de phase, mais aussi selon le mode azimutal notamment si les configurations sont dans ou hors le plan principal. En effet, pour le paramètre c qui indique la direction principale de diffusion est par définition, observable dans le plan principal. Plus les conditions azimutales s'écartent du plan principal plus la caractérisation de la direction principale sera difficile.

Impact de l'échantillonnage en émergence Pour étudier l'impact de l'échantillonnage en émergence de la courbe photométrique sur la détermination de paramètres photométriques, je compare les résultats obtenus à $\theta_0 = 60°$, un angle d'incidence commun aux observations CRISM, dans le plan principal ($\varphi = \{0; 180\}$), où la direction principale de diffusion est la mieux observée et pour deux cas d'échantillonnage en émergence : le cas dit théorique et le cas dit CRISM. Comme précédemment, j'ai choisi deux cas extrêmes de diffusion dans le L de *McGuire and Hapke* (1995) : cas 2 ($b = 0.3$, $c = 0.8$, diffusion large vers l'arrière) et 5 ($b = 0.8$, $c = 0.1$, diffusion étroite vers l'avant) (Figure 3.9) et j'ai testé pour les deux cas de valeurs d'albedo de diffusion simple ($\omega = 0.3$ et $\omega = 0.9$) et pour les deux cas de valeurs de rugosité macroscopique ($\bar{\theta} = 0°$, $\bar{\theta} = 15°$). L'ensemble des résultats est présenté dans les Figures 3.15 et 3.16.

Dans le cas où la diffusion est étroite ($b > 0.5$), les paramètres sont mieux contraints ($\sigma < 0.02$) et sont proches de la solution initiale que ce soit avec l'échantillonnage en angle d'émergence théorique ou CRISM. Ceci s'explique par la faible dispersion de la lumière qui est concentrée dans le plan principal et donc les angles d'émergence proche de la direction d'incidence sont les angles nécessaires pour contraindre les paramètres. Dans le cas où la diffusion est large ($b < 0.5$), on constate que le paramètre c présente soit aucune solution (quand $\bar{\theta} = 15°$), soit si une solution existe, elle est plus éloignée de la solution initiale se traduisant par un écart-type élevé. C'est le cas également pour le paramètre $\bar{\theta}$. Cela peut s'expliquer par une perte d'échantillonnage en émergence aux grands angles notamment dans la partie "backward" (direction solaire) induisant une perte d'information sur la manière à laquelle la lumière est dispersée.

3.4.3.2 Synthèse des tests de sensibilité

Afin de synthétiser l'ensemble des tests de sensibilité, j'ai étudié les erreurs d'estimation en fonction de la géométrie (angle d'incidence et mode azimutal) et du couple b/c. J'ai testé deux estimateurs : la moyenne de la DDP ainsi que le maximum de la DDP. Les estimations des paramètres sont noté $\hat{X}$, pour les différencier des paramètres connus X.

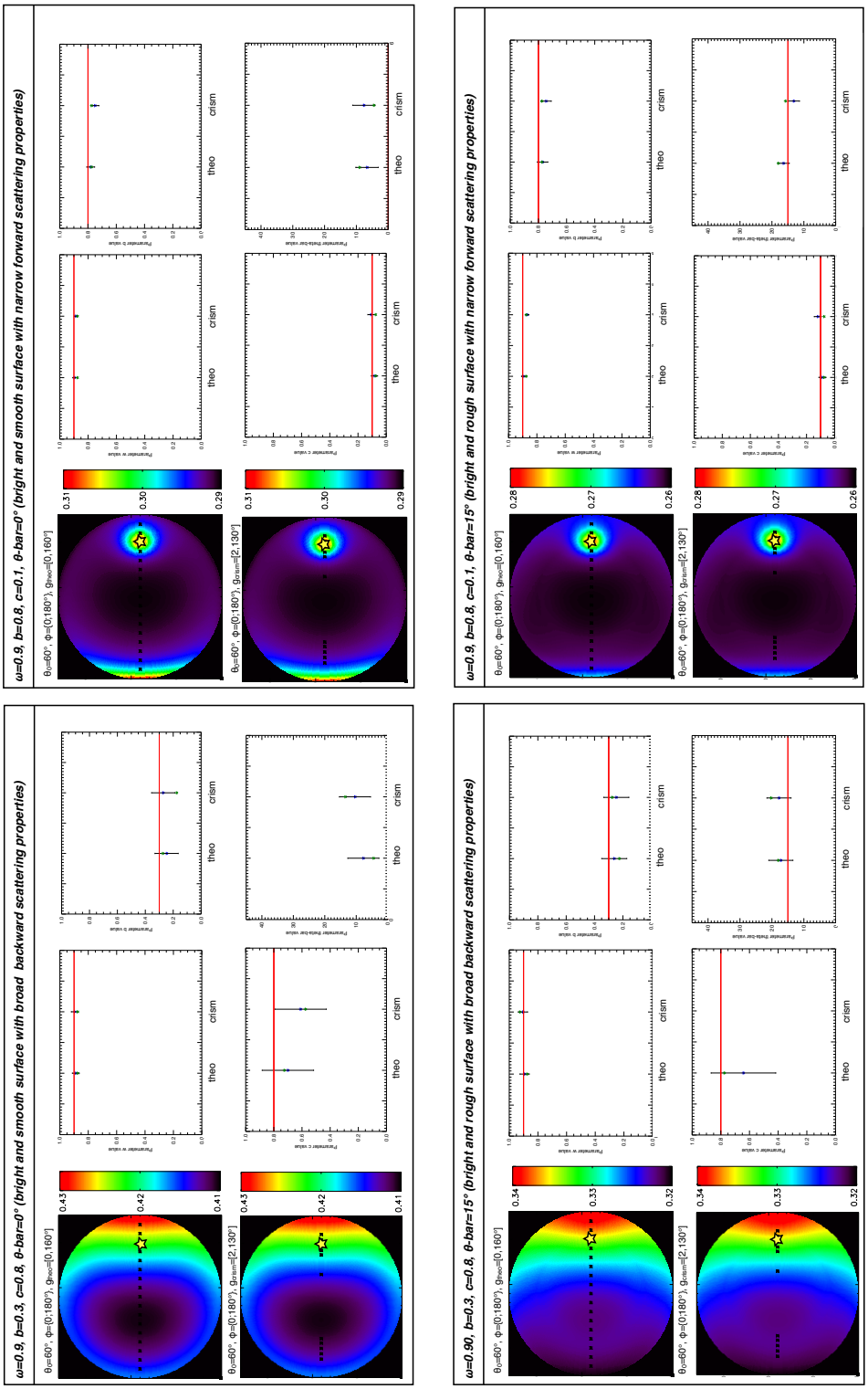


FIGURE 3.15 – Étude de l'impact de l'échantillonnage en émergence (theor pour théorique et CRISM, Table) sur la détermination des paramètres photométriques. Projections hémisphériques de la réflectance (unité REFF) et résultats photométriques (moyenne en bleu associée à l'écart type et maximum de la distribution de la densité de probabilité en vert) avec un albedo de diffusion simple égal à 0.90 pour deux cas extrêmes de comportement de diffusion (résultats côté gauche : $b = 0.3$, $c = 0.8$, diffusion large vers l'arrière et résultats côté droite : $b = 0.8$, $c = 0.1$, diffusion étroite vers l'avant) et pour deux cas de rugosité macroscopique (résultats de la ligne du haut : $\bar{\theta} = 0°$ et résultats de la ligne du bas : $\bar{\theta} = 15°$). Les conventions géométriques des projections hémisphériques sont présentées dans la Figure 3.10.

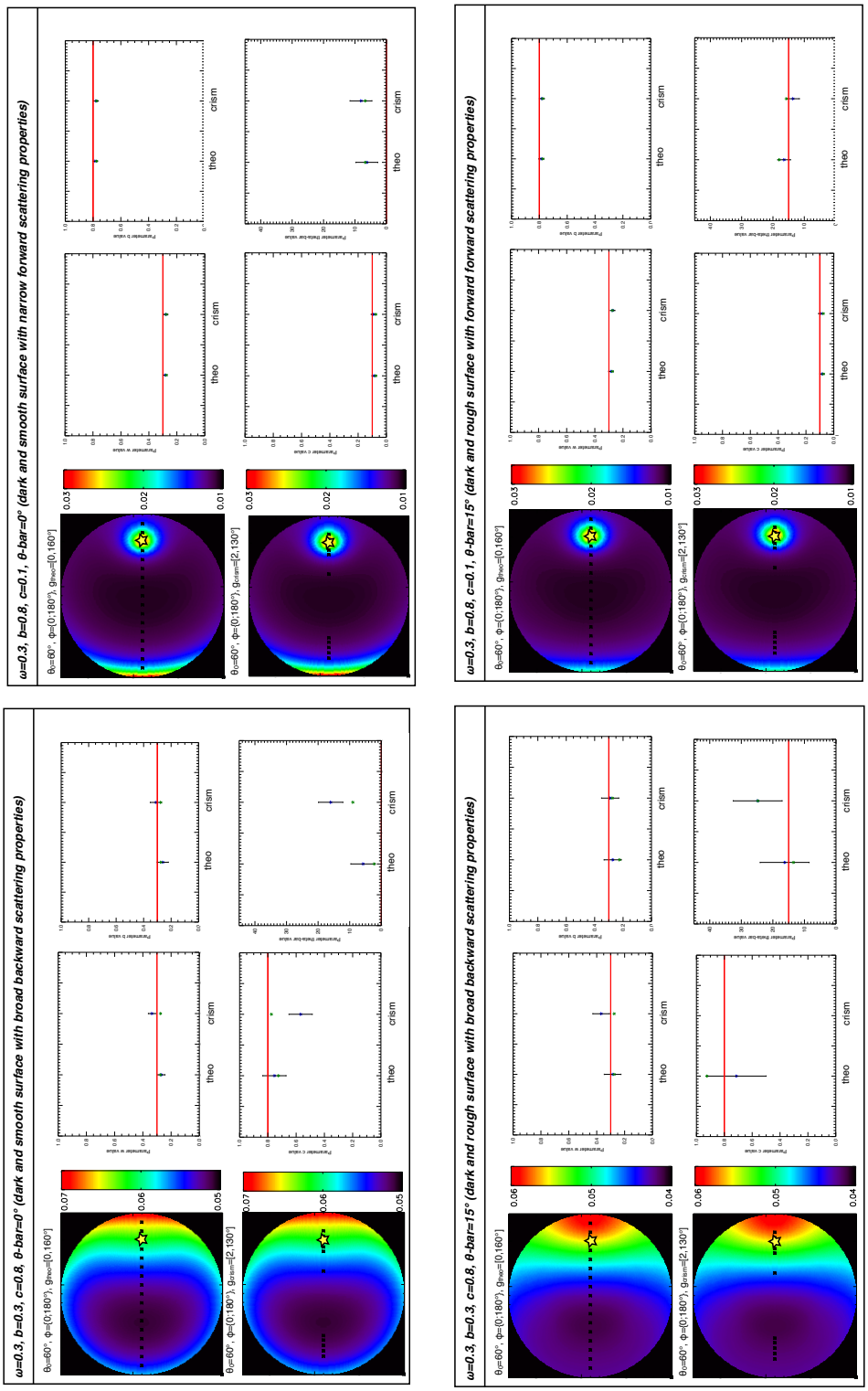


FIGURE 3.16 – Idem que la Figure 3.15 sauf que l'albedo de diffusion simple est égal à 0.30 ici.

Pour cela, je calcule dans un premier temps la moyenne des différences $\Delta X = \hat{X} - X$ entre la valeur initiale X et la valeur estimée $\hat{X}$ pour chaque paramètre X avec la valeur absolue :

$$\left\langle \left| \hat{X} - X \right| \right\rangle \tag{3.17}$$

Dans un second temps, je calcule la moyenne des différences $\Delta X = X - \hat{X}$ entre la valeur initiale X et la valeur estimée $\hat{X}$ pour chaque paramètre X sans la valeur absolue (la déviation peut être positive ou négative) afin de voir si la valeur $\hat{X}$ est sur-estimée ou sous-estimée par l'inversion par rapport à la valeur initiale X :

$$< \hat{X} - X > \tag{3.18}$$

Dans le calcul de la moyenne je ne prends en compte que les valeurs des paramètres qui ont une solution (coefficient de non-uniformité supérieur à 0.5) à la suite de l'inversion bayésienne. Les Figures 3.17 et 3.18 représentent la synthèse des résultats (Eq. 3.17, pour la Figure 3.17 et Eq. 3.18 pour la Figure 3.18) en fonction des différentes valeurs d'angles d'incidence et de modes azimutaux pour le cas de l'échantillonnage en émergence théorique.

Tout d'abord, on remarque que dans l'ensemble des tests c'est la moyenne la DDP qui montre les plus faibles déviations par rapport à la valeur initiale du paramètre ce qui montre que la moyenne est le meilleur estimateur pour représenter la solution.

De plus, comme noté dans les cas extrêmes, le paramètre ω est le paramètre le mieux estimé (déviations les plus faibles). Il est faiblement dépendant de la géométrie disponible et aussi faiblement dépendant du couple b/c.

Contrairement au paramètre ω, les paramètres b, c et $\bar{\theta}$ sont plus sensibles aux conditions géométriques. Les estimations de ces paramètres sont plus proches de la valeur initiale pour des valeurs d'incidence élevées (Figures 3.17a et 3.17b) et proche du plan principal (Figures 3.17c et 3.17d) comme souligné dans l'étude des cas extrêmes.

On note aussi que le paramètre b est mieux estimé lorsque sa valeur initiale est faible ($<$0.4). En effet, il est difficile d'estimer la largeur du lobe de diffusion lorsque celle-ci est étroite car seul un bon échantillonnage de la courbe photométrique proche du plan principal permet de la caractériser. Le paramètre c semble suivre la même loi : il est moins bien estimé lorsque la valeur initiale de b est faible. Ceci peut s'expliquer par le fait que la direction principale de diffusion est plus difficile à caractériser lorsque le lobe de diffusion est large (quasi isotrope).

Concernant le paramètre $\bar{\theta}$, il est moins bien estimé lorsque les couples de valeurs des paramètres b et c sont dans les cas extrêmes (fortement diffusant vers l'arrière avec un lobe de diffusion très large et fortement diffusant vers l'avant avec un lobe de diffusion très étroit).

On constate d'après la Figure 3.18 que généralement l'inversion bayésienne sous-estime les paramètres ω, b et c ($< \hat{X} - X >$ est inférieur à 0) et sur-estime systématiquement le paramètre $\bar{\theta}$ ($< \hat{X} - X >$ est supérieur à 0).

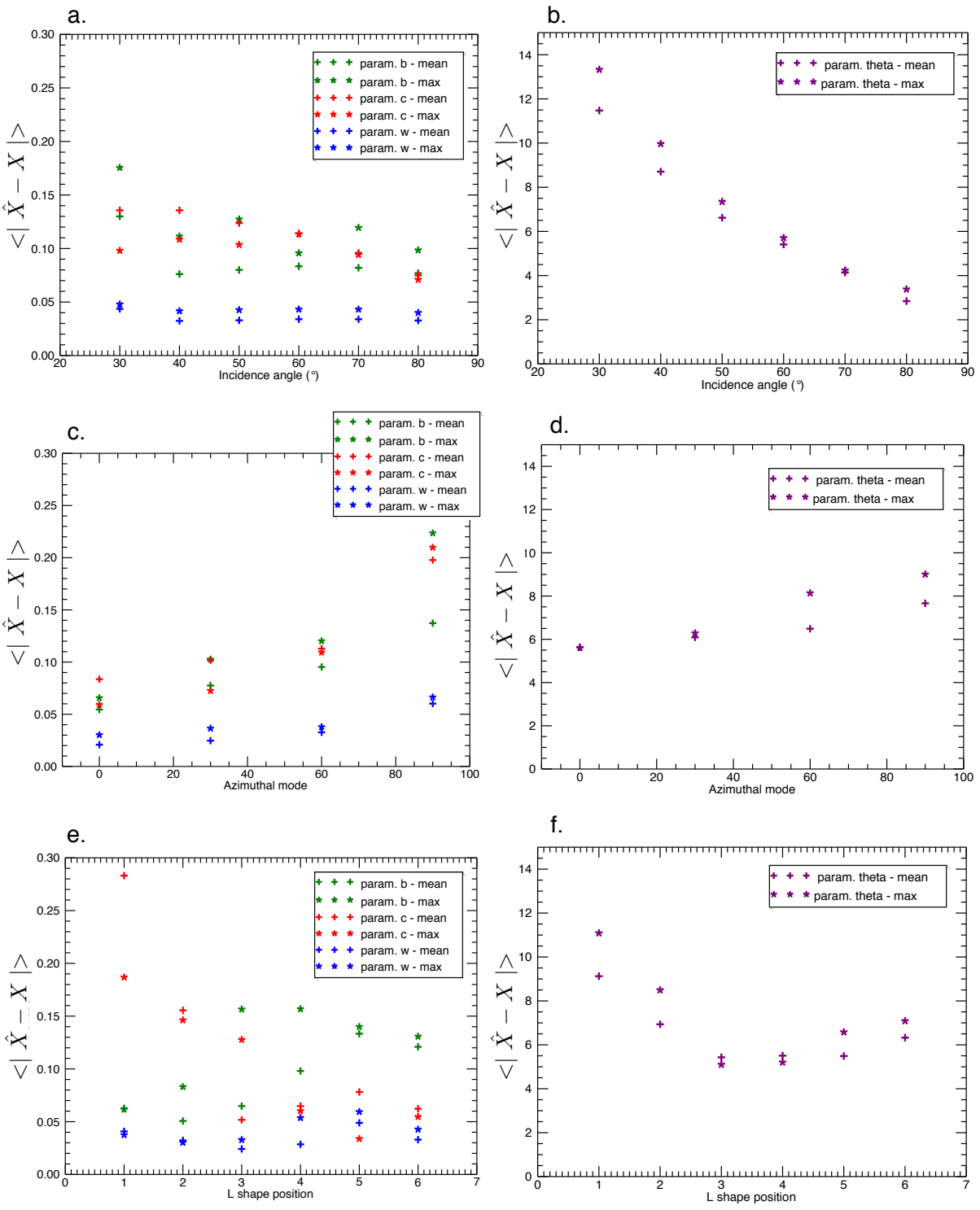


FIGURE 3.17 – Graphes résumant les tests synthétiques du cas "théorique" représentant la moyenne des différences $\hat{X} - X$ entre la valeur initiale X et la valeur estimée $\hat{X}$ pour chaque paramètre X avec la valeur absolue par l'inversion bayésienne (moyenne et maximum de la DDP). La colonne de gauche représente les valeurs des paramètres ω, b et c et la colonne de droite le paramètre $\bar{\theta}$. Les figures a. et b. représentent la synthèse des résultats en fonction de l'angle d'incidence, les figures c. et d. en fonction du mode azimutal et les figures e. et f. en fonction des couples des valeurs b et c, selon le L de *McGuire and Hapke* (1995) (Figure 3.9).

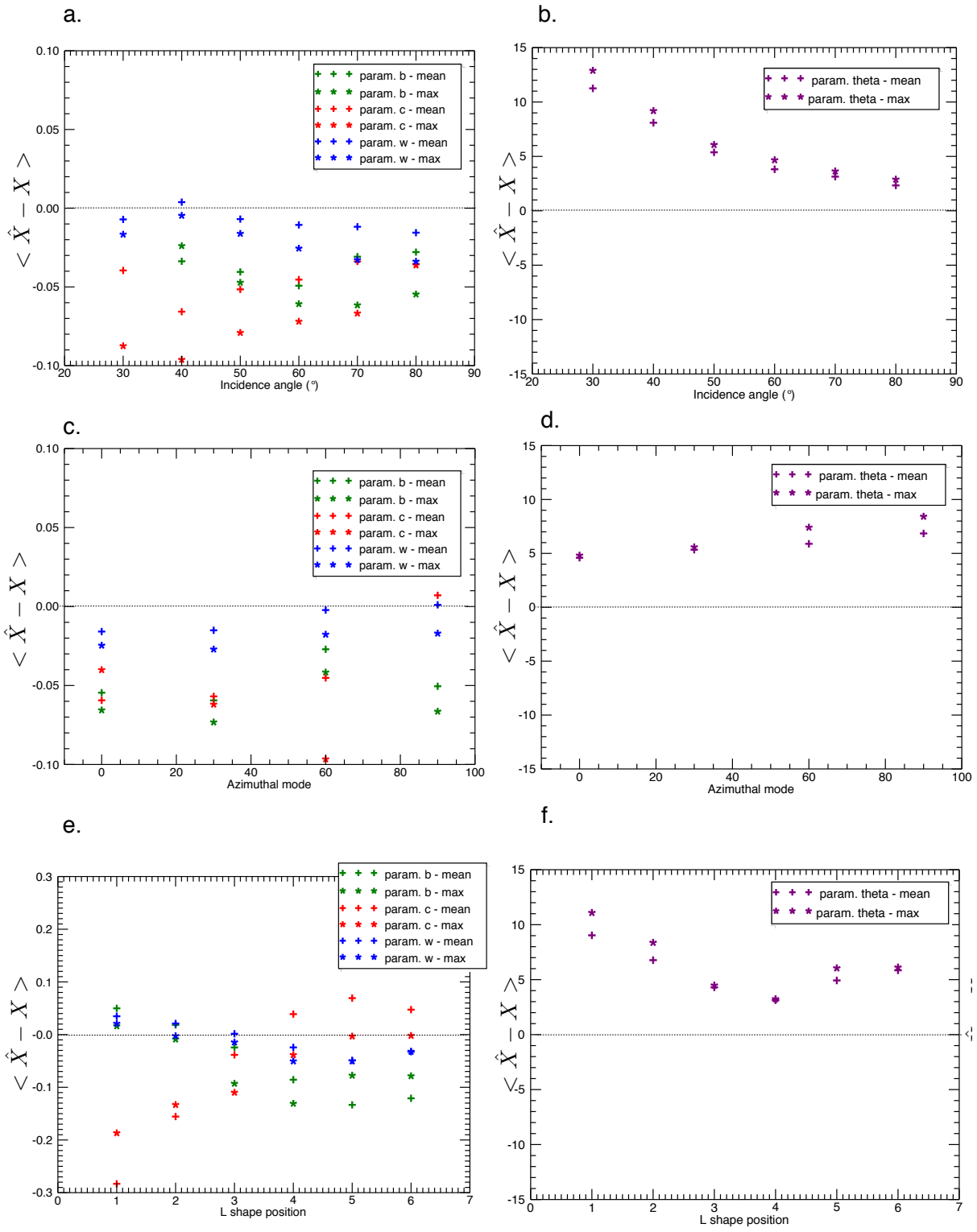


FIGURE 3.18 – Idem que la Figure 3.17 mais cette fois-ci les graphes représentent la moyenne des différences $\hat{X} - X$ entre la valeur initiale X et la valeur estimée $\hat{X}$ pour chaque paramètre X sans la valeur absolue.

3.4.3.3 Apport de la fusion de plusieurs observations de type CRISM

Une observation CRISM peut contenir jusqu'à onze images multi-angulaires mais chaque pixel de la cible n'est pas recouvert des onze images ce qui implique un appauvrissement en nombre de configurations angulaires disponibles impactant sur l'échantillonnage de la courbe photométrique et sur la gamme d'angles de phase disponible.

Une de solutions proposée par *Pinet et al.* (2005) et *Jehl et al.* (2008) est de combiner plusieurs orbites ayant des configurations angulaires diversifiés. Pour le cas du spectro-imageur CRISM, seule la combinaison de plusieurs observation avec une illumination différente peut permettre d'enrichir la courbe photométrique. Compte tenu de l'orbite de la sonde MRO héliosynchrone et quasi-polaire, la seule façon d'enrichir la courbe photométrique est de combiner des observations avec une longitude solaire différente.

Pour tester l'apport de la fusion de plusieurs observations CRISM, un jeu de données réaliste et synthétique est simulé en utilisant les paramètres photométriques estimés à partir des observations Pancam in situ à bord des rovers MRO à 750 nm (*Johnson et al.*, 2006b). Le jeu de données synthétiques est simulé pour deux cas : (i) une courbe photométrique typique d'une observation CRISM composée de $\theta_0 = 60°$, θ variant de 0 à 70° (Table 3.2) et $\varphi = \{60, 120\}$ soient 11 configurations angulaires (cas 1) et (ii) une courbe photométrique issue de la combinaison de plusieurs courbes photométriques simulant la combinaison de plusieurs observations CRISM caractérisées par des illuminations différentes composée de $\theta_0 = [30 - 80°]$ avec un pas de 10°, θ variant de 0 à 70° (Table 3.2) et $\varphi = \{60, 120\}$ soient 66 configurations angulaires (cas 2).

Dans le cas 1 (Figure 3.19), on constate que la DDP du paramètre ω est une DDP non uniforme indiquant qu'une solution existe, cette DDP est bimodale. La plus faible valeur d'écart-type est observée montrant que le paramètre ω est le paramètre le mieux contraint. Les paramètres c et $\bar{\theta}$ montrent une DDP non uniforme, indiquant qu'une solution existe mais l'écart-type est relativement élevé indiquant que les valeurs de ces paramètres sont mal contraintes. Le paramètre b montre une DDP uniforme, indiquant qu'aucune solution existe. Les DDP nous indiquent que l'échantillonnage de la courbe photométrique et/ou la gamme d'angles de phase sont insuffisants pour fournir une solution au paramètre b et de contraindre l'ensemble des paramètres photométriques. Dans le cas 2 (Figure 3.19), les quatre paramètres montrent une DDP de type gaussienne non uniforme indiquant qu'une solution existe. Les écart-types sont faibles et plus faibles que dans le cas 1 et les valeurs moyennes estimées sont proches des valeurs initiales. On constate que la DDP du paramètre ω n'est plus bimodal ce qui indique que l'enrichissement de l'échantillonnage de la courbe photométrique et/ou la gamme d'angles de phase permet de contraindre l'ensemble du jeu de paramètres photométrique. La bimodalité de la DDP du paramètre ω est la conséquence directe de la limitation de la diversité géométrique de la courbe photométrique CRISM qui ne permet pas de contraindre suffisamment la valeur du paramètre, paramètre le mieux contraint dans les modèles photométriques. Un ou d'autres paramètres du jeu est ou sont mal contraint(s) si une solution existe. La fusion de plusieurs observations est une solution possible pour surmonter la limitation géométrique de certaines observations CRISM, si plusieurs observations CRISM sont disponibles présentant un recouvrement

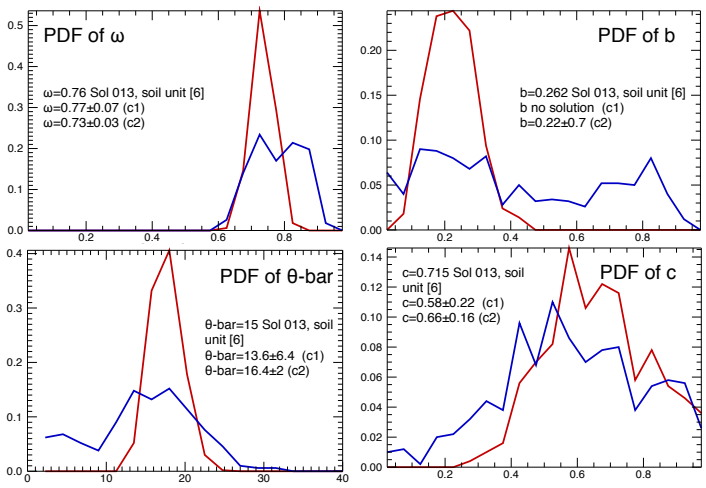


FIGURE 3.19 – Fonction de densité de probabilité, moyennes et écart-type associés de chacun des paramètres photométriques pour le cas 1 (c1) en bleu issus d'une courbe photométrique typiques d'une observation CRISM ($\theta_0 = 60°$, θ variant de 0 à 70° (Table 3.2) et $\varphi = \{60, 120\}$ avec 11 configurations angulaires) calculée à partir des paramètres photométriques estimés à partir des données in situ de l'instrument Pancam/MER-Spirit (*Johnson et al.*, 2006b) et pour le cas 2 (c2) en rouge issus de la combinaison de plusieurs courbes photométriques simulant la combinaison de plusieurs observations CRISM caractérisées par des illuminations différentes ($\theta_0 = [30 - 80°]$ avec un pas de 10°, θ variant de 0 à 70° (Table 3.2) et $\varphi = \{60, 120\}$ avec 66 configurations angulaires) calculée à partir des paramètres photométriques estimés à partir des données in situ de l'instrument Pancam/MER-Spirit (*Johnson et al.*, 2006b).

suffisant et une absence de variations saisonnières en surface pouvant modifier l'état de surface entre deux observations.

3.4.4 Synthèse

Les tests synthétiques ont permis d'étudier l'influence de l'échantillonnage et la diversité géométrique du jeu de données photométriques sur la détermination des paramètres photométriques de Hapke. Je rappelle qu'une erreur sur la réflectance de 10% est une sur-estimation de celle de la réflectance CRISM qui peut être nettement inférieure à cette valeur indicative. Cette valeur de l'erreur a été choisie afin de réduire le temps de calcul. Une valeur plus faible de cette erreur induira une meilleure estimation des paramètres photométriques.

— La moyenne de la DDP montre les plus faibles déviations par rapport à la valeur initiale comparée au maximum de la DDP. Par conséquent, la moyenne sera choisie comme estimateur de la DDP dans la suite de ce travail.

— Le paramètre de l'albedo de diffusion simple (ω) décrit la brillance d'un grain et caractérise donc le niveau de réflectance de la courbe photométrique (*Hapke*, 1993, 2012b). D'après les tests synthétiques, ce paramètre dépend peu de la gamme d'angles de phase disponible et est le paramètre le mieux estimé et le mieux contraint.

— Les paramètres de la fonction de phase d'une particule (b, c) et de la rugosité macroscopique de

surface ($\bar{\theta}$) décrivent la forme de la courbe photométrique. D'après les tests, ces paramètres sont fortement dépendants de la gamme d'angles de phase disponibles et notamment aux petits et grands angles de phase.

— La gamme d'angles de phase en observation EPF est fortement corrélée à l'angle d'incidence et au mode azimutal (Table 3.3). Les tests synthétiques ont montré que les mesures acquises à fortes valeurs d'angles d'incidence et/ou dans le plan principal permettent d'avoir les gammes d'angles de phase les plus larges et correspondent aux situations les plus favorables pour la détermination précise du jeu de paramètres photométriques.

— Le cas de l'échantillonnage en émergence de type CRISM induit un appauvrissement de l'échantillonnage de la courbe photométrique et une réduction de la gamme d'angles de phase impactant sur la détermination des paramètres photométriques, principalement sur les paramètres de la fonction de phase et de la rugosité macroscopique, qui décrivent la manière à laquelle la lumière est diffusée. L'impact de la réduction de la diversité géométrique s'exprime par l'absence de solution ou si une solution existe par une valeur élevée de l'écart-type. Une solution proposée est de combiner plusieurs observations CRISM ayant des conditions d'observation diverses

— Même si une solution existe celle-ci peut être plus ou moins contrainte. Afin de tenter d'interpréter les valeurs des paramètres photométriques il est nécessaire d'établir des critères, qui peuvent être appliqués aux valeurs d'écart-type en mettant un seuil pour chacun des paramètres auquel la moyenne estimée est significative compte tenu des incertitudes et de la limitation de la diversité géométrique sur la donnée photométrique CRISM. Comme souligné dans les tests, le paramètre ω est le paramètre le mieux contraint et les autres paramètres sont plus sensibles aux géométries disponibles et sont plus difficiles à contraindre. Compte tenu des contraintes sur les données photométriques, l'objectif de la thèse est de fournir des informations qualitatives dans un premier temps et quantitatives si les données le permettent sur les propriétés photométriques afin de mettre en avant des variabilités de la structure du régolithe. Dans le cas où seule une séquence CRISM est utilisée (une seule observation CRISM), les critères sont les suivants : $\sigma_\omega \leq 0.1$ pour le paramètre ω, $\sigma_b = \sigma_c \leq 0.2$ pour les paramètres b et c, et $\sigma_{\bar{\theta}} \leq 5°$ pour le paramètre $\bar{\theta}$. Dans le cas où plusieurs observations CRISM sont combinées permettant d'apporter un meilleur échantillonnage et une meilleure diversité géométrique de la donnée photométrique ces critères peuvent être ré-évalués afin de fournir des résultats photométriques plus quantitatifs. Seuls les résultats vérifiant ces critères sont considérés dans les travaux présentés en Chapitres 4 et 5.

3.5 Application et validation de la méthode

3.5.1 Stratégies et choix des sites d'étude

Afin de valider la méthodologie décrite précédemment et plus précisément la procédure MARS-ReCO, la stratégie est de comparer les résultats photométriques obtenus à partir des données multi-

angulaires CRISM avec ceux obtenus à partir des données de l'instrument Pancam (Panoramic Camera) des rovers MER-Spirit et MER-Opportunity, respectivement localisé dans le cratère Gusev et les plaines de Meridiani Planum en utilisant les travaux de *Johnson et al.* (2006b,a), considérés comme étant la "vérité terrain". La validation présentée dans les sous-sections suivantes se focalise donc sur les sites d'atterrissage des rovers MER.

L'approche présentée dans ce qui suit est la suivante : (i) sélection des observations CRISM localisées sur les sites d'atterrissage des rovers, (ii) estimation de la réflectance bidirectionnelle de surface en corrigeant la contribution des aérosols minéraux et (iii) estimation des paramètres photométriques de Hapke à l'aide de l'inversion bayésienne à partir de la réflectance bidirectionnelle de surface.

Comme présenté dans la section 3.1.4, une observation FRT est composée d'une séquence de onze images multi-angulaires avec onze angles d'émergence différentes ($\pm 70°$), de deux modes azimutales et l'angle d'incidence est quasi-constant. La première étape consiste à estimer le jeu de paramètres photométriques à partir d'une observation FRT (Figure 3.20 a).

Si l'échantillonnage de la réflectance bidirectionnelle de surface n'est pas suffisamment diversifié en terme d'angles d'incidence, d'émergence et d'azimut (ou plus simplement en angle de phase), la solution pour compléter l'échantillonnage de la réflectance bidirectionnelle de surface est de combiner plusieurs observations prises à des conditions géométriques variées comme proposée dans la Sous-section 3.4. La seconde étape consiste donc à estimer le jeu de paramètres photométriques à partir de la combinaison de plusieurs observations FRT (3 au maximum) (Figure 3.20 b).

3.5.2 Sélection des observations CRISM

Le but étant de comparer avec les données photométriques in situ, il nous faut sélectionner les observations recouvrant les zones d'étude faites par les rovers. Un grand nombre d'observations FRT sont disponibles mais toutes ne respectent pas les critères présentés ci-dessous.

Depuis septembre 2010, le segment "inbound" (Sous-section 3.1.4) dans le mode "targeted observation" est absent causé par un problème dans la rotation du détecteur de l'instrument. Seules six configurations angulaires (ou géométries) sont disponibles après cette date. Dans le but d'avoir un maximum de géométries dans notre courbe photométrique, seules les observations CRISM prises avant cette date seront sélectionnées.

Comme mentionné précédemment, la précision sur la détermination de la réflectance bidirectionnelle de surface et sur la détermination des paramètres photométriques de surface dépend fortement de la combinaison de : (i) une épaisseur optique des aérosols minéraux modérée ($AOT_{minéral} < 2$) et d'une épaisseur optique des aérosols de glace d'eau faible ($AOT_{water} < 0.2$, la quantité de glace d'eau peut être considérée comme négligeable) et (ii) la qualité de l'échantillonnage de la courbe photométrique qui peut être évaluée par le domaine d'angle de phase ($\Delta g = g_{max} - g_{min}$) et par le nombre de configurations angulaires disponibles. Dans le cas de MARS-ReCO, un domaine d'angle de phase supérieur de 40° est nécessaire.

L'un des objectifs est d'étudier l'apport de la fusion de plusieurs observations FRT CRISM

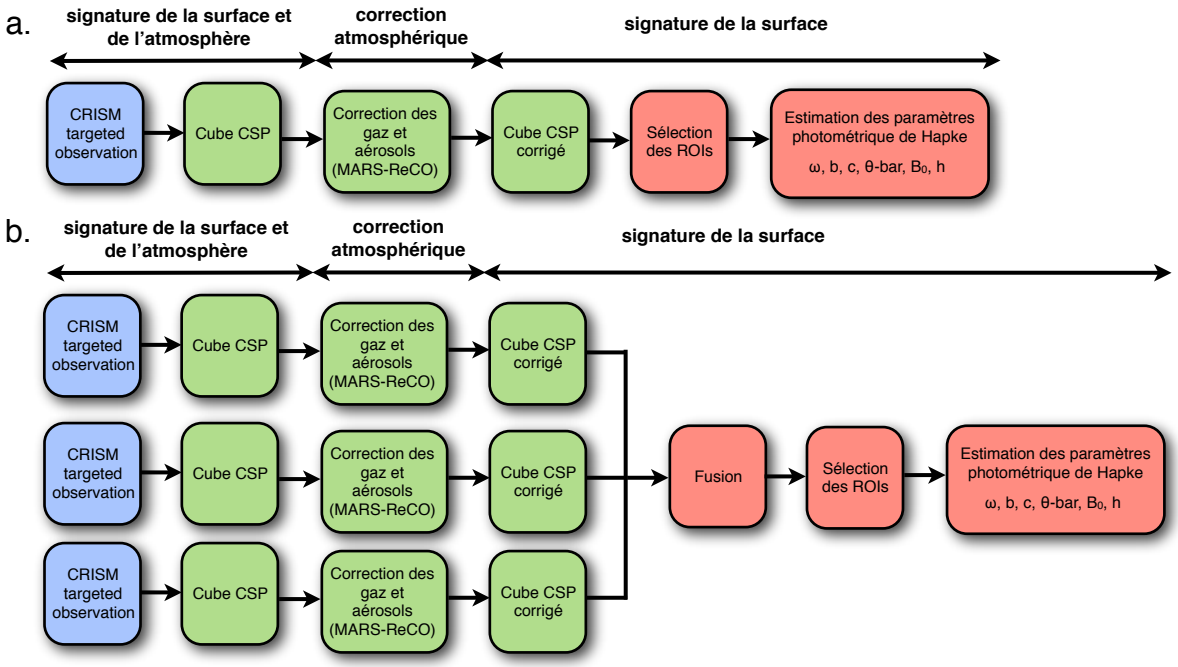


FIGURE 3.20 – Schéma détaillé de la méthodologie pour l'estimation des paramètres photométriques de surface. Les cases en bleu représentent les observations CRISM initiales téléchargées sur le site de PDS. Les cases en vert représentent les différentes étapes liées à l'intégration des images multi-angulaires, à la correction de la contribution des aérosols minéraux et à l'estimation de la réflectance bidirectionnelle de surface développées par *Ceamanos et al.* (2013). Les cases en rouges représentent les travaux développés durant cette thèse (*Fernando et al.*, 2013a) pour l'estimation des paramètres photométriques de Hapke. La 3.20a décrit les étapes pour l'estimation des paramètres à partir d'une seule observation FRT CRISM et la Figure 3.20b à partir de trois observations FRT CRISM. Le deuxième cas implique une phase de combinaison des observations FRT CRISM.

	MER-Spirit site (Gusev Crater)		
ID	FRT#3192	FRT#8CE1	FRT#CDA5
Acquisition date	22/11/2006	17/12/2007	07/10/2008
Ls(deg.)	139.138	4.040	138.333
θ_0	60.4	40.02	62.8
$g_{min} - g_{max}$ (deg.)	∼56-112	∼41-90	∼46-106
$AOT_{minéral}$ (1 μm)	0.33±0.04	0.98±0.15	0.32±0.04
AOT_{water} (320 nm)	0.08±0.03	0.07±0.03	0.03±0.03

Ls : longitude solaire, θ_0 : angle d'incidence, g : angle de phase, $AOT_{minéral}$: épaisseur optique des aérosols minéraux estimée à 1 μm d'après les travaux de *Wolff et al.* (2009) (communication personnelle, Mike Wolff), AOT_{water} : épaisseur optique des aérosols de glace d'eau estimé à 320 nm par l'instrument MARSIS (Mars Color Imager Instrument) (communication personnelle, Mike Wolff)

TABLE 3.4 – Sélection des observations FRT CRISM pour l'étude photométrique ciblée sur les sites d'atterrissage de MER-Spirit (Gusev Crater) et leur caractéristiques.

	MER-Opportunity site (Meridiani Planum		
ID	FRT#95B8	FRT#334D	FRT#B6B5
Acquisition date	11/01/2008	30/11/2006	08/07/2008
Ls(deg.)	16.223	142.975	96
θ_0	39.3	55.4	56.4
$g_{min} - g_{max}$ (deg.)	∼41-86	∼41-106	∼40-106
$AOT_{minéral}$ (1 μm)	0.56±0.09	0.35±0.04	0.35±0.04
AOT_{water} (320 nm)	0.12±0.05	0.12±0.03	0.14±0.03

Ls : longitude solaire, θ_0 : angle d'incidence, g : angle de phase, $AOT_{minéral}$: épaisseur optique des aérosols minéraux estimée à 1 μm d'après les travaux de *Wolff et al.* (2009) (communication personnelle, Mike Wolff), AOT_{water} : épaisseur optique des aérosols de glace d'eau estimé à 320 nm par l'instrument MARSIS (Mars Color Imager Instrument) (communication personnelle, Mike Wolff)

TABLE 3.5 – Sélection des observations FRT CRISM pour l'étude photométrique ciblée sur les sites d'atterrissage de MER-Opportunity (Meridiani Planum) et leur caractéristiques.

dans la détermination des paramètres photométriques de surface. Par conséquent, les critères de sélection des observations CRISM doivent tenir compte de cet objectif. Les différents critères de sélection sont : (i) la qualité de la superposition des observations CRISM (supérieur à 70%), (ii) la variation de l'incidence solaire impliquant un élargissement de la gamme d'angles de phase (seule la variation de la longitude solaire (Ls) permet de faire varier l'incidence solaire due à l'orbite héliosynchrone quasi-polaire de la sonde MRO), et (iii) l'absence de changement de surface (e.g., effet saisonnier) pour ne pas fausser la détermination des paramètres photométriques. En tenant compte de ces différents critères, seules trois observations FRT ont été sélectionnées sur le site d'atterrissage de MER-Spirit (FRT#3192, FRT#8CE1, FRT#CDA5) et sur le site d'atterrissage de MER-Opportunity (FRT#95B8, FRT#334D, FRT#B6B5). Nous pouvons noter que les observations sélectionnées ont des gammes d'angles de phase complémentaires (Table 3.4 et 3.5).

3.5.3 Intégration des données multi-angulaires CRISM

Afin de faciliter l'accès de l'ensemble des informations multi-angulaires d'une observation CRISM et la réduction de données, les onze images hyperspectrales d'une séquence multi-angulaire CRISM sont réarrangées spatialement en un unique cube de données nommé cube spectro-photométrique (CSP). Cette étape est faite après la dégradation de la résolution spatiale des images à la résolution spatiale décidée. Pour cette étude, la résolution spatiale choisie est d'environ 460m/pixel. Ceci a été choisi afin de : (i) s'affranchir de la déformation géométrique observée principalement dans les géométries les plus obliques créant ainsi une erreur sur le pointage de l'instrument, (ii) minimiser l'erreur sur l'estimation de la topographie locale (un pixel CRISM est plus petit que la résolution MOLA, modèle numérique de terrain utilisé pour estimer les géométries), (iii) réduire les variations spatiales saisonnières et (iv) minimiser l'effet de la pente locale. La résolution spatiale de 460m/pixel a été estimée comme étant un bon compromis compte tenu des différents effets énumérés précédemment dans le cadre de la validation de la méthodologie.

Le cube CSP permet de faciliter l'accès aux courbes photométriques. Une courbe photométrique est une série de mesures de réflectance à différentes géométries à une longueur d'onde donnée d'une unité de surface donnée. L'ensemble des courbes photométriques aux différentes longueurs d'onde d'une même unité de surface correspond à un jeu spectro-photométrique. La Figure 3.21a montre le degré de superposition des onze images multi-angulaires d'une observation CRISM projetées dans un espace géographique commun. On constate que la superposition des images n'est pas optimale. Seul 30% des pixels ont au mieux quatre ou cinq configurations géométriques. En effet, l'extension spatiale des "imagettes" n'est pas la même pour l'ensemble du jeu de données multi-angulaires (Sous-section 3.1.4). La Figure 3.21b montre la grille régulière qui est définie à partir de la mosaïque précédente et chaque position matérialisée par un symbole plus, correspond à une unité de surface mesurant typiquement $\sim 460 \times 460\, m^2$. Cette valeur prend en compte la diminution de la résolution spatiale en bordure de l'image centrale et des autres images multi-angulaires. Il y a environ 2300 unités de surface soient 2300 courbes photométriques pour chaque CSP, dont un grand nombre contient moins de quatre configurations géométriques. La Figure 3.21c montre la structure d'un cube CSP après réarrangement des données hyperspectrales multi-angulaires. Les unités de surface sont réarrangées selon le nombre de configurations géométriques disponibles (de 11 à 1) selon l'axe Y. Les différentes configurations angulaires sont situées selon l'axe X. L'axe Z correspond soit aux données de réflectance à différentes longueurs d'onde (CSP REF), soit aux données géométriques (CSP GEO).

Ainsi, chaque ligne du CSP à une bande spectrale donnée (Z donné) correspond à une courbe photométrique. Le plan $X - Z$ correspond à un spectre à une géométrie d'acquisition donnée. Il est important de noter que les courbes spectro-photométriques, stockées dans le cube CSP, sont en unité RADF, correspondant donc au signal TOA.

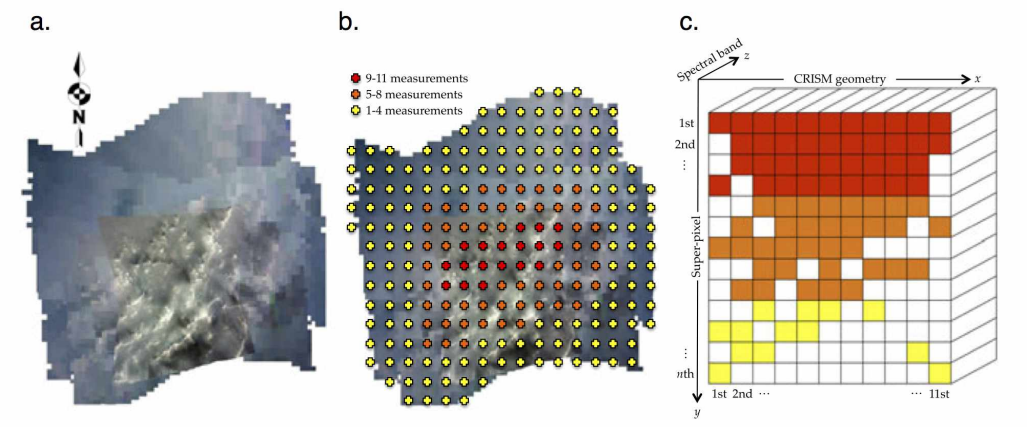


FIGURE 3.21 – Principe de l'intégration des données multi-angulaires d'une observation CRISM. a. superposition des onze images multi-angulaires d'une observation CRISM projetées dans un espace géographique commun, b. grille régulière définie à partir de la mosaïque de la Figure 3.21a et chaque position matérialisée par un symbole plus, correspond à une unité de surface mesurant typiquement $\sim 460 \times 460 m^2$, et c. cube CSP après réarrangement des données hyperspectrales multi-angulaires où les unités de surface sont arrangées selon l'axe Y, les différents configurations angulaires sont situées selon l'axe X et les données de réflectance à différentes longueurs d'onde ou les données géométriques sont rangées selon l'axe Z.

3.5.4 Combinaison des différentes observations CRISM et régions d'intérêt

L'instrument CRISM permet d'obtenir simultanément onze images à différentes configurations angulaires. Cependant, l'échantillonnage de la courbe photométrique et la gamme d'angles de phase disponible ne sont pas forcément suffisants pour contraindre l'ensemble du jeu de paramètres photométriques de surface.

L'un des objectifs est d'étudier l'apport de la combinaison de plusieurs observations CRISM FRT sur la détermination du jeu de paramètres photométriques. La combinaison de différentes observations FRT CRISM est faite en réarrangeant spatialement les différentes unités de surface des cubes CSP des observations FRT à fusionner. La configuration géométrique centrale de chaque cube CSP à fusionner (correspondant à l'image centrale) est utilisée pour calculer le pixel le plus proche géographiquement (calcul de distance) en utilisant le cube CSP GEO contenant les coordonnées spatiales (latitude et longitude) de chaque unité de surface. L'association de chaque unité de surface entre les deux/trois observations est considérée quand la distance entre les unités de surface de deux/trois images centrales des deux/trois observations à fusionner est inférieure à la moitié de la résolution spatiale soit $\sim 460/2 \sim 230m$. Ceci permet de s'assurer un maximum de recouvrement spatial des unités de surface. La fusion de deux observations FRT permet d'avoir au plus 22 configurations géométriques et la fusion de trois observations FRT permet d'avoir au plus 33 configurations géométriques.

Pour l'étude photométrique et notamment pour la validation de l'approche MARS-ReCO et de la méthodologie, seuls quelques pixels seront sélectionnés. Ils sont appelés par la suite régions d'intérêt (ROI). Différents critères de sélection de ces ROIs sont pris en compte. Premièrement,

les différents ROIs doivent être localisés suffisamment proches du chemin des rovers, et notamment des sites de mesures spectro-photométriques faites par Pancam mais aussi situés dans les mêmes unités géologiques (e.g., présentant les mêmes types de matériaux). Deuxièmement, la topographie locale rend l'étude photométrique plus ardue causée par : (i) une mauvaise estimation des géométries (angles d'incidence, émergence, phase) car le modèle numérique de terrain utilisé par CRISM est MOLA qui a une résolution spatiale trop grande pour la précision de CRISM, (ii) une zone d'ombre créée dans le cas d'illuminations obliques (e.g., plus grand que 70°) qui diminue le signal sur bruit et (iii) la théorie de Green employée dans l'algorithme MARS-ReCO n'est valable uniquement que sur des zones plates. Par conséquent, seuls les ROIs localisés sur une surface plane seront sélectionnés. Troisièmement, les ROIs sélectionnés auront le plus grand nombre de configurations géométriques disponibles et une gamme d'angles de phase la plus large possible afin de maximiser les chances de corriger au mieux la contribution des aérosols minéraux et de contraindre au mieux les différents paramètres photométriques. La Figure 3.22 montre la position des différents ROIs sélectionnés pour l'étude photométrique dans le cas du site d'atterrissage de MER-Spirit sur Gusev Crater (Figure 3.22a) et celui de MER-Opportunity à Meridiani Planum (Figure 3.22b). Quatre ROIs ont été sélectionnés pour le cas du site de MER-Spirit alors que seul un ROI a été sélectionné pour le cas du site de MER-Opportunity. Le nombre limité de ROIs sélectionnés est expliqué par le fait que peu de ROIs respectent les critères de combinaisons des observations mentionnés précédemment dû à une mauvaise superposition des images multiangulaires et des observations CRISM.

3.5.5 Adaptation de la méthodologie aux données multi-angulaires CRISM

3.5.5.1 Profondeur optique des aérosols minéraux

Pour la quantité des aérosols minéraux, j'ai décidé d'utiliser les estimations issues des travaux de *Wolff et al.* (2009). En effet, depuis l'arrivée de l'instrument CRISM et grâce à la disponibilité des données de type EPF, *Wolff et al.* (2009) a développé une méthode permettant d'estimer pour chaque observation CRISM, la profondeur optique des aérosols minéraux (AOT_m). La méthode est basée sur l'analyse des séquences EPF CRISM combinée aux informations issues des résultats des sites des rovers MER utilisés comme "vérité terrain", permettant d'isoler l'albedo de diffusion simple des aérosols minéraux. Elle est basée sur la minimisation du moindre carré de l'erreur entre la radiance TOA mesurée et calculée en utilisant les propriétés physiques des aérosols décrites par l'albedo de diffusion simple et la fonction de phase. Quelques hypothèses concernant les propriétés des aérosols (e.g., fonction phase, distribution spatiale et verticale des aérosols dans la couche atmosphérique) et concernant les propriétés de surface (e.g. albedo de diffusion simple, fonction de phase) doivent être prises en compte pour séparer les contributions atmosphériques et de surface. Concernant les propriétés de surface, cette approche suppose une surface non-lambertienne pour estimer l'AOT_m en utilisant le jeu de paramètres photométriques de surface estimé sur les sites des rovers MER (*Johnson et al.*, 2006b,a). Cette hypothèse est qualitative mais raisonnable pour un certain nombre de raisons développées par *Wolff et al.* (2009). Concernant les propriétés des aérosols minéraux, quelques incertitudes existent notamment sur la fonction de phase qui dépend de la taille et de la forme

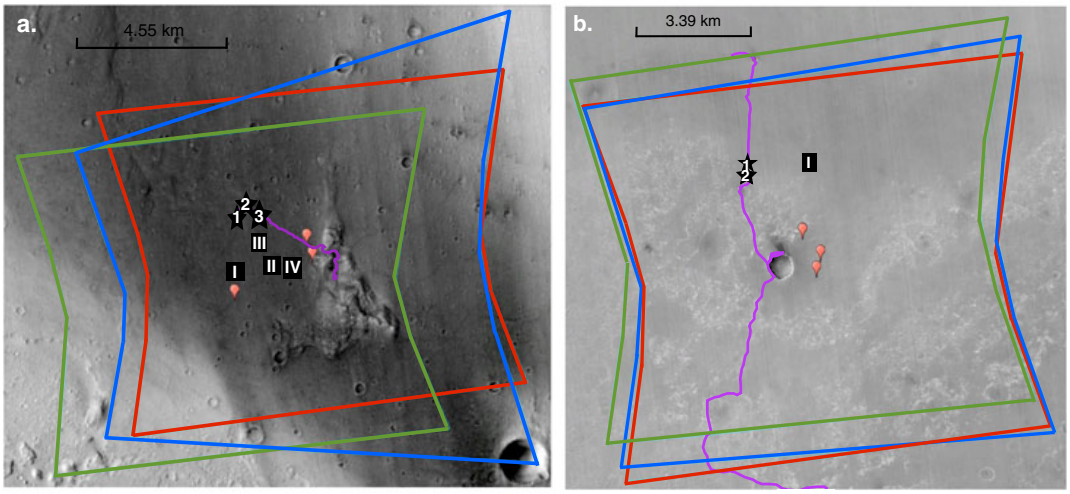


FIGURE 3.22 – (a) Image de l'instrument Context Camera (CTX) des sites d'atterrissage de MER-Spirit au cratère Gusev avec le chemin du rover depuis les plaines de Gusev jusqu'aux collines de Columbia en violet. Les empruntes des différentes observations FRT CRISM (seulement l'image centrale) sélectionnées sont représentés ici (bleu : FRT#3192, vert : FRT#8CE1, rouge : FRT#CDA5). Les étoiles en fond noir représentent la localisation des différents sites d'étude spectro-photométriques in situ (*Johnson et al.*, 2006b) (1 : Landing site, 2 : Bonneville rim site, 3 : NW of Missoula site) faites à l'aide des observations Pancam. Les carrés en fond noir représentent la position des différents ROIs sélectionnés pour l'étude photométrique (ROI de I à IV). (b) Image de l'instrument Context Camera (CTX) des sites d'atterrissage de MER-Opportunity au plaine de Meridiani avec le chemin du rover en violet. Les empreintes des différentes observations FRT CRISM (seulement l'image centrale) sélectionnées sont représentés ici (bleu : FRT#95B8, vert : FRT#334D, rouge : FRT#B6B5). Les étoiles en fond noir représentent la localisation des différents sites d'étude spectro-photométriques in situ (*Johnson et al.*, 2006a) (1 : South of Voyager, 2 : Purgatory region) faites à l'aide des observations Pancam. Les carrés en fond noir représentent la position du ROI sélectionné pour l'étude photométrique (ROI I).

des aérosols. Premièrement, cette méthode suppose une particule moyenne mais des variations des propriétés physiques et de composition des aérosols sont observées en fonction de la longitude solaire (saison) et de la localisation spatiale (latitude, longitude et altitude) (*Wolff et al.*, 2006). Deuxièmement, la taille moyenne des aérosols minéraux est estimée à partir des observations CRISM acquises lors la tempête globale de 2007. Cependant, durant ces grandes tempêtes, les particules d'aérosols minéraux sont plus grandes que celles observées durant des conditions atmosphériques plus claires. Troisièmement, l'hypothèse concernant la forme du grain utilisée par *Wolff et al.* (2009) contient une part rétrodiffusante dans la fonction de phase qui n'est pas réaliste (*Wolff et al.*, 2010). Par conséquent, les différents points énumérés peuvent biaisés l'estimation de l'AOT et doivent être pris en considération lors de l'analyse de la robustesse des estimations de la réflectance bidirectionnelle de surface. Cependant, les valeurs d'AOT_m estimées à partir des observations CRISM sur les deux sites d'atterrissage des rovers MER sont cohérentes avec celles obtenues par l'instrument Pancam, ce qui conforte sur la fiabilité des estimations. Cette valeur est calculée selon la verticale ce qui est cohérent au caractère mixte de l'atmosphère et elle est calculée à une longueur d'onde de référence à 1 μm où la transmission des gaz martiens est égale à 1. Ces estimations nous sont fournies par Michael Wolff (communication personnelle).

3.5.5.2 Paramètres photométriques de Hapke

Dans le cadre de l'application de la méthodologie pour les observations multi-angulaires CRISM, l'information a priori sur les données dans l'espace des données (D), décrite par une DDP notée $p(d)$ est supposée gaussienne en accord avec la procédure MARS-ReCO et la stratégie d'estimation de la réflectance bidirectionnelle de surface (Figure 3.6b). Chaque valeur de réflectance de surface estimée par MARS-ReCO à une géométrie donnée i, est accompagnée d'une erreur, caractérisée par un écart-type noté σ_i considérée comme étant indépendante des autres géométries. Cette incertitude est supposée gaussienne de matrice de covariance C dont la diagonale contient les variances de chaque réflectance de surface estimée par MARS-ReCO (Section 3.3.2).

L'incertitude de chaque réflectance de surface à chaque géométrie tient compte du rapport du signal sur bruit de l'instrument à une longueur d'onde de 750 nm estimé à 450 avant le lancement de la sonde MRO (*Murchie, S. et al.*, 2007). Cependant, due à la présence d'artéfacts comme des spikes et des questions de calibrations (*Seelos et al.*, 2011), l'incertitude est plus grande. Je choisis de sur-estimer l'incertitude de la réflectance CRISM (ρ) à chaque géométrie telle que : $\sigma_{CRISM_i} = (1/50) \times \rho_i$, où $i = 1, ..., N$ où N est le nombre de géométrie disponible. Cette incertitude est utilisée comme entrée dans la procédure MARS-ReCO. À cela, la procédure MARS-ReCO tient également compte de l'incertitude de l'AOT. À la suite de la procédure MARS-ReCO, chaque réflectance de surface estimée est accompagnée d'un écart-type utilisé comme entrée dans l'inversion bayésienne du modèle de Hapke.

La Figure 3.23 présente une courbe photométrique typique d'une observation multi-angulaire CRISM (symbolisé par des plus en vert) correspondant au signal en haut de l'atmosphère et la courbe photométrique de surface après correction de la contribution des aérosols minéraux par MARS-ReCO

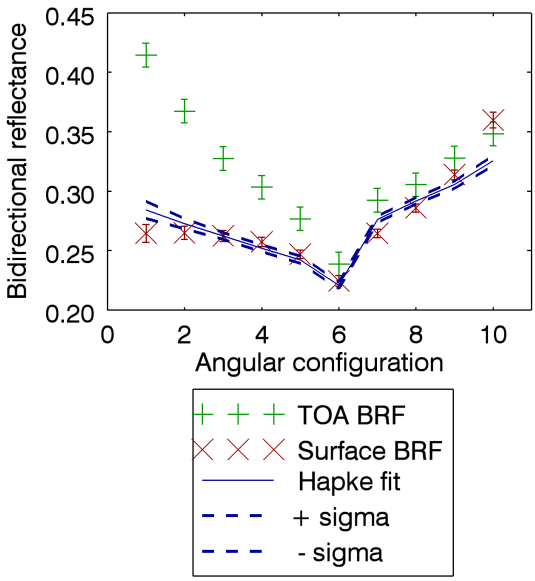


FIGURE 3.23 – Réflectance bidirectionnelle (en unité BRF) correspondant à la courbe photométrique du ROI I de l'observation CRISM FRT#3192 composé de 10 configurations géométriques en haut de l'atmosphère en vert et en surface après correction de la contribution des aérosols minéraux par MARS-ReCO en rouge. Dans les deux cas, l'erreur correspond à 1σ en fonction des configurations angulaires (où les configurations de 1 à 5 correspondent aux configurations avant le pointage au nadir, la configuration 5 est l'image centrale et les configurations de 7 à 10 correspondent aux configurations après le pointage au nadir). La courbe photométrique en bleu en trait plein et en pointillé correspondent respectivement au meilleur fit de Hapke estimé à partir des solutions des paramètres photométriques à suite de l'inversion bayésienne et à l'incertitude 1σ.

(symbolisé par des croix en rouge). Chaque mesure de réflectance de surface est accompagnée d'une incertitude de 1σ. Les courbes photométriques en bleu en trait plein et en pointillé correspondent respectivement, au meilleur fit de Hapke estimé à partir du jeu de paramètres photométriques obtenu après l'inversion bayésienne du modèle de Hapke et à l'incertitude $\pm 1\sigma$.

Il est également important de mentionner que les géométries CRISM n'atteignent jamais des angles de phase inférieurs à 5° où les phénomènes SHOE (Shadow Hiding of the Opposition Effect) (Chapitre 2, Sous-section 2.1.2.5) et CBOE (Coherent Backscattering of the Opposition Effect) sont observés, ce qui signifie que dans tous les cas les paramètres B_0 et h ne sont pas ou peu contraints par les données CRISM. Cependant, je choisis tout de même d'inverser les paramètres B_0 et h. Si les paramètres sont forcés à 0 lors de l'inversion du jeu de paramètres photométriques, aucun changement n'a été observé sur l'estimation des autres paramètres (ω, b, c, $\bar{\theta}$). De plus, le temps de calcul n'est pas modifié.

3.5.6 Étude du site d'atterrissage de MER-Spirit à Gusev Crater

Comme mentionné précédemment, trois observations FRT CRISM ont été sélectionnées pour l'étude photométrique du site d'atterrissage de MER-Spirit (Table 3.4). Toutes les observations

ont été corrigées de la contribution des aérosols minéraux par MARS-ReCO (Sous-section 3.2.2) afin d'estimer la réflectance bidirectionnelle de surface connaissant la valeur de l'AOT de chacune des observations (Table 3.4). À partir de la réflectance bidirectionnelle de surface, les paramètres photométriques de Hapke sont estimés à partir de la méthodologie décrite en Sous-Section 3.3.2 pour chacun des ROIs sélectionnés pour l'étude.

Pour chaque ROI, les paramètres photométriques sont estimés à 750 nm (i) à partir d'une seule observation FRT CRISM et (ii) à partir de la combinaison des trois observations FRT CRISM sélectionnées. Pour rappel, les observations CRISM ont été sélectionnées en fonction de leur complémentarité en terme de géométrie et notamment en terme d'angle de phase (Table 3.4).

Pour chaque paramètre photométrique du modèle de Hapke (ω, b, c, $\bar{\theta}$, B_0 et h), la moyenne et l'écart-type (noté σ) sont estimés à partir de la densité de probabilité a postériori estimée à l'aide de l'inversion bayésienne. Deux critères permettent d'évaluer la qualité de l'estimation des paramètres photométriques. La première est le critère de non-uniformité permettant de savoir si le paramètre estimé a une solution ($k \geq 0.5$) ou non ($k < 0.5$) (Section 3.3.2). La seconde est l'écart-type permettant de quantifier si le paramètre estimé ayant une solution est suffisamment bien contraint. L'ensemble des résultats est présenté dans les Tables 3.6 et 3.7

3.5.6.1 Analyses des paramètres photométriques estimés

La qualité de l'estimation par MARS-ReCO de la réflectance bidirectionnelle de surface est évaluée par le critère de l'erreur σ_ρ (Sous-section 3.2.2) et est fournit pour chaque ROI de chaque observation CRISM (Tables 3.6 et 3.7). De faibles valeurs de σ_ρ (0.01) sont obtenues sauf pour l'observation FRT#8CE1 qui présente la plus grande valeur de σ_ρ ($0.03 < \sigma_\rho < 0.04$). Ceci peut être expliqué par une forte valeur d'$AOT_{mineral}$ (0.98). Cette corrélation entre une forte valeur d'AOT et une forte valeur de σ_ρ est également observée dans les tests de sensibilité menés par *Ceamanos et al.* (2013). En effet, l'erreur calculée pour une donnée synthétique de référence qui reflète les propriétés photométriques de Mars augmente lorsque l'AOT augmente ($AOT_{mineral} = 1$, $\sigma_\rho \sim 0.05$, l'erreur est de 10% ; $AOT_{mineral} = 1.5$, $\sigma_\rho \sim 0.10$, l'erreur est de 20%, se référer les travaux de *Ceamanos et al.* (2013) pour plus de détails).

Les Tables 3.6 et 3.7 présentent les différents résultats photométriques pour les différents ROIs sélectionnés. La qualité de l'inversion bayésienne est évaluée par l'intermédiaire du RMS absolu (Sous-section 3.3) qui quantifie la différence entre la donnée observée et modélisée calculée à partir des densités de probabilité de chacun des paramètres photométriques estimés par l'inversion bayésienne. Pour chaque estimation du jeu de paramètre, une valeur de RMS absolu inférieure à 0.02 est observée, ce qui signifie que les inversions peuvent être considérées comme satisfaisantes. La Figure 3.24 montre un exemple de DDP des six paramètres photométriques estimés par l'inversion bayésienne pour le ROI I dans le cas où la courbe photométrique d'une seule observation CRISM (FRT#3192) a été utilisée (en bleu en trait plein) et dans le cas où les courbes photométriques issues des trois observations CRISM sélectionnées ont été utilisées (en rouge en pointillé) pour estimer les paramètres photométriques. On constate que la DDP est non-uniforme pour les paramètres ω, b, c, $\bar{\theta}$ pour le cas

FRT	Lat. (°N)	Lon. (°E)	AOT	σ_ρ RMS	ω k	b k	c k	$\bar{\theta}$ k	B_0 k	h k	nb	g
#3192	-14.603	175.478	0.33±0.04	0.01	0.68 (0.06)	0.17 (0.20)	0.62 (0.20)	11.62 (3.98)	-	-	10	∼56-112
				0.01	1.00	1.92	0.96	1.00	0.24	0.12		
#8CE1	-14.606	175.478	0.98±0.15	0.03	0.77 (0.07)	0.30 (0.28)	0.42 (0.27)	17.23 (9.64)	-	-	9	∼37-79
				0.01	1.00	1.47	0.60	0.98	0.20	0.12		
#CDA5	-14.604	175.481	0.32±0.04	0.01	0.78 (0.08)	0.44 (0.32)	0.54 (0.23)	16.71 (4.64)	-	-	8	∼46-107
				0.00	0.99	0.91	0.70	1.00	0.05	0.30		
ROI I - 3 FRTs	-	-	-	-	0.71 (0.05)	0.22 (0.18)	0.54 (0.18)	15.78 (2.65)	-	-	27	∼37-112
				0.01	1.00	1.45	0.95	1.00	0.28	0.23		
#3192	-14.599	175.499	0.33±0.04	0.01	0.72 (0.08)	0.29 (0.31)	0.59 (0.20)	12.32 (5.26)	-	-	9	∼55-112
				0.01	1.00	1.69	0.92	1.00	0.23	0.16		
#8CE1	-14.603	175.500	0.98±0.15	0.03	0.76 (0.08)	0.34 (0.29)	-	17.58 (9.91)	-	-	7	∼36-90
				0.02	0.99	1.42	0.41	0.98	0.08	0.09		
#CDA5	-14.602	175.498	0.32±0.04	0.01	0.74 (0.07)	0.37 (0.28)	0.65 (0.20)	14.62 (4.97)	-	-	8	∼46-107
				0.01	1.00	1.06	0.81	1.00	0.14	0.10		
ROI II - 3 FRTs	-	-	-	-	0.72 (0.05)	0.27 (0.15)	0.56 (0.16)	15.62 (2.43)	-	-	24	∼36-112
				0.01	1.00	1.18	0.99	1.00	0.05	0.23		

ROI : Region Of Interest, Lat. : latitude, Lon. : longitude, FRT : Full Resolution Targeted, AOT : Aerosol Optical Thickness, σ_ρ : écart-type évaluant la qualité de l'estimation de la réflectance de surface par MARS-ReCO, ω : albedo de diffusion simple, b : paramètre d'asymétrie, c : fraction de rétrodiffusion, $\bar{\theta}$: rugosité macroscopique (en degré), B_0 : magnitude du pic d'effet d'opposition, h : largeur à mi-hauteur du pic d'effet d'opposition, nb : nombre de configuration angulaire, g : gamme d'angles de phase (en degré)

TABLE 3.6 – Moyennes et écart-types (en parenthèse) des paramètres photométriques estimés à partir d'une observation CRISM (FRT#3192, FRT#8CE1, FRT#CDA5) ou à partir de la combinaison des trois observations à l'aide de l'inversion bayésienne du modèle de Hapke pour les ROI I et ROI II. Chacune des observations ont été corrigée de la contribution atmosphérique à l'aide de la procédure MARS-ReCO. L'écart-type σ_ρ fournit par MARS-ReCO, nous renseigne sur la qualité de l'estimation de la réflectance bidirectionnelle de surface. Le paramètre k est le critère de non-uniformité de la densité de probabilité qui accompagne chaque paramètre inversé. Il nous indique si le paramètre a une solution à la suite de l'inversion (k>0.5).

FRT	Lat. (°N)	Lon. (°E)	AOT	σ_ρ RMS	ω k	b k	c k	$\bar{\theta}$ k	B_0 k	h k	nb	g
#3192	-14.593	175.496	0.33±0.04	0.01	0.72 (0.08)	0.32 (0.29)	0.58 (0.20)	10.53 (5.81)	-	-	7	∼56-108
				0.01	1.00	1.12	0.94	1.00	0.15	0.10		
#8CE1	-14.596	175.494	0.98±0.15	0.03	0.77 (0.09)	0.35 (0.29)	0.44 (-)	19.13 (10.52)	-	-	7	∼37-84
				0.01	0.99	1.36	0.39	0.98	0.02	0.06		
#CDA5	-14.594	175.497	0.32±0.04	0.01	0.72 (0.07)	0.26 (0.25)	0.65 (0.20)	14.21 (5.59)	-	-	7	∼46-106
				0.01	1.00	1.67	0.85	1.00	0.15	0.24		
ROI III - 3 FRTs	-	-	-	-	0.69 (0.04)	0.19 (0.14)	0.66 (0.18)	13.96 (4.40)	-	-	21	∼37-108
				0.01	1.00	1.43	0.87	1.00	0.08	0.11		
#3192	-14.600	175.507	0.33±0.04	0.01	0.68 (0.06)	0.17 (0.21)	0.61 (0.22)	11.74 (4.43)	-	-	9	∼56-112
				0.01	1.00	1.80	0.97	1.00	0.28	0.39		
#8CE1	-14.602	175.508	0.98±0.15	0.04	0.78 (0.09)	0.38 (0.29)	-	20.40 (11.41)	-	-	6	∼41-84
				0.01	0.99	0.80	0.24	0.97	0.22	0.12		
#CDA5	-14.600	175.509	0.32±0.04	0.01	0.74 (0.07)	0.35 (0.27)	0.65 (0.20)	14.55 (5.48)	-	-	8	∼46-107
				0.01	1.00	1.10	0.79	1.00	0.14	0.09		
ROI IV - 3 FRTs	-	-	-	-	0.79 (0.07)	0.59 (0.27)	0.56 (0.16)	10.88 (5.11)	-	-	23	∼41-112
				0.01	1.00	0.53	0.97	1.00	0.09	0.05		

ROI : Region Of Interest, Lat. : latitude, Lon. : longitude, FRT : Full Resolution Targeted, AOT : Aerosol Optical Thickness, σ_ρ : écart-type évaluant la qualité de l'estimation de la réflectance de surface par MARS-ReCO, ω : albedo de diffusion simple, b : paramètre d'asymétrie, c : fraction de rétrodiffusion, $\bar{\theta}$: rugosité macroscopique (en degré), B_0 : magnitude du pic d'effet d'opposition, h : largeur à mi-hauteur du pic d'effet d'opposition, nb : nombre de configuration angulaire, g : gamme d'angles de phase (en degré)

TABLE 3.7 – (Suite) pour les ROI III et ROI IV.

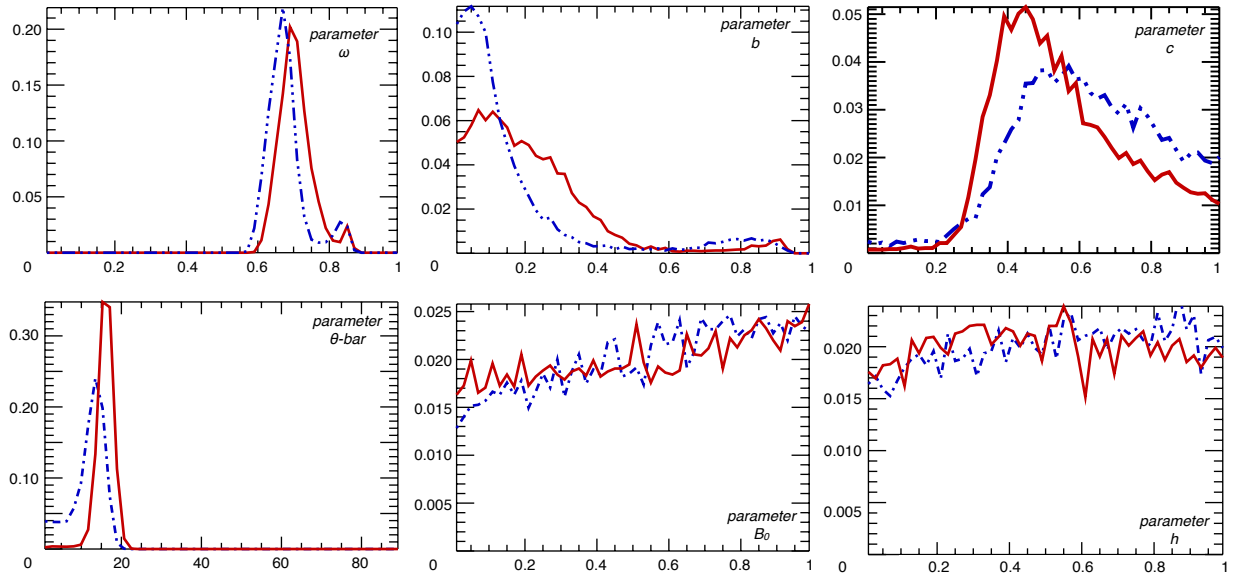


FIGURE 3.24 – Exemples de densités de probabilité des six paramètres photométriques estimées à la suite de l'inversion bayésienne pour le ROI I du site MER-Spirit. Deux cas sont considérés : le résultat de l'inversion de la courbe photométrique venant d'une seule observation FRT CRISM (FRT#3192) en bleu en trait plein et le résultat de l'inversion de la courbe photométrique venant de la combinaison des trois observations FRT CRISM sélectionnées (FRT#3192, FRT#8CE1, FRT#CDA5) en rouge en pointillé.

avec une seule observation et dans le cas avec la combinaison de trois observations CRISM ce qui signifie qu'une solution existe. Pour les paramètres B_0 et h, la DDP est uniforme dans les deux cas ce qui signifie qu'il n'y a pas de solution et que l'enrichissement de l'échantillonnage de la courbe photométrique et de sa gamme d'angles de phase ne permettent pas de fournir de solutions aux paramètres d'effet d'opposition.

Plusieurs observations peuvent être soulignées lorsqu'une seule observation CRISM est utilisée :

— Une solution existe pour le paramètre ω pour tous les ROIs utilisant les différentes observations CRISM sélectionnées ($k \sim 1$). La valeur de l'écart-type montre que le paramètre ω est le paramètre le mieux contraint ($0.06 < \sigma < 0.09$). Un exemple de la DDP a posteriori du paramètre ω correspondant au ROI I utilisant l'observation FRT#3192 est montré dans la Figure 3.24.

— Une solution existe pour le paramètre b pour tous les ROIs utilisant les différentes observations CRISM sélectionnées ($k \geq 0.5$). La valeur de l'écart-type est relativement élevée ($0.25 < \sigma < 0.32$) ce qui montre que le paramètre b est mal contraint excepté pour les ROIs I et IV utilisant l'observation FRT#3192. Cette différence peut être expliquée par un plus grand nombre de géométrie disponible, respectivement 10 et 9 ce qui signifie un meilleur échantillonnage de la courbe photométrique. Un exemple de la DDP a posteriori du paramètre b correspondant au ROI I utilisant l'observation FRT#3192 est montré dans la Figure 3.24.

— Une solution existe pour le paramètre c pour tous les ROIs utilisant les observations FRT#3192

ou FRT#CDA5 ($k \geq 0.5$). La valeur de l'écart-type est relativement faible ($0.20 < \sigma < 0.23$) montrant que le paramètre c est mieux contraint que le paramètre b. Il n'existe pas de solution pour les ROI II, III et IV utilisant l'observation FRT#8CE1 ($k < 0.5$). Pour le ROI I, une solution existe ($k \geq 0.5$) mais la valeur de l'écart-type est relativement élevée ($\sigma = 0.27$) ce qui montre que le paramètre c pour ce ROI est mal contraint. Un exemple de la DDP a posteriori du paramètre c correspondant au ROI I utilisant l'observation FRT#3192 est montré dans la Figure 3.24.

— Une solution existe pour le paramètre $\bar{\theta}$ pour tous les ROIs utilisant les différentes observations CRISM sélectionnées ($k \geq 0.5$). Concernant les valeurs de l'écart-type, deux groupes de résultats se distinguent : (i) la valeur de l'écart-type est relativement faible ($3.98 < \sigma < 5.81$) montrant que le paramètre $\bar{\theta}$ est mieux contraint pour les ROIs utilisant les observations FRT#3192 ou FRT#CDA5, (ii) la valeur de l'écart-type est relativement élevée ($9.64 < \sigma < 20.40$) montrant que le paramètre $\bar{\theta}$ est mal contraint pour les ROIs utilisant l'observation FRT#8CE1. Un exemple de la DDP a posteriori du paramètre $\bar{\theta}$ correspondant au ROI I utilisant l'observation FRT#3192 est montré dans la Figure 3.24.

— Aucune solution existe pour les paramètres B_0 et h pour tous les ROIs utilisant les différents observations CRISM sélectionnées ($k << 0.5$). Un exemple de la DDP a posteriori du paramètre $\bar{\theta}$ correspondant au ROI I utilisant l'observation FRT#3192 est montré dans la Figure 3.24.

Plusieurs conclusions peuvent être mises en avant lorsqu'une seule observation FRT CRISM est utilisée :

— Les paramètres B_0 et h ne présentent pas de solution. La gamme d'angles de phase CRISM disponible ($g > 20°$) ne permet pas de contraindre l'effet d'opposition. Par conséquent, aucune interprétation physique ne peut être faite.

— Les paramètres c et $\bar{\theta}$ sont respectivement, non contraint et mal contraint lorsque l'observation FRT#8CE1 est utilisée. La différence qui existe entre cette observation CRISM et les deux autres est la gamme d'angles de phase disponible. En effet, l'angle de phase maximal observé pour FRT#8CE1 est de 90° alors que les autres montrent un angle de phase maximal supérieur à 100°.

— le paramètre b est mal contraint ou faiblement contraint (pour toutes les observations CRISM disponibles). Ceci peut être expliqué par le manque de petits (<40°) et grands (>100°) angles de phase et par un mauvais échantillonnage de la courbe photométrique.

Les résultats soulignent l'importance de la qualité de l'échantillonnage de la courbe photométrique en terme de nombre de configurations géométriques disponibles mais aussi en terme de gamme d'angles de phase disponibles. Alors que le paramètre ω est le paramètre le mieux contraint, les paramètres b, c, $\bar{\theta}$, B_0 et h sont sensibles à la disponibilité des petits et grands angles de phase.

Une des solutions pour améliorer l'échantillonnage de la courbe photométrique en terme de nombre de géométrie et de gamme d'angles de phase est de combiner plusieurs observations FRT CRISM présentant des géométries variées. Après fusion, on constate que pour tous les paramètres

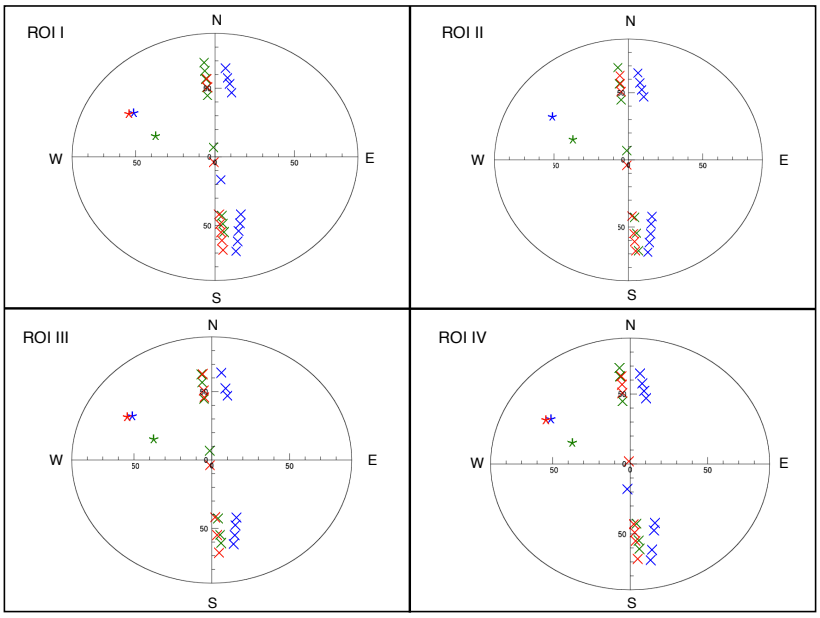


FIGURE 3.25 – Projection nord des conditions géométriques (étoile : rayons incidents, croix : rayons émergent) des différentes observations FRT CRISM (bleu : FRT#3192, vert FRT#8CE1, rouge : FRT#CDA5) pour les différents ROIs étudiés localisés sur le site de MER-Spirit.

estimés à partir de cette nouvelle courbe photométrique (exceptés les paramètres B_0 et h, pour les mêmes raisons que précédemment) pour tous les ROIs (excepté le ROI IV), une solution existe et la solution est mieux contrainte que dans le cas où seule une observation FRT CRISM est utilisée. Ceci s'explique par un meilleur échantillonnage de la courbe photométrique : nombre de configurations géométriques supérieur à 21 et angles de phase inférieurs à 40° et supérieurs à 100°. Pour le ROI IV, les paramètres sont moins bien contraints que dans le cas où seule une observation FRT CRISM est utilisée (exemple avec le cas FRT#3192, où les paramètres sont mieux contraints excepté le paramètre $\bar{\theta}$). Ceci peut être expliqué par une limitation dans l'échantillonnage de la courbe photométrique. Pour donner une explication à cette observation, les géométries d'observation des quatre ROIs ont été projetées sur une projection nord (Figure 3.25). Pour le cas du ROI IV, une géométrie correspondant au cas de l'image centrale (proche du nadir) de l'observation FRT#8CE1 manque comparés aux autres ROIs. Une différence d'angle d'incidence (FRT#8CE1, $\theta_0 \sim 40°$, les autres observations, $\theta_0 \sim 60°$,) peut expliquer que le jeu de paramètres photométriques soit moins bien contraint que le jeu de paramètres photométriques des autres ROIs.

L'estimation des paramètres photométriques après la combinaison de plusieurs observations CRISM est meilleure montrant le bénéfice de combiner plusieurs CRISM FRT lorsque cela est possible (disponibilité de plusieurs observations FRT CRISM avec le même recouvrement spatial et des géométries d'acquisition variées, sans changement d'état de surface entre les différentes observations) dans l'estimation précise du jeu de paramètres photométriques.

3.5.6.2 Validation

Cette sous-section se focalise sur la validation de la méthodologie à partir des paramètres photométriques estimés en les comparant aux études photométriques antérieures basées sur des mesures photométriques orbitales, in situ et en laboratoire. La DDP des différents paramètres photométriques est utilisée pour la comparaison (Sous-section 3.3.2).

1.5.6.2.1. Comparaison avec les mesures photométriques expérimentales sur des échantillons artificiels et naturels

Dans cette partie, les résultats photométriques obtenus à partir des observations CRISM sont comparés aux travaux suivants :

— les travaux de *McGuire and Hapke* (1995) basés sur l'étude des propriétés de diffusion de différentes particules centimétriques artificielles isolées présentant différents types de structures (particules sphériques ou rugueuses, particules avec une forme lisse ou irrégulières, particules avec ou sans diffuseurs internes, etc.),

— les travaux de *Souchon et al.* (2011); *Souchon* (2012) basés sur l'étude des propriétés de diffusion de différents matériaux volcaniques qui diffèrent au point de leur taille (depuis le micromètre au millimètre), de leur forme, de leur aspect de surface, et de leur minéralogie (incluant les verres et les minéraux).

La Figure 3.26 présente les résultats des paramètres b et c pour le ROI I dans l'espace des paramètres b et c comparés aux travaux en laboratoire. Les résultats montrent que les valeurs des paramètres b et c obtenus à partir de la courbe photométrique issue de la combinaison des trois observations FRT CRISM sélectionnées sont plus proches que dans le cas où une seule observation FRT est utilisée pour l'estimation des paramètres. La combinaison des observations FRT est donc une solution pour obtenir des résultats plus précis avec des barres d'erreurs acceptables. Les valeurs des paramètres b et c montrent que la diffusion issue des matériaux étudiés par CRISM est large et principalement vers l'arrière. Ce comportement est similaire aux particules artificielles composées d'une densité moyenne de diffuseurs internes et aux particules naturelles irrégulières ou rond avec une faible rugosité et opaques. Des conclusions similaires sont observées pour les autres ROIs.

1.5.6.2.2. Comparaison avec les mesures photométriques in situ acquises par l'instrument Pancam/MER-Spirit

Dans cette partie, les résultats photométriques obtenus à partir des observations CRISM sont comparés avec les résultats photométriques estimés à partir des mesures spectro-photométriques de l'instrument Panoramic camera (Pancam) à bord du rover MER-Spirit. *Johnson et al.* (2006b) ont estimé les paramètres photométriques de Hapke de différentes unités géologiques : "Gray rocks" unit, "Red rocks" unit et "Soil" unit (matériaux non consolidés). La radiance mesurée par Pancam a été d'abord corrigée de l'illumination du ciel diffuse (*Johnson et al.*, 2006b) et des orientations locales des facettes de surfaces (*Soderblom et al.*, 2004a).

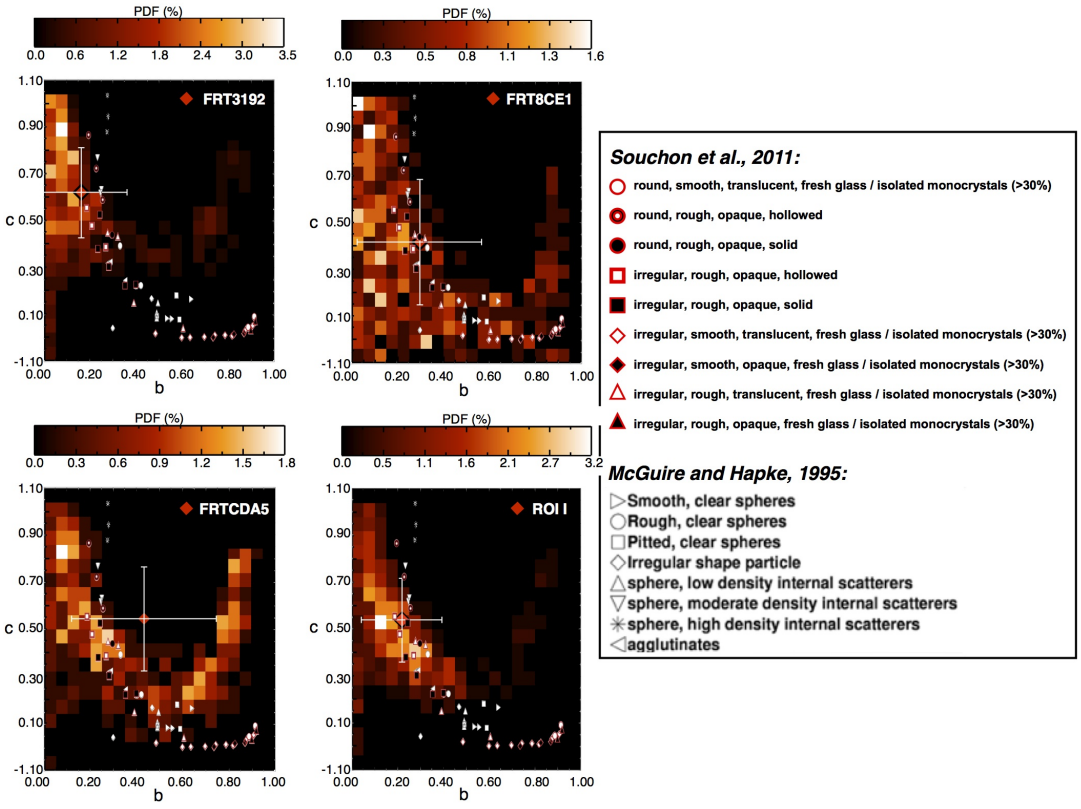


FIGURE 3.26 – Carte de densité de probabilité des paramètres de la fonction de phase b (axe horizontal) et c (axe vertical) estimée à partir des 500 dernières itérations de l'inversion bayésienne pour le ROI I à partir de l'observation FRT#3192, FRT#8CE1, FRT#CDA5 et à partir de la combinaison des trois observations FRT. La longueur d'onde est 750 nm. La grille est divisée en 24 (vertical) x 20 (horizontal) carrés. Le dégradé de couleur correspond à l'information sur la probabilité en pourcentage. La moyenne (losange rouge) et l'écart-type estimés à partir de la DDP sont également représentés. Les solutions de l'inversion sont comparées aux valeurs de la fonction de phase estimées à partir des études expérimentales sur le comportement de diffusion de particules artificielles centimétriques isolées (*McGuire and Hapke*, 1995) et de particules naturelles volcaniques (*Souchon*, 2012).

Cependant cette comparaison n'est pas directe. En effet, la différence de la résolution spatiale entre les instruments CRISM et Pancam doit être prise en compte dans la comparaison. Alors que Pancam fournit des observations locales distinguant les roches et les soils (échelle centimétrique), CRISM fournit des observations sur une échelle plus grande (échelle pluri-décamétrique) intégrant les différentes unités distinguées par Pancam. Le site d'atterrissage de MER-Spirit est dominé par des matériaux non consolidés (soils) avec une abondance de roches estimée entre 5 et 35% (*Golombek et al.*, 2006). À la résolution spatiale de CRISM, l'unité géologique dominante serait donc l'unité des "Soils".

Les quatre ROIs ont été sélectionnés près du chemin du rover. Les résultats photométriques issus de la combinaison des trois observations CRISM (FRT#3192, FRT#8CE1 et FRT#CDA5) (Tables 3.6 et 3.7) sont comparés aux résultats photométriques in situ effectués dans les plaines cratérisées au Nord-Ouest des collines de Columbia : Landing Site (Sol 013) correspondant à la région intercratérisée, Bonneville Rim (Sols 087-088) et NW of Missoula (Sols 102-103) correspondant aux régions en bordure des cratères (Figure 3.22a et Table 3.8).

Les résultats sont les suivants :

— *Albedo de diffusion simple.* La Figure 3.27 présente les moyennes, les écart-types et les DDP de l'albedo de diffusion simple (ω) estimés pour chacun des ROIs CRISM sélectionnés comparés aux résultats photométriques in situ des différentes unités géologiques ("Red rock", "Gray rock" et "Soils") des différents sites (Landing Site, Bonneville Rim et NW of Missoula) (*Johnson et al.*, 2006b). La bimodalité de la DDP du paramètre ω du ROI IV est expliquée par un manque de diversité en terme d'angles de phase (Sous-section 3.4.3.1). Les valeurs du paramètre ω estimées à partir des observations CRISM sont cohérentes avec les valeurs estimées par Pancam pour l'unité des "Soils" obtenues pour les trois sites.

— *Fonction de phase.* La Figure 3.28 présente les moyennes et les écart-types des paramètres b et c pour chacun des ROIs CRISM sélectionnés comparés aux résultats photométriques in situ (pour l'unité des "Red rock" du site Landing Site, la valeur du paramètre c est déterminée à 754 nm au lieu de 753 nm où le paramètre n'est pas contraint, et pour l'unité des "Red rock" du site Bonneville Rim le paramètre c n'est pas contraint à ces deux longueurs d'onde). Les valeurs des paramètres b et c estimées à partir des observations CRISM sont cohérentes avec les valeurs estimées par Pancam pour l'unité des "Soils" obtenues pour les trois sites et l'unité des "Red rock" du site de Landing Site. Comme pour le paramètre ω, on peut noter que pour ROI IV, aucune solution a été trouvée pour le paramètre b ($k \sim 0.5$).

— *Rugosité macroscopique.* La Figure 3.29 présente les moyennes et les écart-types du paramètre $\bar{\theta}$ pour chacun des ROIs CRISM sélectionnés comparés aux résultats photométriques in situ. Les valeurs du paramètre $\bar{\theta}$ estimées à partir des observations CRISM sont cohérentes avec les valeurs estimées par Pancam pour l'unité des "Soils" du site Landing Site. Ceci est cohérent avec les images in situ qui montrent une population plus importante de petits fragments de roches de quelques millimètres à quelques centimètres de diamètres ("clast") dans l'unité des soils située dans les plaines entre les cratères d'impact (Landing site) que dans les plaines

Site	Unit	ω	$\bar{\theta}$ (deg.)	b	c	Number	g (deg.)
Landing Site	Bright Soil	0.75 (+0.01, -0.00)	2 (+, -)	0.243 (+0.020, -0.017)	0.625 (+0.012, -0.013)	21	∼30-120
(Sol 013)	Gray Rock	0.83 (+0.01, -0.01)	7 (+3, -4)	0.931 (+0.045, -0.044)	0.065 (+0.058, -0.058)	66	∼30-120
	Red Rock	0.79 (+0.03, -0.02)	20 (+3, -3)	0.187 (+0.026, -0.031)	0.720 (+0.084, -0.087)	68	∼30-120
	Soil	0.76 (+0.01, -0.01)	15 (+2, -1)	0.262 (+0.010, -0.010)	0.715 (+0.029, - 0.032)	51	∼30-120
Bonneville Rim	Gray rock	0.72 (+0.04, -0.04)	23 (+3, -4)	0.434 (+0.035, -0.037)	0.359 (+0.048, -0.050)	63	∼25-120
(Sol 087-088)	Red rock	0.70 (+0.01, -0.01)	15 (+3, -3)	0.219 (+0.017, -0.020)	1.000 (+, -)	72	∼25-120
	Soil	0.66 (+0.00, -0.00)	7 (+1, -1)	0.170 (+0.008, -0.008)	0.823 (+0.025, -0.024)	54	∼25-120
NW of Missoula	Gray rock	0.70 (+0.02, -0.02)	13 (+2, -3)	0.406 (+0.018, -0.032)	0.206 (+0.019, -0.025)	225	∼0-125
(Sol 102-103)	Red rock	0.83 (+0.02, -0.02)	19 (+1, -2)	0.450 (+0.023, -0.064)	0.255 (+0.032, -0.072)	141	∼0-125
	Soil	0.69 (+0.01, -0.00)	11 (+1, -1)	0.241 (+0.011, -0.009)	0.478 (+0.036, -0.022)	132	∼0-125

ω : albedo de diffusion simple, b : paramètre d'asymétrie, c : fraction de rétrodiffusion, $\bar{\theta}$: rugosité macroscopique (en degré), number : nombre de configuration angulaire, g : gamme d'angles de phase (en degré)

TABLE 3.8 – Valeurs des paramètres photométriques de Hapke et de l'écart-type associé (les paramètres non contraints sont indiqués par "(+,-)") estimées à partir des mesures spectro-photométriques Pancam à bord de MER-Spirit pour les sites de Landing Site (Sol 013), Bonneville Rim (Sols 087-088) et NW of Missoula (Sols 102-103) pour les différentes unités géologiques (Gray rock, Red rock et Soil) à 753 nm (excepté pour la valeur du paramètre c de l'unité Red rock du site Landing Site qui correspond au résultat estimé à 754 nm)(*Johnson et al.*, 2006b).

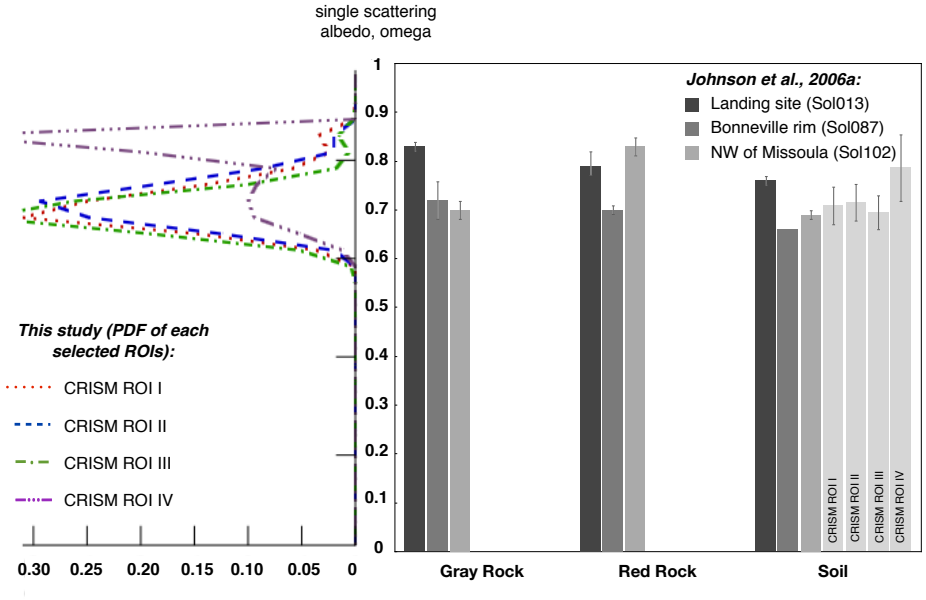


FIGURE 3.27 – Moyennes et écart-types du paramètre d'albedo de diffusion simple (ω) estimés à partir des mesures spectro-photométriques Pancam à 753 ou 754 nm pour différentes unités géologiques ("Gray rock", "Red rock", "Soil") pour les sites Landing Site (Sol 013), Bonneville Rim (Sols 087-088) et NW of Missoula (Sols 102-103) (*Johnson et al.*, 2006b) comparés à ceux estimés à partir des données multi-angulaires CRISM à 750 nm (ROIs I à IV). La DDP du paramètre ω estimée à partir des 500 dernières itérations de l'inversion bayésienne est également représentée pour chacun des ROIs (gauche). Ceci est utile lorsque la moyenne et l'écart-type ne sont pas représentatifs de la DDP comme cela est le cas pour le ROI IV qui montre une DDP bimodale.

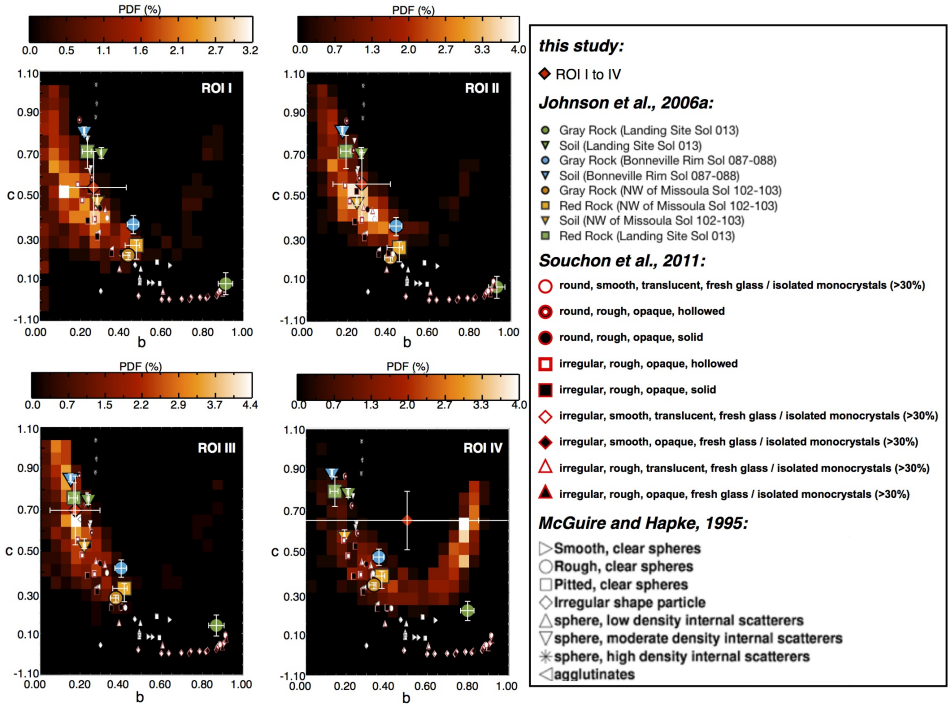


FIGURE 3.28 – Carte de densité de probabilité des paramètres de la fonction de phase b (axe horizontal) et c (axe vertical) estimée à partir des 500 dernières itérations de l'inversion bayésienne pour chacun des ROIs (I à IV) à 750 nm. La grille est divisée en 24 (vertical) x 20 (horizontal) carrés. Le dégradé de couleur correspond à l'information sur la probabilité en pourcentage. La moyenne (losange rouge) et l'écart-type estimés à partir de la DDP sont représentés également. Les solutions de l'inversion sont comparées aux valeurs de la fonction de phase estimées à partir des études expérimentales sur le comportement de diffusion de particules artificielles centimétriques isolées (*McGuire and Hapke*, 1995) et de particules naturelles volcaniques (*Souchon*, 2012). Les résultats des paramètres de la fonction de phase obtenus à partir des mesures spectro-photométriques in situ par Pancam sont également présentés (unités des "Gray rock" (cercle), "Red rock" (carré), "Soil" (triangle) des sites Landing Site (vert), Bonneville Rim (bleu), et NW of Missoula (orange) estimés à 753 ou 754 nm (*Johnson et al.*, 2006b).

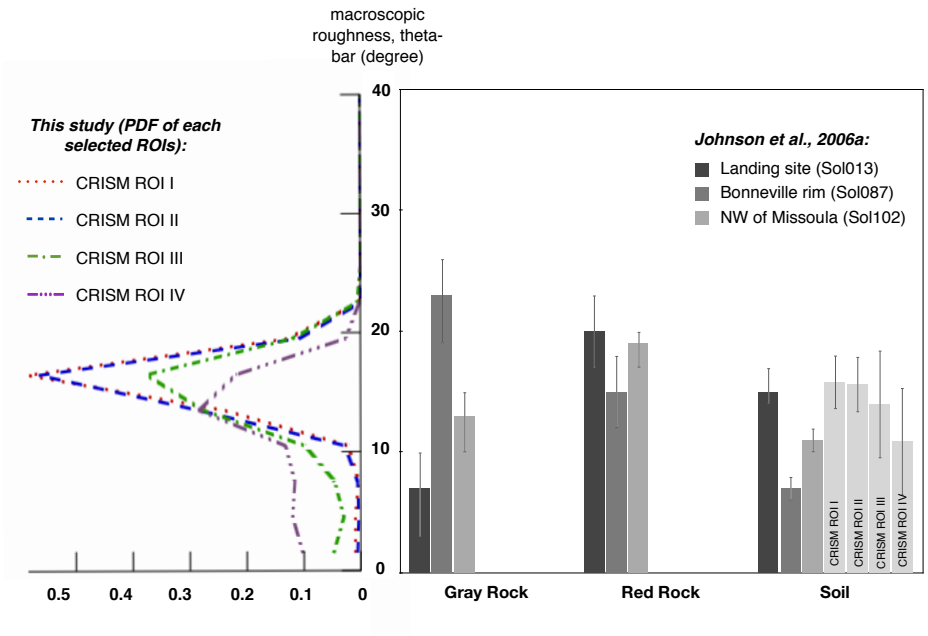


FIGURE 3.29 – Moyennes et écart-types du paramètre de rugosité macroscopique ($\bar{\theta}$) estimés à partir des mesures spectro-photométriques Pancam à 753 ou 754 nm pour différentes unités géologiques ("Gray rock", "Red rock", "Soil") pour les sites Landing Site (Sol 013), Bonneville Rim (Sols 087-088) et NW of Missoula (Sols 102-103) (*Johnson et al.*, 2006b) comparés à ceux estimés à partir des données multi-angulaires CRISM à 750 nm (ROIs I à IV). La DDP du paramètre $\bar{\theta}$ estimée à partir des 500 dernières itérations de l'inversion bayésienne est également représentée pour chacun des ROIs (gauche).

proches des bordures des cratères (e.g., Bonneville Rim et NW of Missoula crater). En effet, les blocs les plus denses sont localisés proches des bordures de cratères alors que les objets les plus légers sont localisés plus loin. Cependant à l'échelle du pixel CRISM (env. 500 m), les unités géologiques (roches et soils) sont intégrées. La valeur de rugosité macroscopique obtenue exprime donc à la fois la population des clastes mais aussi des blocs (abondance de roches estimée entre 5 et 35% (*Golombek et al.*, 2006)).

Deux points importants peuvent être soulignés à l'issue de la comparaison entre les résultats photométriques orbitaux CRISM et in situ Pancam. Premièrement, à la résolution spatiale CRISM de 500 m, le comportement de diffusion est le même que l'unité des "Soils" défini par *Johnson et al.* (2006b). Deuxièmement, les valeurs du paramètre $\bar{\theta}$ sont plus proches des valeurs de l'unité des "Soils" du site Landing Site localisé dans la plaine intercratérisée où la population de clasts est plus importante que dans les régions proches des bordures de cratères (e.g.., Bonneville Rim et NW of Missoula crater). Les paramètres photométriques estimés à partir de la méthodologie présentée ici sont cohérents avec les résultats photométriques in situ validant la méthodologie dans le cas du site d'atterrissage de MER-Spirit.

Instrument	ROI or unit	ω	b	c	$\bar{\theta}$ (deg.)	B_0	h
CRISM	ROI I	0.71 (0.05)	0.22 (0.18)	0.54 (0.18)	15.78 (2.65)	0.49 (-)	0.54 (-)
	ROI II	0.72 (0.05)	0.27 (0.15)	0.56 (0.16)	15.62 (2.43)	0.49 (-)	0.52 (-)
	ROI III	0.69 (0.04)	0.19 (0.14)	0.66 (0.18)	13.96 (4.40)	0.50 (-)	0.53 (-)
	ROI IV	0.79 (0.07)	0.59 (0.27)	0.56 (0.16)	10.88 (5.11)	0.50 (-)	0.48 (-)
HRSC	case 1	0.72±0.02	0.06±0.02	0.34±0.06	18.5±1.5	0.73±0.07	0.75±0.13
	case 2	0.80±0.02	0.22±0.04	0.41±0.06	17.2±3.0	-	-

TABLE 3.9 – Valeurs de paramètres photométriques de Hapke et l'écart-type associé estimées à partir des mesures photométriques HRSC à 650 nm (*Jehl et al.*, 2008) comparées aux valeurs estimées à partir de la combinaison des observations CRISM sélectionnées pour les ROI I à IV. Le cas 1 correspond à l'estimation du jeu de paramètres de Hapke quand les paramètres d'effet d'opposition sont laissés libre dans l'inversion et le cas 2 correspond au cas où les angles de phase disponibles sont supérieurs à 20° par conséquent l'effet d'opposition est négligé lors de l'inversion (se référer aux travaux de *Jehl et al.* (2008) pour plus de détails).

1.5.6.2.3. Comparaison avec les mesures photométriques orbitales acquises par l'instrument HRSC/MEx

Dans cette partie, les résultats photométriques estimés à partir des observations CRISM sont comparés à ceux estimés à partir des observations multi-angulaires HRSC/MEx (*McCord et al.*, 2007). Comme présenté dans le Chapitre 1, Sous-section 1.3.1.2, *Jehl et al.* (2008) ont déterminé les paramètres photométriques dans la région de Gusev Crater et Apollinaris Patera à une échelle spatiale kilométrique. Ils ont utilisé plusieurs jeux de données multi-angulaires afin d'élargir la gamme géométrique des courbes photométriques. L'étude photométrique a été menée sans correction de la contribution des aérosols minéraux mais en s'assurant que la contribution atmosphérique était limitée en sélectionnant uniquement les observations HRSC avec une valeur d'AOT inférieure à 0.9. *Jehl et al.* (2008) ont utilisé une inversion développée par *Cord et al.* (2003) basée sur l'inversion (Sous-section 3.3.2) du modèle de Hapke (Chapitre 2, Sous-section 2.1.2.5) pour estimer le jeu de paramètres photométriques. En comparant les résultats photométriques obtenus à partir des observations CRISM avec ceux estimés avec les observations HRSC dans la région du site d'atterrissage de MER-Spirit, des valeurs cohérentes sont observées, particulièrement avec les ROIs I, II et III (Table 3.9).

Cependant, en regardant plus en détail, des différences sont notables concernant les paramètres ω et c (Table 3.9). En effet, les valeurs des paramètres ω et c estimées à partir les données CRISM sont respectivement plus petites et plus grandes que celles estimées à partir des données HRSC. De plus, comme je l'ai souligné précédemment, les résultats photométriques obtenus à partir des données CRISM sont plus cohérents avec ceux estimés à partir des données Pancam. Ces différences peuvent être expliquées par l'utilisation d'un algorithme de correction de la contribution des aérosols minéraux dans les courbes photométriques CRISM, ce qui n'est pas le cas dans l'étude de *Jehl et al.* (2008) avec les données HRSC. Les aérosols minéraux ont la particularité d'être brillants ($\omega = 0.97 - 0.98$ à 750 nm, (*Wolff et al.*, 2009)) et diffusent principalement le rayonnement vers

l'avant. Par conséquent, leur contribution dans les données HRSC s'exprime par une augmentation apparente de la valeur de l'albedo de diffusion simple de la surface et d'une diminution apparente de la valeur de la fraction de rétrodiffusion de la surface.

3.5.7 Étude du site d'atterrissage de MER-Opportunity à Meridiani Planum

Comme mentionné précédemment, trois observations FRT CRISM ont été sélectionnées pour l'étude photométrique du site d'atterrissage MER-Opportunity (Table 3.5). De la même façon que pour l'étude du site de MER-Spirit, les sous-sections suivantes présentent l'analyse et la comparaison avec les résultats photométriques in situ. L'ensemble des résultats est présenté dans la Table 3.10.

3.5.7.1 Analyses des paramètres photométriques estimés

De façon similaire à l'analyse faite avec les résultats du site MER-Spirit, le paramètre d'erreur σ_ρ sur l'estimation de la réflectance bidirectionnelle de surface est calculé par MARS-ReCO pour chacune des observations FRT CRISM sélectionnées du ROI I (Table 3.10). Des valeurs acceptables sont observées pour σ_ρ ($0.01 < \sigma_\rho < 0.02$) indiquant que les estimations de la réflectance bidirectionnelle de surface sont suffisamment précises.

La Table 3.10 présente les différents résultats photométriques pour le ROI I. La qualité de l'inversion bayésienne est évaluée par l'intermédiaire du RMS absolu (Sous-section 3.3) et une valeur de RMS absolu inférieure à 0.02 est observée pour chaque estimation du jeu de paramètre, ce qui signifie que les inversions peuvent être considérées comme satisfaisantes. La Figure 3.30 montre un exemple de DDP des six paramètres photométriques estimés par l'inversion bayésienne pour le ROI I dans le cas où la courbe photométrique d'une seule observation CRISM (FRT#95B8) a été utilisée (en bleu en trait plein) et dans le cas les courbes photométriques des trois observations CRISM sélectionnées ont été utilisées (en rouge en pointillé) pour estimer les paramètres photométriques. On constate que la DDP est non-uniforme pour les paramètres ω, b, c, $\bar{\theta}$ pour le cas avec une seule observation et dans le cas avec la combinaison de trois observations CRISM ce qui signifie qu'une solution existe. Pour les paramètres B_0 et h, la DDP est uniforme dans les deux cas ce qui signifie qu'il n'y a pas de solution et que l'enrichissement de l'échantillonnage de la courbe photométrique ne permet pas de fournir de solutions aux paramètres d'effet d'opposition.

Plusieurs observations peuvent être soulignées lorsqu'une seule observation CRISM est utilisée :

— Une solution existe pour le paramètre ω pour les différentes observations CRISM sélectionnées ($k \sim 1$). La valeur de l'écart-type est relativement élevée ($\sigma = 0.09$) comparée à la valeur obtenue dans le cas du site de MER-Spirit. Un exemple de la DDP a posteriori du paramètre ω correspondant au ROI I utilisant l'observation FRT#95B8 est montré dans la Figure 3.30.

— Une solution existe pour le paramètre b pour les différentes observations CRISM sélectionnées ($k \geq 0.5$). La valeur de l'écart-type est relativement élevée ($0.30 < \sigma < 0.32$) ce qui montre que le paramètre b est mal contraint pour le cas où les observations FRT#95B8 ou FRT#334D sont choisies. La valeur de l'écart-type est relativement faible avec l'observation

FRT	Lat. (°N)	Lon. (°E)	AOT	σ_ρ RMS	ω k	b k	c k	$\bar{\theta}$ k	B_0 k	h k	nb	g
#95B8	-2.000	-5.484	0.56±0.09	0.02 0.01	0.72 (0.09) 0.99	0.34 (0.30) 1.40	- 0.44	17.32(10.33) 0.98	- 0.12	- 0.16	5	∼41-86
#334D	-2.001	-5.482	0.35±0.04	0.01 0.01	0.67 (0.09) 0.99	0.38 (0.32) 1.16	0.49 (0.25) 0.61	16.65 (7.82) 1.00	- 0.18	- 0.16	5	∼50-98
#B6B5	-2.004	-5.482	0.35±0.04	0.01 0.01	0.65 (0.07) 1.00	0.19 (0.20) 2.06	- 0.41	18.09 (5.82) 1.00	- 0.12	- 0.14	6	∼41-106
ROI I - 3 FRTs	-	-	-	- 0.02	0.68 (0.08) 0.99	0.36 (0.26) 0.82	0.41 (0.21) 0.95	18.37 (5.20) 1.00	- 0.15	- 0.24	16	∼41-106

ROI : Region Of Interest, Lat. : latitude, Lon. : longitude, FRT : Full Resolution Targeted, AOT : Aerosol Optical Thickness, σ_ρ : écart-type évaluant la qualité de l'estimation de la réflectance de surface par MARS-ReCO, ω : albedo de diffusion simple, b : paramètre d'asymétrie, c : fraction de rétrodiffusion, $\bar{\theta}$: rugosité macroscopique (en degré), B_0 : magnitude du pic d'effet d'opposition, h : largeur à mi-hauteur du pic d'effet d'opposition, nb : nombre de configuration angulaire, g : gamme d'angles de phase (en degré)

TABLE 3.10 – Moyennes et écart-types (en parenthèse) des paramètres photométriques estimés à partir d'une observation CRISM (FRT#95B8, FRT#334D, FRT#B6B5) ou à partir de la combinaison des trois observations à l'aide de l'inversion bayésienne du modèle de Hapke pour le ROI I. Les observations ont été corrigée de la contribution atmosphérique à l'aide de la procédure MARS-ReCO. L'écart-type σ_ρ fournit par MARS-ReCO, nous renseigne sur la qualité de l'estimation de la réflectance bidirectionnelle de surface. Le paramètre k est le critère de non-uniformité de la densité de probabilité qui accompagne chaque paramètre inversé. Il nous indique si le paramètre a une solution à la suite de l'inversion (k>0.5).

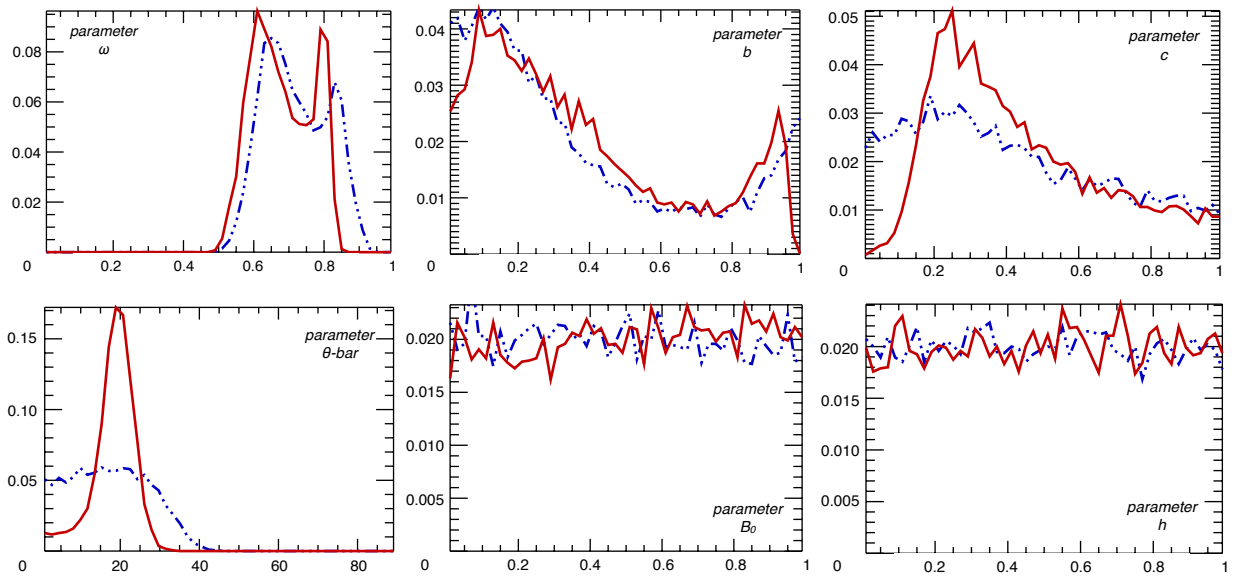


FIGURE 3.30 – Exemples de densités de probabilité des six paramètres photométriques estimées à la suite de l'inversion bayésienne pour le ROI I du site MER-Spirit. Deux cas sont considérés : le résultat de l'inversion de la courbe photométrique venant d'une seule observation FRT CRISM (FRT#95B8) en bleu en trait plein et le résultat de l'inversion de la courbe photométrique venant de la combinaison des trois observations FRT CRISM sélectionnées (FRT#95B8, FRT#334D, FRT#B6B5) en rouge en pointillé.

FRT#B6B5. Un exemple de la DDP a posteriori du paramètre b correspondant au ROI I utilisant l'observation FRT#95B8 est montré dans la Figure 3.30.

— Une solution existe pour le paramètre c uniquement pour l'observation FRT#334D ($k \geq 0.5$). La valeur de l'écart-type est élevée ($\sigma = 0.25$). Il n'existe pas de solution lorsque les observations FRT#95B8 ou FRT#B6B5 sont utilisées. Un exemple de la DDP a posteriori du paramètre c correspondant au ROI I utilisant l'observation FRT#95B8 est montré dans la Figure 3.30.

— Une solution existe pour le paramètre $\bar{\theta}$ utilisant les différentes observations CRISM sélectionnées ($k \geq 0.5$). Concernant les valeurs de l'écart-type, deux groupes de résultats se distinguent : (i) la valeur de l'écart-type est relativement faible ($5.82 < \sigma < 7.82$) montrant que le paramètre $\bar{\theta}$ est mieux contraint pour les observations FRT#334D ou FRT#B6B5, (ii) la valeur de l'écart-type est relativement élevée ($\sigma = 10.33$) montrant que le paramètre $\bar{\theta}$ est mal contraint pour l'observation FRT#95B8. Un exemple de la DDP a posteriori du paramètre $\bar{\theta}$ correspondant au ROI I utilisant l'observation FRT#95B8 est montré dans la Figure 3.30.

— Similaire à l'analyse des résultats photométriques du site de MER-Spirit, aucune solution existe pour les paramètres B_0 et h utilisant les différents observations CRISM sélectionnées ($k << 0.5$). Un exemple de la DDP a posteriori du paramètre $\bar{\theta}$ correspondant au ROI I utilisant l'observation FRT#95B8 est montré dans la Figure 3.30.

Plusieurs conclusions peuvent être mises en avant lorsqu'une seule observation FRT CRISM est utilisée :

- Le paramètre ω montre une valeur d'écart-type plus élevée que dans l'étude du site MER-Spirit. Deux maxima sont observés dans la DDP du paramètre ω (Figure 3.33). D'après les tests de sensibilité faites en Sous-section 4.4.3., cette bimodalité de la DDP est le reflet du manque de diversité géométrique dans l'échantillonnage de la courbe photométrique.
- Le paramètre $\bar{\theta}$ est mal contraint lorsque les observations FRT#95B8 et FRT#334D sont utilisées. La différence qui existe entre ces observations CRISM et l'observation FRT#B6B5 est la gamme d'angles de phase disponibles. En effet, l'angle de phase maximal observé pour les observations FRT#95B8 et FRT#334D est inférieur à 100° alors que pour l'observation FRT#B6B5, un angle de phase maximal supérieur à 100° est noté.
- Les paramètres b et c ne montrent pas de solutions ou s'il y a une solution celle-ci est mal contrainte. Ceci peut être expliqué par le manque de petits (<40°) et grands (>100°) angle de phase et par un mauvais échantillonnage de la courbe photométrique.
- Pour de mêmes raisons, les paramètres B_0 et h ne peuvent être estimés et aucune interprétation physique ne peut être faite.

Comme mentionné dans l'étude des résultats du site MER-Spirit, les résultats soulignent l'importance de la qualité de l'échantillonnage de la courbe photométrique en terme de nombre de configurations géométriques mais aussi en terme de gamme d'angles de phase. Alors que le paramètre ω est le paramètre le mieux contraint, les paramètres b, c, $\bar{\theta}$, B_0 et h sont sensibles à la disponibilité des petits et grands angles de phase. Une seule observation FRT CRISM ne permet pas dans tous les cas de contraindre l'ensemble du jeu de paramètres photométriques et donc toutes les observations FRT CRISM ne sont pas adaptées pour l'étude photométriques.

Une des solutions pour améliorer l'échantillonnage de la courbe photométrique en nombre de géométrie et en gamme d'angles de phase est de combiner plusieurs observations FRT CRISM présentant des géométries variées. On constate que pour tous les paramètres estimés (exceptés les paramètres B_0 et h, pour les mêmes raisons que précédemment), une solution existe et la solution est mieux contrainte que dans le cas où seule une observation FRT CRISM est utilisée. Encore une fois, ceci s'explique par un meilleur échantillonnage de la courbe photométrique : nombre de configurations géométriques supérieur à 23 et angles de phase entre 41° et supérieurs à 106°. On constate que les paramètres sont moins bien contraints que dans l'étude du site de MER-Spirit. Ceci peut être expliqué par une limitation dans l'échantillonnage de la courbe photométrique. Pour donner une explication à ce constat, les géométries d'observation du ROI I ont été projetées sur une projection nord (Figure 3.30). Pour le cas du ROI I, la gamme d'angles de phase est plus limitée (ROI I : $41 < g < 106°$) que dans le cas de l'étude photométrique sur le site de MER-Spirit (ROI I : $37 < g < 112°$, ROI II : $36 < g < 112°$, ROI III : $37<g<108°$, ROI IV : $41 < g < 112°$).

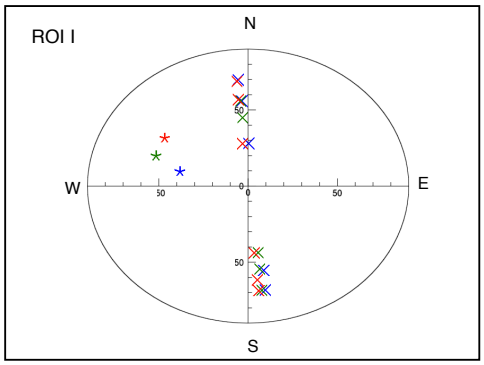


FIGURE 3.31 – Projection nord des conditions géométriques (étoile : rayons incidents, croix : rayons émergent) des différentes observations FRT CRISM (bleu : FRT#95B8, vert FRT#334D, rouge : FRT#B6B5) pour le ROI étudié localisé sur le site de MER-Opportunity.

3.5.7.2 Validation

Cette section se focalise sur la validation de la méthodologie à partir des paramètres photométriques estimés en les comparant aux études photométriques antérieures basées sur des mesures photométriques orbitales, in situ et en laboratoire. La DDP des différents paramètres photométriques est utilisée pour la comparaison (Section 3.3).

1.5.7.2.1. Comparaison avec les mesures photométriques expérimentales sur des échantillons artificiels et naturels

Dans cette sous-section, les résultats photométriques obtenus à partir des observations CRISM sont comparés aux travaux de *McGuire and Hapke* (1995) et de *Souchon et al.* (2011); *Souchon* (2012).

La Figure 3.32 présente les résultats des paramètres b et c pour le ROI I dans l'espace des paramètres b et c comparés aux travaux issus des données de laboratoire. Les résultats montrent que les valeurs des paramètres b et c obtenues à partir de la courbe photométrique issue de la combinaison des trois observations FRT CRISM sélectionnées sont plus proches que dans le cas où une seule observation FRT est utilisée pour l'estimation des paramètres. La combinaison des observations FRT permet donc d'obtenir des résultats plus précis. Cependant, il semble que la diversité en géométrie n'est pas suffisante ($g_{min} - g_{max} = 41 - 106°$) pour contraindre suffisamment les paramètres de la fonction de phase (plus grands écart-types que dans l'étude de MER-Spirit, $\sigma_b = 0.26$, $\sigma_c = 0.21$). Les valeurs des paramètres b et c montrent cependant que la diffusion issue des matériaux étudiés par CRISM est large et principalement vers l'arrière. Ce comportement est similaire aux particules artificielles composées d'une densité moyenne de diffuseurs internes et aux agrégats.

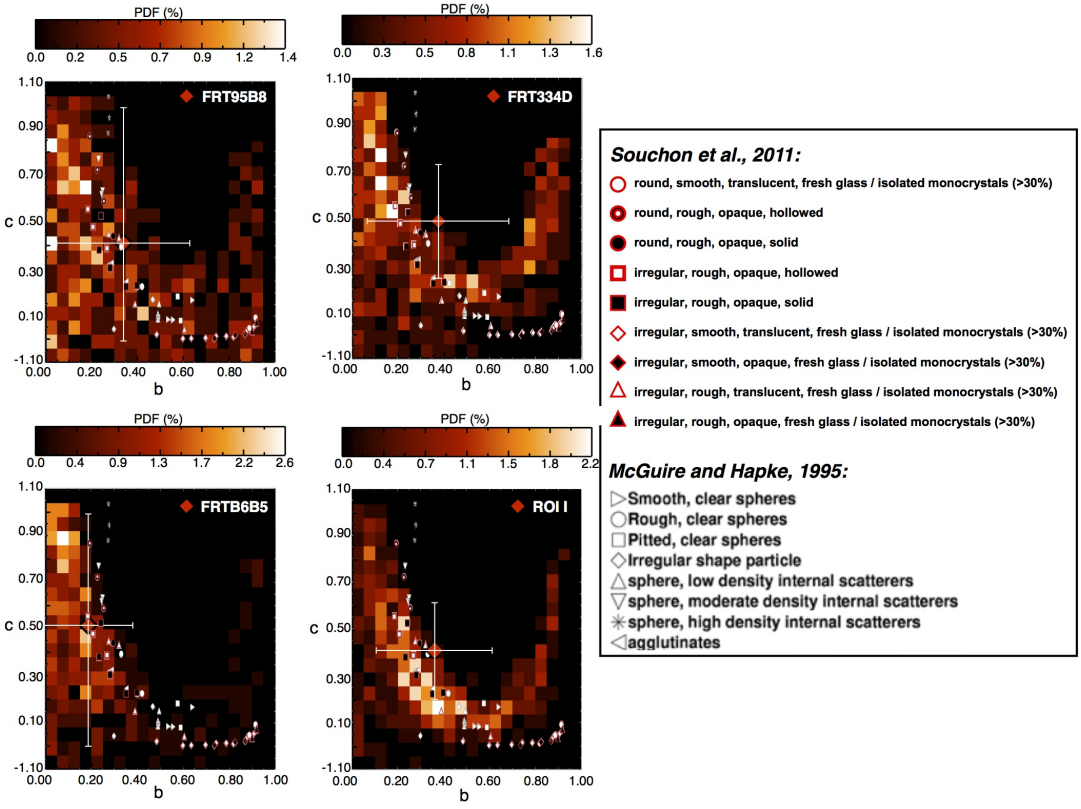


FIGURE 3.32 – Carte de densité de probabilité des paramètres de la fonction de phase b (axe horizontal) et c (axe vertical) estimée à partir des 500 dernières itérations de l'inversion bayésienne pour le ROI I à partir de l'observation FRT#95B8, FRT#334D, FRT#B6B5 et à partir de la combinaison des trois observations FRT. La longueur d'onde est 750 nm. La grille est divisée en 24 (vertical) x 20 (horizontal) carrés. Le dégradé de couleur correspond à l'information sur la probabilité en pourcentage. La moyenne (losange rouge) et l'écart-type estimés à partir de la DDP sont également représentés. Les solutions de l'inversion sont comparées aux valeurs de la fonction de phase estimées à partir des études expérimentales sur le comportement de diffusion de particules artificielles centimétriques isolées (*McGuire and Hapke*, 1995) et de particules naturelles volcaniques (*Souchon*, 2012).

1.5.7.2.2. Comparaison avec les mesures photométriques in situ acquises par l'instrument Pancam/MER-Opportunity

Dans cette partie, les résultats photométriques obtenus à partir des observations CRISM sont comparés avec les résultats photométriques estimés à partir des mesures spectro-photométriques de l'instrument Panoramic camera (Pancam) à bord du rover MER-Opportunity. *Johnson et al.* (2006a) ont estimé les paramètres photométriques de Hapke de différentes unités géologiques : "Spherule soil" unit (matériaux non consolidés riches en sphérules d'hématite) et "Outcrop rock" unit (affleurement riches en sulfate). La radiance mesurée par Pancam a été d'abord corrigée de l'illumination du ciel diffuse (*Johnson et al.*, 2006b) et des orientations locales des facettes de surfaces (*Soderblom et al.*, 2004a).

Le ROI I a été sélectionné près du chemin du rover. Les résultats photométriques issus de la combinaison des trois observations CRISM (FRT#95B8, FRT#334D et FRT#B6B5) (Table 3.10) sont comparés aux résultats photométriques in situ : South of Voyager (Sols 437-439) et Purgatory Region (Sols 449-473) (Figure 3.22b, Table 3.11). En plus des unités géologiques définies précédemment, d'autres unités ont été ajoutées : "Striped soil", "Ripples" (petites rides de direction N-S visible dans les plaines de Meridiani Planum de quelques centimètres de haut) et "Dusty soil" (unité limitée spatialement), unités observées uniquement dans ces sites.

Les résultats sont les suivants :

— *Albedo de diffusion simple.* La Figure 3.33 présente les moyennes, les écart-types et la DDP de l'albedo de diffusion simple (ω) estimés pour le ROI I CRISM sélectionné comparés aux résultats photométriques in situ des différentes unités géologiques ("Spherule Soil", "Striped Soil", "Dusty Soil", "Ripples") des différents sites (South of Voyager et Purgatory Region) (*Johnson et al.*, 2006a). La bimodalité de la DDP du paramètre ω du ROI I est expliquée par un manque de diversité en terme d'angles de phase (Sous-section 3.4.3.1). Les valeurs du paramètre ω estimées à partir des observations CRISM ($\omega = 0.68$, $\sigma = 0.08$) sont plus grandes que celles estimées par Pancam obtenues pour les deux sites exceptées pour l'unité "Dusty soil" qui est limitée spatialement. Les images HiRISE fournissent des informations haute-résolutions de la surface. Un zoom sur la région du ROI I (Figure 3.34) montre la présence d'affleurements claires localisés entre les rides éoliennes non visibles dans les observations in situ des sites South Voyager et Purgatory Region. La valeur moyenne du paramètre ω obtenue à partir des données Pancam, pour l'unité "Outcrops" est de 0.84 ± 0.06 et pour l'unité "Spherule Soils" est de 0.48 ± 0.03 à 753-754 nm (*Johnson et al.*, 2006a). La valeur du paramètre ω obtenue à partir des données CRISM semble être une valeur intermédiaire, ce qui signifie que la valeur de ω reflète un mélange entre les unités "Outcrops" et "Spherule Soil" (visible à l'échelle spatiale du rover) à l'échelle spatiale CRISM (env. 500 m).

— *Fonction de phase.* La Figure 3.35 présente les moyennes et les écart-types des paramètres b et c pour le ROI I CRISM sélectionné comparés aux résultats photométriques in situ. Comme discuté précédemment, les paramètres b et c ne sont pas bien contraints ($\sigma > 0.20$). Néanmoins, les résultats montrent que les matériaux observées ont un comportement de

Site	Unit	ω	$\bar{\theta}$ (deg.)	b	c	Number	g (deg.)
South of Voyager	Spherule soil	0.53 (+0.02, -0.07)	14 (+1, -2)	0.249 (+0.022, -0.031)	0.491 (+0.058, -0.057)	144	∼5-140
(Sols 437-439)	Striped soil	0.56 (+0.01, -0.01)	15 (+1, -1)	0.305 (+0.010, -0.022)	0.353 (+0.033, -0.032)	119	∼5-140
Purgatory region	Spherule soil	0.51 (+0.00, -0.01)	10 (+0, -1)	0.230 (+0.006, -0.007)	0.761 (+0.023, -0.013)	686	∼0-135
(Sols 449-473)	Striped soil	0.52 (+0.24, -0.00)	11 (+0, -1)	0.117 (+0.011, -0.012)	1.000 (+, -)	104	∼0-135
	Dusty soil	0.66 (+0.02,-0.02)	16 (+1,-1)	0.449 (+0.011,-0.020)	0.364 (+0.019,-0.053)	64	∼0-135
	Ripples	0.52 (+0.01,-0.01)	9 (+1,-1)	0.255 (-0.008,-0.007)	0.434 (+0.023,-0.014)	234	∼0-135

ω : albedo de diffusion simple, b : paramètre d'asymétrie, c : fraction de rétrodiffusion, $\bar{\theta}$: rugosité macroscopique (en degré), number : nombre de configuration angulaire, g : gamme d'angles de phase (en degré)

TABLE 3.11 – Valeurs des paramètres photométriques de Hapke et de l'écart-type associé (les paramètres non contraints sont indiqués par "(+,-)") estimées à partir des mesures spectro-photométriques Pancam à bord de MER-Opportunity pour les sites de South of Voyager (Sols 437-439) et Purgatory Region (Sols 449-473) pour les différentes unités géologiques ("Spherule Soil", "Striped Soil", "Dusty Soil", "Ripples") à 753 nm (*Johnson et al.*, 2006a).

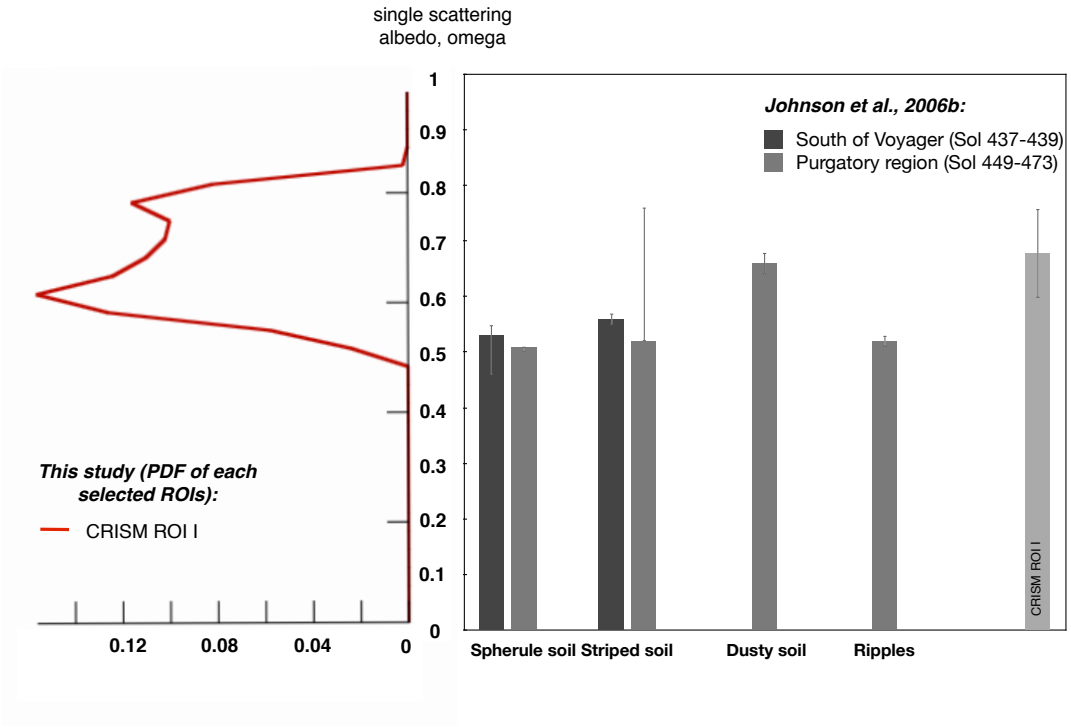


FIGURE 3.33 – Moyennes et écart-types du paramètre d'albedo de diffusion simple (ω) estimés à partir des mesures spectro-photométriques Pancam à 753 ou 754 nm pour différentes unités géologiques ("Spherule Soil", "Striped Soil", "Dusty Soil", "Ripples") pour les sites South of Voyager et Purgatory Region (*Johnson et al.*, 2006a) comparés à ceux estimés à partir des données multi-angulaires CRISM à 750 nm (ROI I). La DDP du paramètre ω estimée à partir des 500 dernières itérations de l'inversion bayésienne est également représentée pour chacun des ROIs (gauche). Ceci est utile lorsque la moyenne et l'écart-type ne sont pas représentatifs de la DDP comme cela est le cas pour le ROI IV qui montre une DDP bimodale.

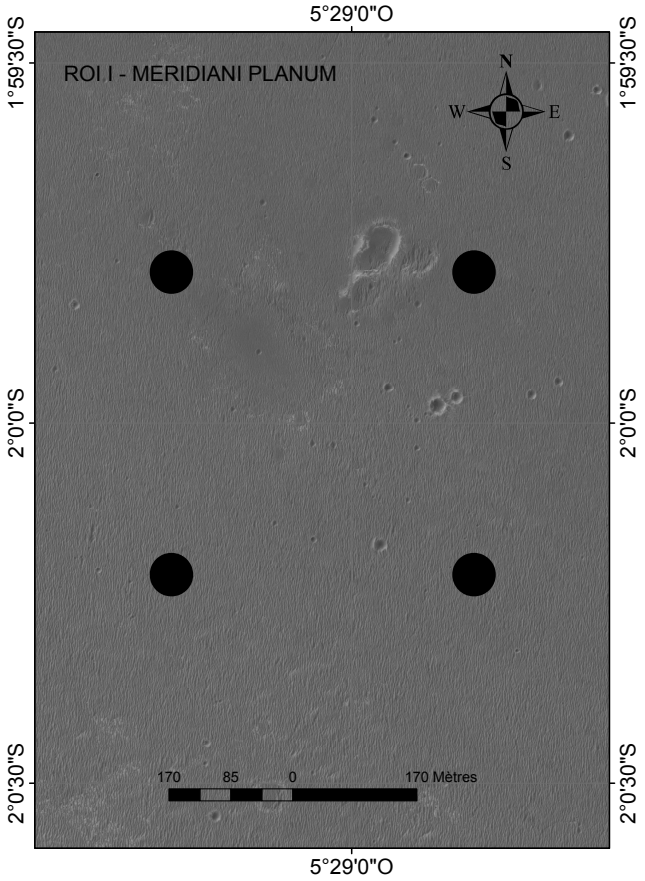


FIGURE 3.34 – Image HiRISE localisée sur le site d'atterrissage de MER-Opportunity à Meridiani Planum (PSP009141_1780_RED). Zoom focalisée sur le ROI 1. (credit : NASA/JPL/University of Arizona)

diffusion plutôt vers l'avant ce qui est cohérent avec l'unité "Spherule Soil" du site South of Voyager et l'unité "Ripples" du site Purgatory Region, contrairement à l'unité "Spherule Soil" du site Purgatory Region qui montre des propriétés de diffusion plutôt vers l'arrière. De plus, *Johnson et al.* (2006a) ont montré également que l'unité "Outcrops" a un comportement de diffusion plutôt vers l'avant ce qui est cohérent avec la présence d'affleurement dans le ROI I (Figure 3.34).

— *Rugosité macroscopique.* La Figure 3.36 présente les moyennes et les écart-types du paramètre $\bar{\theta}$ pour le ROI I CRISM sélectionné comparés aux résultats photométriques in situ. La valeur du paramètre $\bar{\theta}$ est cohérente aux valeurs in situ en tenant compte de l'écart-type. De plus, *Johnson et al.* (2006a) ont montré également que l'unité "Outcrops" présente une plus forte rugosité macroscopique ce qui est cohérent avec la présence d'affleurements dans le ROI I.

Le point important à souligner à l'issue de la comparaison entre les résultats photométriques orbitaux CRISM et in situ Pancam est que les valeurs des paramètres photométriques estimées à partir des observations CRISM ne sont pas tout à fait corrélées à celles estimées à partir des observations Pancam. Cette différence est liée à la différence de résolutions spatiales : alors que Pancam distingue les différentes unités géologiques notamment les matériaux consolidés ("Soils" et "Outcrops"), au sein d'un pixel CRISM les différentes unités sont intégrées créant ainsi un mélange du signal (e.g., géographique).

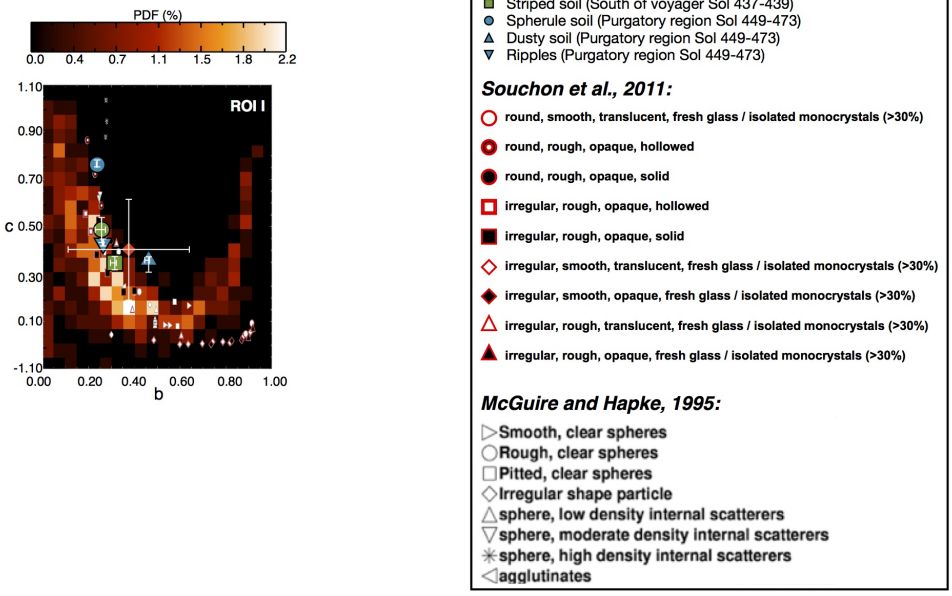


FIGURE 3.35 – Carte de densité de probabilité des paramètres de la fonction de phase b (axe horizontal) et c (axe vertical) estimée à partir des 500 dernières itérations de l'inversion bayésienne pour le ROI I à 750 nm. La grille est divisée en 24 (vertical) x 20 (horizontal) carrés. Le dégradé de couleur correspond à l'information sur la probabilité en pourcentage. La moyenne (losange rouge) et l'écart-type estimés à partir de la DDP sont représentés également. Les solutions de l'inversion sont comparées aux valeurs de la fonction de phase estimées à partir des études expérimentales sur le comportement de diffusion de particules artificielles centimétriques isolées (*McGuire and Hapke*, 1995) et de particules naturelles volcaniques (*Souchon*, 2012). Les résultats des paramètres de la fonction de phase obtenus à partir des mesures spectro-photométriques in situ par Pancam sont également présentés (unités des "Spherule Soil" (cercle), "Striped Soil" (carré), "Dusty Soil" (triangle) et "Ripples" (triangle vers le bas) des sites South of Voyager (vert) et Purgatory Region (bleu) estimés à 753 ou 754 nm (*Johnson et al.*, 2006a).

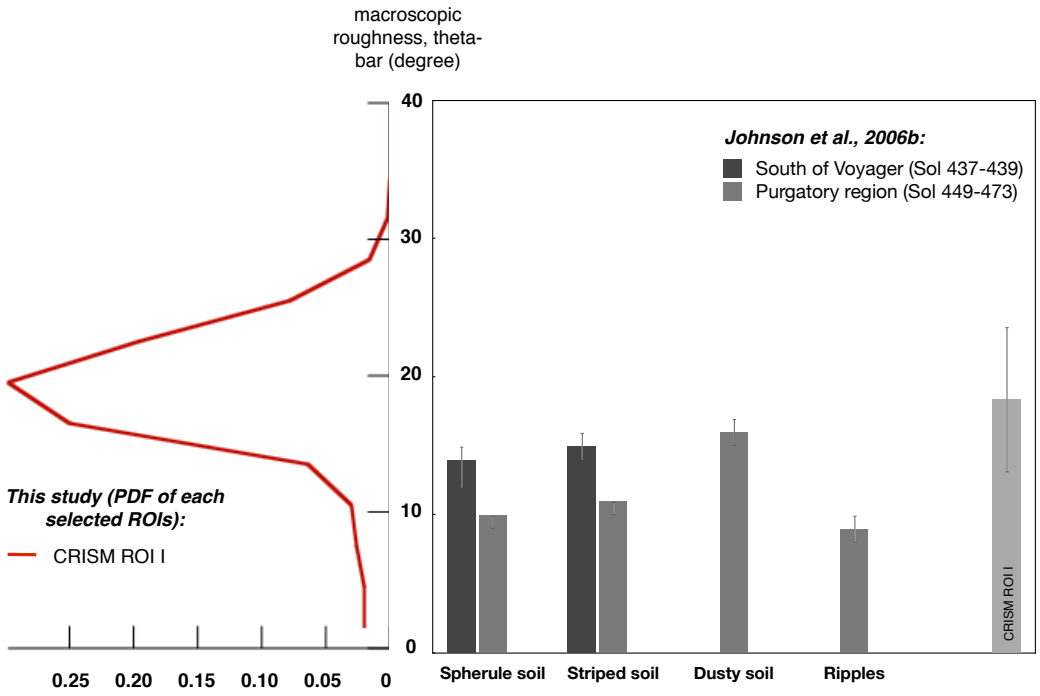


FIGURE 3.36 – Moyennes et écart-types du paramètre de rugosité macroscopique ($\bar{\theta}$) estimés à partir des mesures spectro-photométriques Pancam à 753 ou 754 nm pour différentes unités géologiques ("Spherule Soil", Striped Soil", "Dusty Soil" et " Ripples") pour les sites South of Voyager et Purgatory Region (*Johnson et al.*, 2006a) comparés à ceux estimés à partir des données multi-angulaires CRISM à 750 nm (ROI I). La DDP du paramètre $\bar{\theta}$ estimée à partir des 500 dernières itérations de l'inversion bayésienne est également représentée pour le ROI I (gauche).

3.5.8 Apport de l'hypothèse non-lambertienne de la surface

La compensation de la contribution des aérosols minéraux représente un grand défi pour l'étude de la photométrie des matériaux de surface. En télédétection planétaire, l'hypothèse d'une surface lambertienne est souvent utilisée dans les calculs de transfert radiatif de l'atmosphère (*Vincendon et al.*, 2007; *McGuire, P. C., M. J. Wolff, M. D. Smith, R. E. Arvidson, S. L. Murchie, et al.*, 2008; *Brown and Wolff*, 2009; *Wiseman et al.*, 2007). La réflectance de surface est donc supposée indépendante de la géométrie, c'est-à-dire (i) la variation de la radiance en haut de l'atmosphère avec la géométrie est supposée exclusivement reliée aux propriétés des aérosols, ou (ii) on suppose pour chacune des géométries une surface lambertienne de niveau de réflectance différent. Cette hypothèse est généralement utilisée car elle simplifie les modèles de transfert radiatif. Cependant, il a été montré que la plupart des matériaux des surfaces planétaires (e.g., minérales ou de glace) montrent un comportement de diffusion non lambertien (*de Grenier and Pinet*, 1995; *Pinet and Rosemberg*, 2001; *Johnson et al.*, 2006b,a; *Lyapustin, A. et al.*, 2010). Par conséquent, l'utilisation de l'hypothèse lambertienne de la surface dans des modèles peut potentiellement engendrer un biais que *Vincendon* (2013) a quantifié (Chapitre 1, Section 1.3.1.2).

Dans le but de tester si l'apport de l'hypothèse non-lambertienne dans l'algorithme de correction de la contribution des aérosols atmosphériques dans l'estimation de la réflectance de surface, je compare la réflectance bidirectionnelle de surface estimée d'une part par une correction atmosphérique qui adopte l'hypothèse lambertienne de la surface (*Douté, S.*, 2009) et d'autre par MARS-ReCO qui suppose l'hypothèse non-lambertienne de la surface et je compare également les paramètres photométriques associés afin de voir l'impact de cette différence d'hypothèse dans les paramètres. La Figure 3.37 présente la réflectance bidirectionnelle en haut de l'atmosphère et la réflectance bidirectionnelle de surface calculée à partir des deux algorithmes de correction atmosphérique en fonction de l'angle de phase. La différence principale s'observe aux grands angles de phase (supérieurs à 90°) où la réflectance est plus faible dans le cas où l'hypothèse lambertienne de la surface est utilisée dans la correction atmosphérique.

La Table 3.12 présente les résultats des paramètres photométriques calculés à partir des réflectances de surface estimées à partir des deux techniques de correction atmosphérique. Premièrement, des solutions sont obtenues pour les paramètres ω, b, c, $\bar{\theta}$ avec des plus grandes valeurs d'écart-type dans le cas lambertien. Deuxièmement, une plus grande valeur du paramètre b est obtenue pour le cas de l'hypothèse lambertienne de la surface ce qui n'est pas compatible avec les résultats photométriques in situ ($b \sim 0.2 - 0.3$, Table 3.8) (*Johnson et al.*, 2006b). Les résultats montrent que l'hypothèse non-lambertienne de la surface dans l'algorithme de correction atmosphérique, comme supposée dans MARS-ReCO, est nécessaire pour une détermination précise de la réflectance bidirectionnelle de surface et des paramètres photométriques.

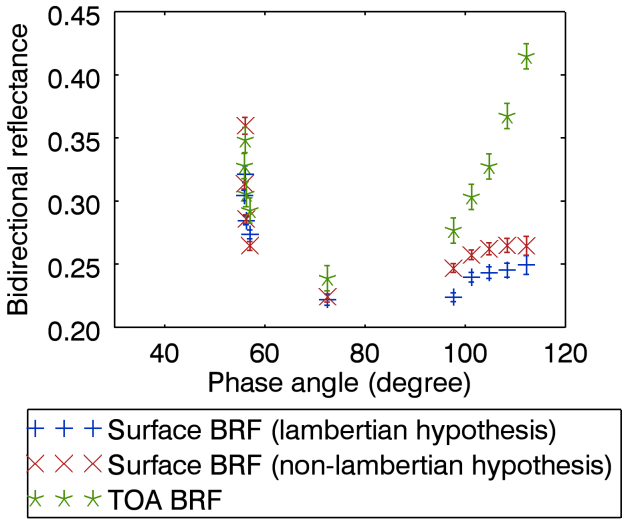


FIGURE 3.37 – Courbes photométriques correspondant au ROI I de l'observation FRT#3192 et composées de 10 configurations angulaires. Les valeurs de réflectance (en REFF) correspondent aux mesures en haut de l'atmosphère (astérisque en vert) et celles de la surface après correction atmosphérique dans le cas d'une hypothèse lambertienne de la surface utilisée par *Douté, S.* (2009)(plus en bleu) et dans le cas d'une hypothèse non-lambertienne de la surface utilisée dans MARS-ReCO (*Ceamanos et al.*, 2013) (croix rouge). L'erreur associée à chaque valeur de réflectance est représentée et correspondant à 1σ.

nb	$g(°)$	AOT (900nm)	Hypo.	ω	b	c	$\bar{\theta}$ (°)	B_0	h
				k	k	k	k	k	k
10	∼56-112	0.33±0.04	non-lamb.	0.68 (0.06)	0.17 (0.20)	0.62 (0.20)	11.62 (3.98)	0.52 (-)	0.52 (-)
				1.00	1.92	0.96	1.00	0.24	0.12
			lamb.	0.74 (0.08)	0.46 (0.32)	0.64 (0.17)	12.43 (4.86)	0.52 (-)	0.50 (-)
				0.99	1.12	0.74	0.98	0.25	0.03

Note : Les paramètres photométriques calculés à la suite de l'inversion bayésienne du modèle de Hapke, à partir des estimations des réflectances de surface des deux algorithmes de correction utilisant une hypothèse lambertienne de la surface, noté "lamb. hypo" (*Douté, S.*, 2009) et utilisant une hypothèse non-lambertienne de la surface, noté "non-lamb. hypo" (*Ceamanos et al.*, 2013). Les paramètres ne présentant pas une solution (k<0.5) après l'inversion sont indiqués par "(-)". Les valeurs des paramètres correspondent au ROI I (Gusev Crater).

TABLE 3.12 – Estimations des paramètres photométriques de surface, des écart-types et des coefficients de non-uniformité associés pour le ROI I pour l'observation FRT#3192 (Gusev Crater).

Synthèse du Chapitre

Afin d'estimer les propriétés photométriques de la surface de Mars, une méthodologie a été développée basée sur l'utilisation des onze images hyperspectrales multi-angulaires CRISM, prises à des angles d'émergence différents entre 0 et 70° qui me donnent accès aux comportements de diffusion des matériaux de surface. La première étape de la méthodologie pour la caractérisation des propriétés de diffusion des matériaux de surface consiste à corriger les effets photométriques liés aux aérosols minéraux afin d'estimer la réflectance de surface à partir des observations CRISM grâce à l'algorithme innovante nommé Multi-angle Approach for Retrieval of the Surface Reflectance for CRISM Observations (MARS-ReCO), développé en collaboration avec X. Ceamanos et de S. Douté. L'innovation majeure est la prise en compte du caractère non-lambertien des surfaces planétaires grâce une paramétrisation précise et quasi-linéaire du signal TOA, permettant d'estimer plus précisément la réflectance de surface. De plus, l'algorithme est basé sur un formalisme bayésien permettant d'intégrer différentes sources d'incertitudes dans le processus d'inversion et de les propager dans l'estimation de la solution. L'approche MARS-ReCO est dédiée uniquement à la correction de la contribution des aérosols minéraux, ne traitant pas celle des aérosols de glace d'eau. La procédure est efficace pour toutes observations CRISM respectant les conditions atmosphériques et géométriques suivantes : (i) profondeur optique des aérosols minéraux inférieure ou égale à 2, (ii) angle d'incidence inférieur à 60°, gamme d'angles de phase supérieure à 40° et mesures effectuées hors du plan perpendiculaire au plan principal.

La seconde étape de la méthodologie a été développée plus particulièrement durant ma thèse et consiste à inverser le modèle photométrique de Hapke à l'aide d'une inversion bayésienne Monte-Carlo basé sur le concept d'"état d'information" caractérisé par une densité de probabilité afin d'estimer les paramètres photométriques qui sont : l'albedo de diffusion simple, les paramètres de la fonction de phase et le paramètre de rugosité macroscopique de surface ainsi que leurs incertitudes.

L'inversion bayésienne nous permet de contrôler la bonne détermination des paramètres photométriques grâce à l'étude de la forme des densités des probabilités. Les tests synthétiques sur des jeux de paramètres photométriques et des géométries variés nous montrent qu'il est possible d'estimer de façon précise les paramètres photométriques malgré un échantillonnage et une diversité en géométrie limités. Les situations les plus favorables sont celles où les mesures photométriques sont prises proche du plan principal et à des angles d'incidence supérieures à 50° permettant d'avoir une large gamme d'angles de phase.

Afin de valider l'ensemble de la méthodologie présentée ici, une comparaison entre les jeux de

paramètres photométriques estimés à partir des données CRISM/MRO et ceux estimés à partir des données Pancam/MER sur les sites d'atterrissage des rovers MER-Spirit à Gusev Crater (*Johnson et al.*, 2006b) et MER-Opportunity à Meridiani Planum (*Johnson et al.*, 2006a), a été menés. L'étude a montré tout d'abord une cohérence des résultats photométriques. Deuxièmement, la détermination du jeu de paramètres photométriques est limitée par l'échantillonnage de la réflectance et la diversité en géométrie des données CRISM (en terme d'angles d'incidence, d'émergence et d'azimut c'est-à-dire en terme d'angle de phase). Une des solutions proposée dans ce travail est la combinaison de plusieurs observations CRISM afin d'enrichir l'échantillonnage de la courbe photométrique et d'enrichir la gamme d'angles de phase permettant ainsi de mieux contraindre le jeu de paramètres photométriques. Les résultats ont montré que les jeux de paramètres photométriques estimés à partir de la combinaison de trois observations CRISM sont plus proches des jeux de paramètres photométriques in situ. Troisièmement, l'apport de la correction de la contribution des aérosols minéraux améliore la qualité de la détermination des paramètres photométriques. Le suppression de la part atmosphérique diminue la valeur de l'albedo de diffusion simple de surface et augmente la valeur de la fraction de rétrodiffusion des matériaux de surface sur le site d'atterrissage de MER-Spirit comparé aux résultats photométriques estimés à partir des données HRSC (*Jehl et al.*, 2008).

Une étude de l'apport de la considération de l'hypothèse non-lambertienne de la surface dans les algorithmes de correction atmosphérique comme supposé dans l'algorithme MARS-ReCO a montré que cette hypothèse est nécessaire pour une estimation précise de la réflectance bidirectionnelle de surface et pour une estimation précise des paramètres photométriques de surface.

La présentation de la méthodologie et sa validation a fait l'objet deux articles scientifiques couplés publiés dans Journal of Geophysical Research (*Ceamanos et al.*, 2013; *Fernando et al.*, 2013a).

Chapitre 4

Caractérisation et cartographie des propriétés physiques de la surface de Mars : application aux sites d'atterrissage des rovers MER-Spirit et MER-Opportunity

L'objectif principal de cette partie est d'étudier les variations spatiales des propriétés de diffusion. Pour cela, j'utilise la méthode développée en Chapitre 3 (Fernando et al., 2013a) mais cette fois-ci en traitant tous les pixels de l'image pour interpréter les processus géologiques modelant la surface de Mars. L'un des objectifs est de tenter de relier les paramètres photométriques des matériaux de surface aux propriétés physiques en couplant avec les observations orbitales et in situ disponibles.

Ce travail se focalise sur les sites des rovers MER localisés à Gusev Crater et Meridiani Planum où des observations orbitales et in situ sont disponibles. Cette application est un exemple sur ce que la méthodologie et la cartographie peuvent fournir comme information pour la caractérisation physique des matériaux de surface.

4.1 Méthodologie

4.1.1 Sélection des observations CRISM

Comme discuté en Chapitre 3, Section 3.5.2, depuis Septembre 2010, le segment "inbound" permettant de faire l'acquisition des 5 premières images multi-angulaires du mode "targeted" est absent du à des problèmes de rotation du détecteur (*Murchie*, 2012). Par conséquent, seules les observations CRISM prises avant cette date sont sélectionnées.

La procédure MARS-ReCO peut être utilisée pour n'importe quelles observations sous certaines contraintes qui sont :

1. Critère sur l'épaisseur optique des aérosols minéraux ($AOT_{mineral}$) et glace d'eau (AOT_{water}). La précision de la détermination de la réflectance de surface dépend fortement de la combinaison d'une épaisseur optique des aérosols minéraux modérée ($AOT_{mineral} \leq 2$, (*Ceamanos et al.*, 2013)) et d'une épaisseur optique des aérosols de glace d'eau faible car celle-ci n'est pas corrigée par MARS-ReCO ($AOT_{water} \leq 0.2$).
2. Critère sur les conditions géométriques et sur la topographie. La précision de la détermination de la réflectance de surface dépend fortement des conditions géométriques d'acquisition. La procédure MARS-ReCO est applicable sous certaines conditions : angle d'incidence $\theta_0 \leq 60°$, gamme d'angle de phase $\Delta g = g_{max} - g_{min} > 40°$, dans le plan azimutal hors la perpendiculaire au plan principal ($\varphi_{inbound} = \varphi_{outbound} \sim 90°$) (*Ceamanos et al.*, 2013). Comme discuté en Chapitre 3, Section 3.5.2, seules les surfaces planes sont sélectionnées.

Le succès de la procédure MARS-ReCO est évalué en terme de pourcentage de pixels corrigés. Les observations avec un pourcentage d'échec supérieur à 50% après correction ne sont pas sélectionnées pour l'étude photométrique (trop peu de pixels pour faire une cartographie).

4.1.2 Traitement des données

Intégration des images multi-angulaires. Les onze images hyperspectrales d'une observation FRT (cubes des données de réflectance et auxiliaires) sont spatialement réarrangées en un nouveau cube nommé CSP (courbe spectro-photométrique) (*Ceamanos et al.*, 2013) présenté dans le

Chapitre 3, Sous-section 3.5.3. Dans cette étude, j'ai décidé d'améliorer l'étape de l'intégration des images multi-angulaires pour la cartographie qui suppose une fusion contrôlée des onze images multi-angulaires à haute résolution (e.g., pourcentage de recouvrement des pixels des différentes images, prise en compte des déformations géométriques dues à la rotation du détecteur). Premièrement, l'image centrale prise à une résolution spatiale de 15-20m/pixel est sous-échantillonné x10 afin d'avoir la même résolution spatiale que les 10 autres images multi-angulaires (150-200 m/pixel). Deuxièmement, toutes les images sont spatialement combinées pour créer une courbe spectro-photométrique pour chacun des pixels de l'image en associant spatialement chaque pixel de l'image centrale (choisie comme image de référence) avec chaque pixel des 10 autres images multi-angulaires. Le pixel le plus proche spatialement est calculé en utilisant les coordonnées spatiales de chacun des pixels fournies pour chaque image des données FRT. Lors du calcul de distance, les déformations géométriques engendrées par la rotation du détecteur sont prises en compte (résolution spatiale / cosinus de l'angle d'émergence). L'association est faite lorsque le recouvrement spatiale entre deux pixels de deux images différentes (image central et une autre image multi-angulaire) est supérieur à 10% telle que :

$$(2 \cdot \pi \cdot r_{Mars}/360)\sqrt{(\frac{\Delta lat}{(res/\cos(\theta_{mean})}})^2 + (\frac{\Delta lon \cdot \cos(lat_{mean})}{res})^2} \geq 0.10 \tag{4.1}$$

avec r_{Mars} : rayon moyen de Mars en mètre, Δlat : différence de la latitude entre deux pixels de deux images de la séquence FRT (image centrale considérée comme la référence comparée à une image multi-angulaire ne correspondant pas à l'image centrale)), Δlon : différence de la longitude entre deux pixels de deux images de la séquence FRT (image centrale considérée comme la référence comparée à une image multi-angulaire ne correspondant pas à l'image centrale), res : résolution spatiale de l'image en mètre ($res = 200m$), lat_{mean} : latitude moyenne au sein d'une observation FRT, θ_{mean} : angle d'émergence moyen au sein de l'image multi-angulaire ne correspondant pas à l'image centrale.

Correction de la contribution des aérosols minéraux et estimations de la réflectance bidirectionnelle de surface. La contribution atmosphérique dans le signal CRISM et plus particulièrement celle des aérosols minéraux est corrigée à l'aide de l'algorithme MARS-ReCO présenté dans le Chapitre 3, Section 3.2.2 afin d'estimer la réflectance bidirectionnelle de surface. Dans ce travail la réflectance bidirectionnelle de surface est estimée à 750 nm où la contribution des gaz (essentiellement le CO_2) est négligeable. Les propriétés optiques des aérosols minéraux (distribution de la taille des aérosols et l'indice de réfraction) et l'épaisseur optique des aérosols minéraux et de glace d'eau de chaque observation sont données par Michael Wolff (communication personnelle, (*Wolff et al.*, 2009)), compte-tenu de la bonne correspondance des valeurs estimées avec cette méthode avec celles estimées in situ avec des données indépendantes.

Estimation des paramètres photométriques de Hapke. Pour l'analyse de la réflectance bidirectionnelle de surface, l'inversion bayésienne du modèle de Hapke (*Hapke*, 1993, 2012b) est utilisé,

présentée dans le Chapitre 2, Sous-section 2.1.2.5) (*Fernando et al.*, 2013a). Il est important de rappeler que CRISM n'observe pas la surface avec des angles de phase inférieurs à 20°. Par conséquent, les paramètres de l'effet d'opposition B_0 (magnitude du pic d'opposition) et h (largeur à mi-hauteur du pic d'opposition) ne sont pas contraints. Pour rappel, on calcule la densité de probabilité (DDP) a posteriori de chacun des paramètres utilisés, représentés sous forme de moyenne et l'écart-type pour plus de commodité.

4.1.3 Sélection des résultats pertinents

Afin d'évaluer si la courbe photométrique de surface (e.g., échantillonnage et gamme d'angles de phase disponible) fournit suffisamment d'information pour estimer de façon précise les paramètres photométriques de Hapke, la forme des DDP est analysée. Les critères présentés dans le Chapitre 3, Section 3.3.2 et Section 3.4 sont rappelés ici :

1. *Critère de non-uniformité (k).* Une solution existe si la DDP a posteriori est différente de celle a priori (supposée uniforme). Si $k \geq 0,5$, la DDP a posteriori est considérée comme non-uniforme ce qui signifie qu'une solution existe.
2. *Critère sur la bimodalité de la DDP du paramètre ω.* La présence de deux solutions possibles (e.g., distribution bimodale) est la conséquence de la limitation de la diversité géométrique de la courbe photométrique CRISM qui ne permet pas de contraindre le paramètre ω (*Fernando et al.*, 2013a,b), paramètre le mieux contraint dans les modèles photométriques. Un ou d'autres paramètres du jeu est ou sont généralement mal contraint(s) si une solution existe. Par conséquent, pour les pixels présentant une bimodalité de la DDP du paramètre ω, les résultats photométriques sont écartés et ne sont pas représentés dans les cartes photométriques.
3. *Critère sur l'écart-type σ.* Il est utilisé pour caractériser la dispersion autour de la valeur moyenne donnant une information sur la précision de la solution. Une solution est considérée comme suffisamment significative dans notre étude compte tenu de l'imprécision et de la limitation de la diversité géométrique des données, si $\sigma_\omega \leq 0.1$ pour le paramètre ω (paramètre le mieux contraint dans les modèles photométriques), $\sigma_{b,c} \leq 0.2$ pour les paramètres b et c, et $\sigma_{\bar{\theta}} \leq 5°$ pour le paramètre $\bar{\theta}$ (ces trois derniers paramètres sont les paramètres les moins bien contraints car sensibles à la disponibilité des géométries CRISM) (Chapitre 3, Sous-section 3.4.4).

Si l'un au moins ces critères présentés ci-dessus n'est pas respecté cela signifie que la diversité géométrique des données n'est pas suffisante pour contraindre l'ensemble des paramètres photométriques. J'ai choisi d'ignorer les pixels dans ce cas.

Une solution, initialement proposée par *Pinet et al.* (2005); *Jehl et al.* (2008) et utilisée en Chapitre 3, Sous-section 3.5 sur des données CRISM est de combiner plusieurs observations prises à des conditions d'illumination variées pour améliorer la diversité géométrique. Cependant, il faut s'assurer qu'il n'y ait aucun changement de surface entre les observations à combiner.

		MER-Spirit	MER-Opportunity		
	ID	FRT#C9FB	FRT#B6B5	FRT#334D	FRT#193AB
Time	Acquisition date	2008-09-21	2008-07-08	2006-11-30	2010-06-09
	Ls(deg.)	130.321	96	142.97	102.16
Geometry	θ_0 (deg.)	63	56	55	56
	$\varphi_{in} - \varphi_{out}$ (deg.)	$\simeq$ 55 - 131	$\simeq$ 44 - 128	$\simeq$ 64 - 117	$\simeq$ 50 - 128
	g_{min}-g_{max} (deg.)	$\simeq$ 45 - 110	$\simeq$ 40 - 106	$\simeq$ 49 - 97	$\simeq$ 39 - 105
	Δg (deg.)	65	66	48	66
Atmosphere[1]	$AOT_{mineral}$ (900 nm)	0.25±0.03	0.35±0.04	0.35±0.04	0.31±0.03
	AOT_{water} (320 nm)	0.07±0.03	0.14±0.03	0.12±0.03	0.13±0.03
MARS-ReCO	uncorrected pixels (%)	9	33		13
	nb. of corrected pixels	868	1703		1492
Bayesian inversion	nb. of pixels with $k_b \geq 0.5$ (%)	100	99		100
	nb. of pixels with $k_c \geq 0.5$ (%)	100	99		89
	nb. of pixels with $k_{\bar{\theta}} \geq 0.5$ (%)	100	100		100
	nb. of pixels with $k_\omega \geq 0.5$ (%)	100	100		100
	nb. of pixels with a bimodality PDF for ω (%)	15	11		5
	nb. of pixels with $\sigma_b \leq 0.20$ (%)	62	76		84
	nb. of pixels with $\sigma_c \leq 0.20$ (%)	55	25		28
	nb. of pixels with $\sigma_{\bar{\theta}} \leq 5°$ (%)	83	56		52
	nb. of pixels with $\sigma_\omega \leq 0.1$ (%)	100	100		99

Ls : Solar longitude, θ_0 : incidence angle, $\varphi_{in} - \varphi_{out}$: CRISM inbound and outbound azimuthal angles, g_{min}-g_{max} : minimum and maximum of the phase angles, Δg : phase angle range, $AOT_{mineral}$: mineral aerosol optical thickness, AOT_{water} : water ice aerosol optical thickness, ω : single scattering albedo, b : asymmetric parameter, c : backscattering fraction, $\bar{\theta}$: macroscopic roughness, conf. : angular configurations, k : non-uniform criterion, σ : standard deviation, PDF : probability density function, [1]from Wolff's estimates (*Wolff et al.*, 2009, personal communication)

TABLE 4.1 – Observations CRISM FRT sélectionnées pour l'étude dans la région du site d'atterrissage de MER-Spirit et MER-Opportunity, respectivement à Gusev Crater et à Meridiani Planum avec les informations sur les conditions géométriques et atmosphériques et sur les résultats statistiques issus de l'algorithme de correction atmosphérique MARS-ReCO et de l'inversion bayésienne du modèle de Hapke.

4.2 Cartes photométriques CRISM

4.2.1 Site d'atterrissage du rover MER-Spirit à Gusev Crater

4.2.1.1 Sélection des observations CRISM

Au moins onze observations CRISM FRT sont disponibles dans la région du site d'atterrissage du rover MER-Spirit depuis le début des opérations en septembre 2006. Parmi les observations, l'observation FRT#C9FB montre les meilleurs résultats statistiques envers l'algorithme de correction MARS-ReCO et l'inversion bayésienne du modèle de Hapke (valeurs satisfaisantes concernant le critère de non-uniformité de la DDP (k), des critères sur l'écart-type (σ), et du critère de la bimodalité de la DDP du paramètre ω) (Table 5.1). Les solutions estimées à partir de l'observation FRT#C9FB sont utilisées dans cette étude.

4.2.1.2 Contexte géologique et zones d'étude

Le cratère Gusev est une structure d'impact formée au Noachien ayant un diamètre d'environ 160 km et centrée sur 14.5°S/175°E (*Kuzmin et al.*, 2000). Les indices morphologiques, minéralogiques et topographiques nous indiquent qu'une activité passée fluviale et lacustre issue du canyon de 800 km de long qui débouche au sud dans le cratère Gusev, nommé Ma'adim Vallis était présente. Des sédiments se sont déposés formant des collines (nommées Columbia Hills) (*Kuzmin et al.*, 2000; *Cabrol et al.*, 2003). Cependant, d'autres auteurs ont mis en évidence de multiples phases d'éruption de basaltes fluides (*Greeley et al.*, 2005b) analogues aux mares basaltiques (*Greeley et al.*, 1993). La région est affectée aussi de processus éoliens. Des centaines de trainées sombres et sub-parallèles sont observées à la surface. Ces traces représentent la mise en suspension par des tourbillons nommés "dust devil" (*Greeley et al.*, 2003) ou par des tempêtes, de particules fines et brillantes cohérentes à des poussières (*Martinez-Alonso et al.*, 2005).

Le contexte géologique de la zone d'étude est présenté dans la Figure 4.1 : l'observation sélectionnée est présentée dans la Figure 4.1a et la carte géologique résumant les différentes unités et structures observées couplée à l'image HiRISE (Figure 4.1b) est présentée dans la Figure 4.1c. L'image HiRISE DTM a été utilisée pour calculer la pente moyenne à l'échelle du mètre par pixel et la carte est présentée dans la Figure 4.1d. Deux unités sont discernables : les collines (Figure 4.1c, unité de couleur marron) et les plaines planes fortement cratérisées. Les collines, représentant des régions avec de fortes pentes locales, sont exclues dans le traitement et l'analyse. En détail, on distingue 3 unités :

1. région à large bande composée de matériaux sombres, de direction NO-SE, correspondant à une trace laissée lors d'un passage d'une tempête et sera nommée par la suite "dark band feature region" (Figure 4.1c, unité de couleur verte),
2. région faisant apparaître des matériaux sombres sous forme de lignes sub-parallèles, de direction O-E, correspondant à des traces de passage de tourbillons (les dust devil), et sera nommée par la suite "dark linear feature region" (Figure 4.1c, unité de couleur jaune),
3. région composée de matériaux clairs observables dans la partie NE de l'image CRISM et sera nommée "bright-toned region" (Figure 4.1c, unité de couleur rouge).

L'inertie thermique (IT) donne des informations sur la densité de roche, la taille des grains et le degré de cohésion. À partir des données de l'instrument THEMIS à bord de la sonde Mars Odyssey, l'inertie thermique a été estimée à 240 $\pm$ 20 $J.m^{-2}.s^{-0.5}.K^{-1}$ (résolution spatiale de 100m/pixel) (*Milam et al.*, 2003), où la surface a été interprétée comme étant composée de matériaux de type sable moyen.

Les observations in situ obtenues à partir des instruments à bord du rover, nous donnent des informations sur les propriétés physico-chimiques de la surface, à l'échelle du mètre au millimètre, des principales unités géologiques le long du chemin du rover. *Arvidson et al.* (2006b) et *Arvidson et al.* (2008) fournissent un résumé des principales observations des soils et roches. Comme présenté précédemment, je m'intéresse uniquement aux plaines cratérisées. Le long de la traversée des plaines

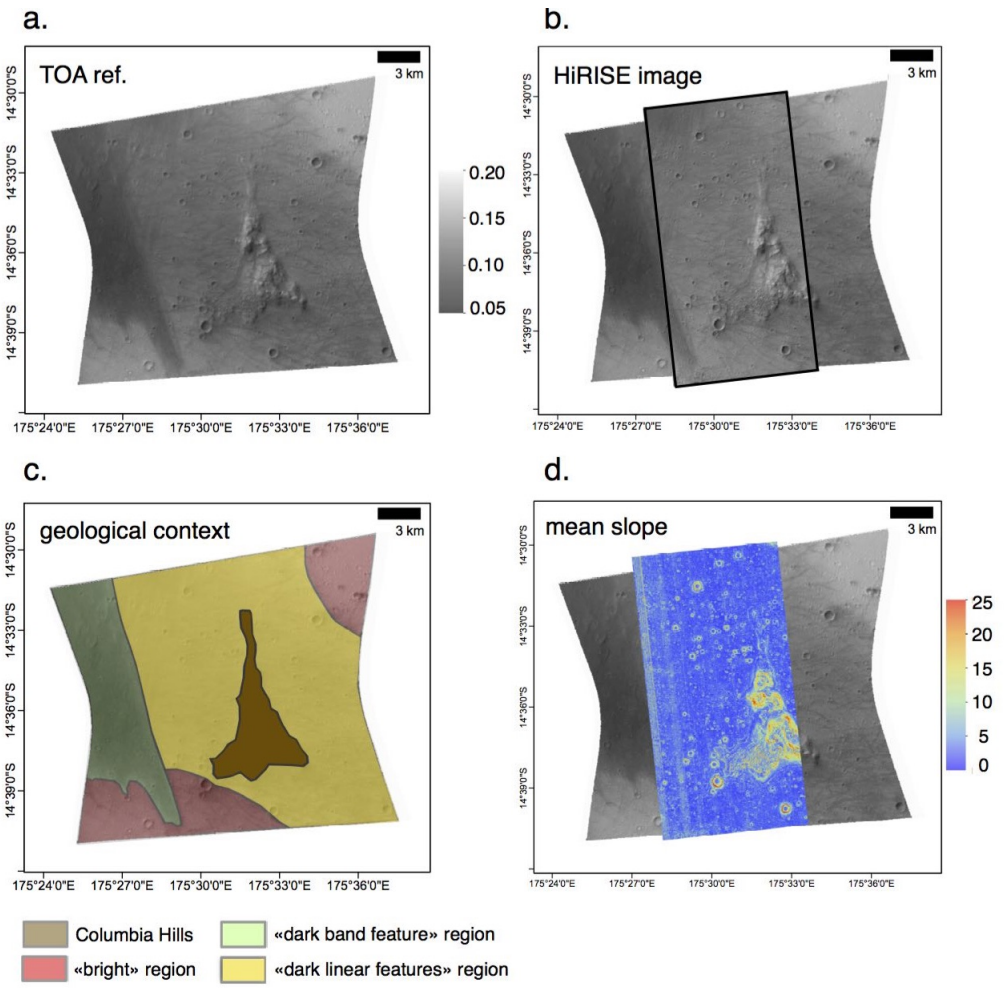


FIGURE 4.1 – Contexte géologique et zone étudiée : a. image centrale CRISM TOA (FRT#C9FB) à une résolution spatiale de 20m/pxl à la longueur d'onde de 750 nm, b. image centrale CRISM TOA superposée par l'image HiRISE associée prise au même moment que l'observation CRISM (PSP_010097_1655_RED), c. image centrale CRISM TOA superposée par la carte du contexte géologique montrant les différentes unités et structures, d. image centrale CRISM TOA superposée par la pente moyenne à 1m/pxl dérivée à partir du DTM HiRISE (DTEEC_001513_1655_001777_1650_U01).

(Figure 4.2), les images ont montré que l'unité des soils est composée de (du bas vers le haut) (e.g., *Squyres et al.*, 2004a) : (i) une croûte basaltique issue du refroidissement de laves excavées par des impacts locaux (*Greeley et al.*, 2005b), (ii) une couche de grains basaltiques grossiers formant un milieu granulaire (sable à granule, entre 0.5 à quelques mm de diamètre) identifiée comme étant des basaltes riches en cristaux d'olivine par l'instrument Pancam (*Bell et al.*, 2004), (iii) des fragments de roches subangulaires correspondant à des dépôts d'éjecta qui accompagnent les nombreux cratères, composés de clastes et de roches, et (iv) les couches (ii) et (iii) sont recouvertes par une couche de particules fines et brillantes correspondant à la poussière.

4.2.1.3 Paramètres photométriques des matériaux de surface

Albedo de diffusion simple

La Figure 4.3b présente la carte des valeurs du paramètre de l'albedo de diffusion simple (ω). Des variations spatiales de ce paramètre sont observées à la résolution spatiale de l'instrument CRISM (200m/pixel) : (i) la région "dark band feature" (Figure 4.1, unité de couleur verte) est corrélée aux plus faibles valeurs du paramètre ω ($\omega < 0.60$, $\sigma \leq 0.10$), (ii) la région "dark linear features" (Figure 4.1, unité de couleur jaune) est associée à des valeurs intermédiaires du paramètre ω ($0.65 < \omega < 0.75$, $\sigma \leq 0.10$) et la région "bright-toned' (Figure 4.1, unité de couleur rouge) est associée aux plus grandes valeurs du paramètre ω ($\omega > 0.75$, $\sigma \leq 0.10$).

En comparant les valeurs du paramètre ω obtenues à partir de l'observation CRISM ($\omega_{CRISM} \simeq 0.65 - 0.75$) à celles obtenues des mesures Pancam à 753 nm (localisées dans la région "dark-linear feature" dans notre carte géologique, Figure 4.4a) pour différents soils et roches (*Johnson et al.*, 2006b) (Figure 4.4a), des valeurs cohérentes sont observées pour les sites de Bonneville Rim ($\omega_{Pancam} \simeq 0.66$), Landing Site et NW of Missoula ($\omega_{Pancam} > 0.7$).

Les observations orbitales ont montré que les plaines cratérisées sont composées de basaltes détectés dans la gamme de l'infrarouge thermique par l'instrument Thermal Emission Spectrometer (TES) à bord de la sonde Mars Global Surveyor (MGS) (*Milam et al.*, 2003). De plus, des poussières brillantes composées d'oxydes ferriques nanophasés (npOx) sont détectées par l'instrument Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité (OMEGA) à bord de la sonde MEx à travers la zone d'atterrissage de MER-Spirit (*Lichtenberg et al.*, 2007), recouvrant le substrat basaltique, confirmées par les observations in situ. Pour avoir accès à la détection de poussières à la surface, l'indice spectral des npOx est calculé à partir de l'observation FRT#C9FB (non corrigée de la contribution atmosphérique) et cartographié (Figure 4.5). Basée sur la présence d'une large bande d'absorption dans le proche infrarouge entre 0.75 et 1.0 μm due à la présence des transitions électroniques du Fe^{3+}, le rapport spectral de la réflectance aux longueurs d'onde 1 μm et 0.8 μm est calculé pour estimer la nature de l'oxyde ferrique (*Poulet et al.*, 2007). Les valeurs proches de 1 ou plus signifient que la surface est contaminée par de la poussière masquant ainsi les matériaux sous-jacents. L'indice des poussières est sensible à la quantité d'aérosols minéraux dans l'atmosphère. Cependant, l'épaisseur optique des aérosols minéraux, $AOT_{mineral}$, estimée pour l'observation FRT#C9FB est égale à 0.25±0.03 (Table 5.1), ce qui signifie que l'atmosphère est faiblement contaminée en aérosols

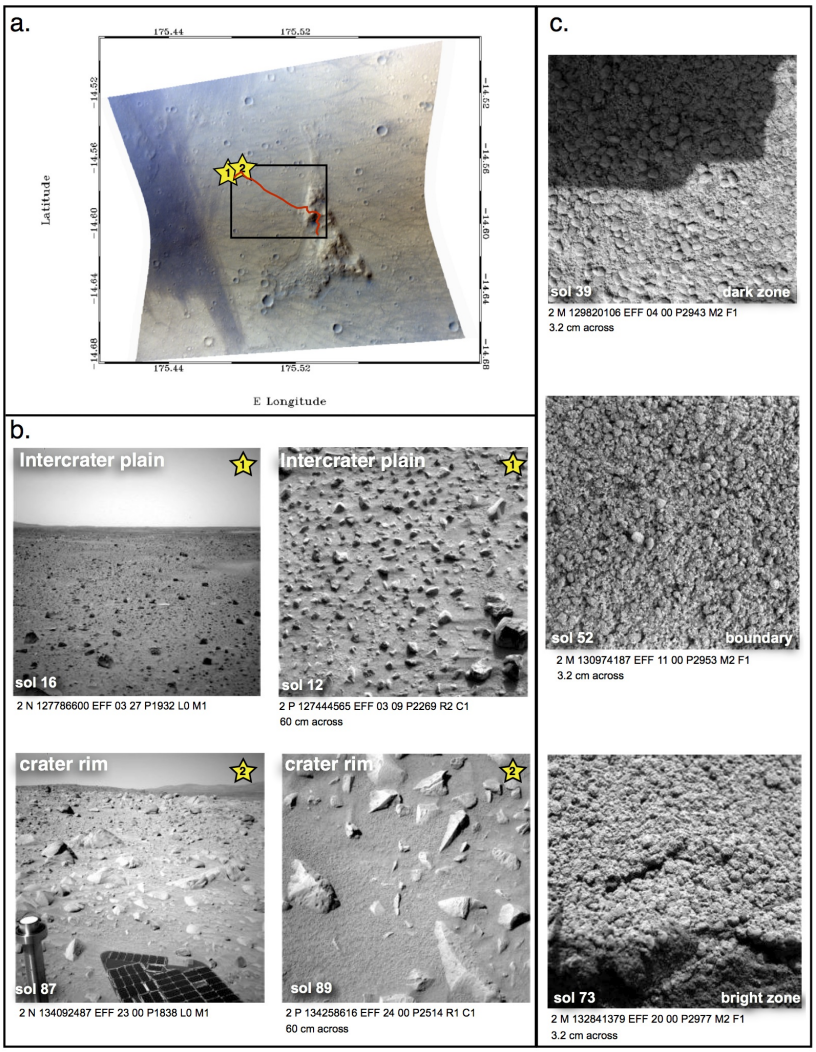


FIGURE 4.2 – Observations in situ prises par les instruments Navcam/MER (N), Pancam/MER (P) and MI/MER (M). (a) image de l'observation FRT#C9FB en RVB à ∼20m/pxl (credit : http ://crism-map.jhuapl.edu/) avec le chemin du rover (en rouge) et la localisation des images in situ sélectionnées, (b) images Navcam et Pancam dans la région inter-cratère (haut) et proche de la bordure de cratères (bas) et (c) images MI focalisées sur la zone dans les traces de dust devils (haut), en bordure (milieu), et en dehors des traces de dust devils (bas).

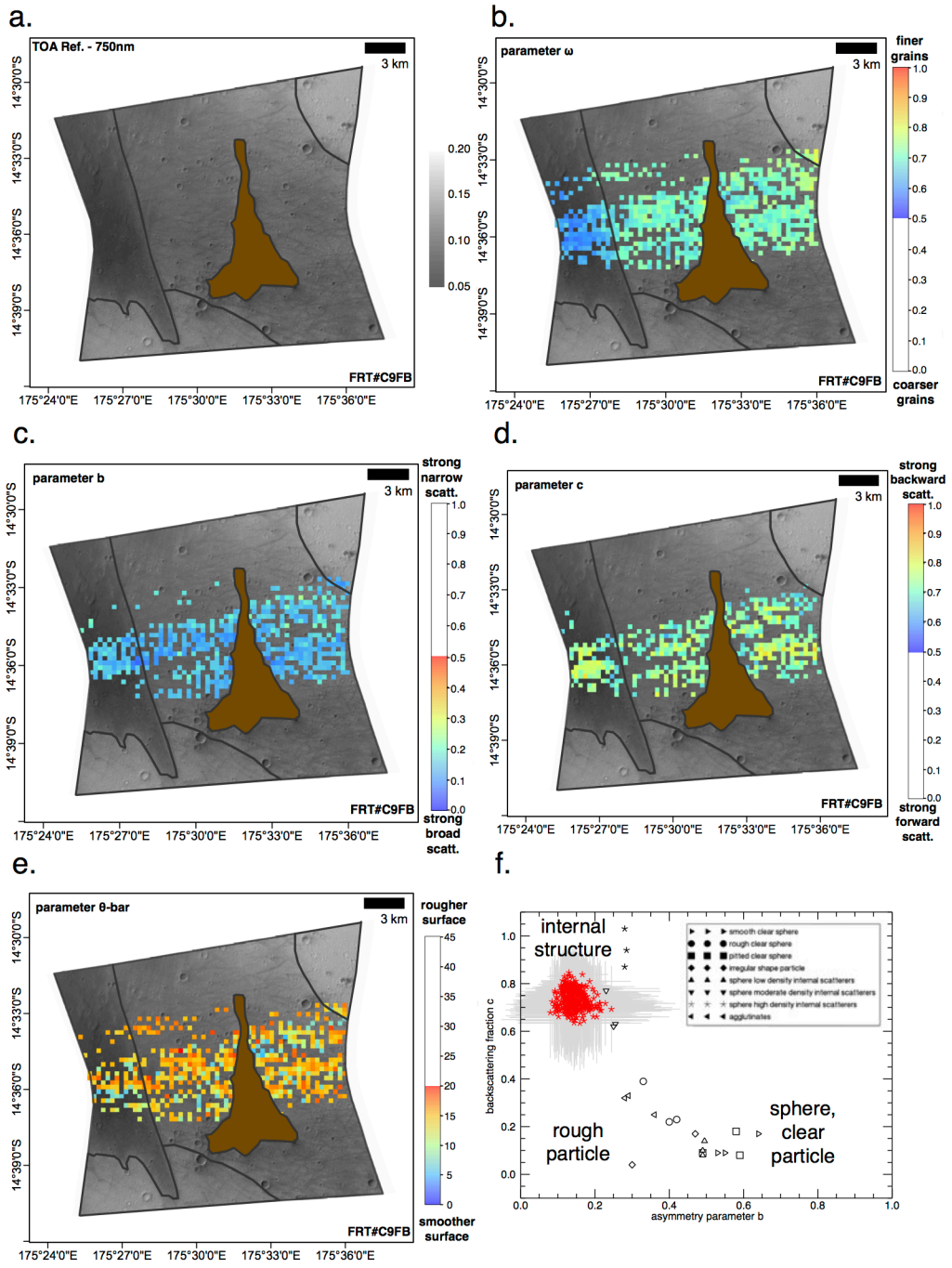


FIGURE 4.3 – Cartes de l'observation FRT#C9FB. a. carte de la réflectance TOA reflectance en unité I/F à 20m/pixel à 750 nm. b. carte du paramètre ω à 200m/pixel ($\sigma_\omega \leq 0.10$). c. carte du paramètre b à 200m/pixel ($\sigma_b \leq 0.20$). d. carte du paramètre c à 200m/pixel ($\sigma_c \leq 0.20$). e. carte du paramètre $\bar{\theta}$ à 200m/pixel ($\sigma_{\bar{\theta}} \leq 5°$). La couleur des pixels correspond à la valeur moyenne de la densité de probabilité. Seule la partie centrale de l'image centrale CRISM est couverte par toutes les images multi-angulaires (jusqu'à 11 images), c'est pour cette raison que les résultats photométriques ne sont obtenus que dans cette zone. f. graphe de la fraction de rétrodiffusion en fonction du paramètre d'asymétrie estimés à partir de l'observation FRT#C9FB comparés aux valeurs expérimentales obtenues à partir d'échantillons artificiels des travaux de *McGuire and Hapke* (1995).

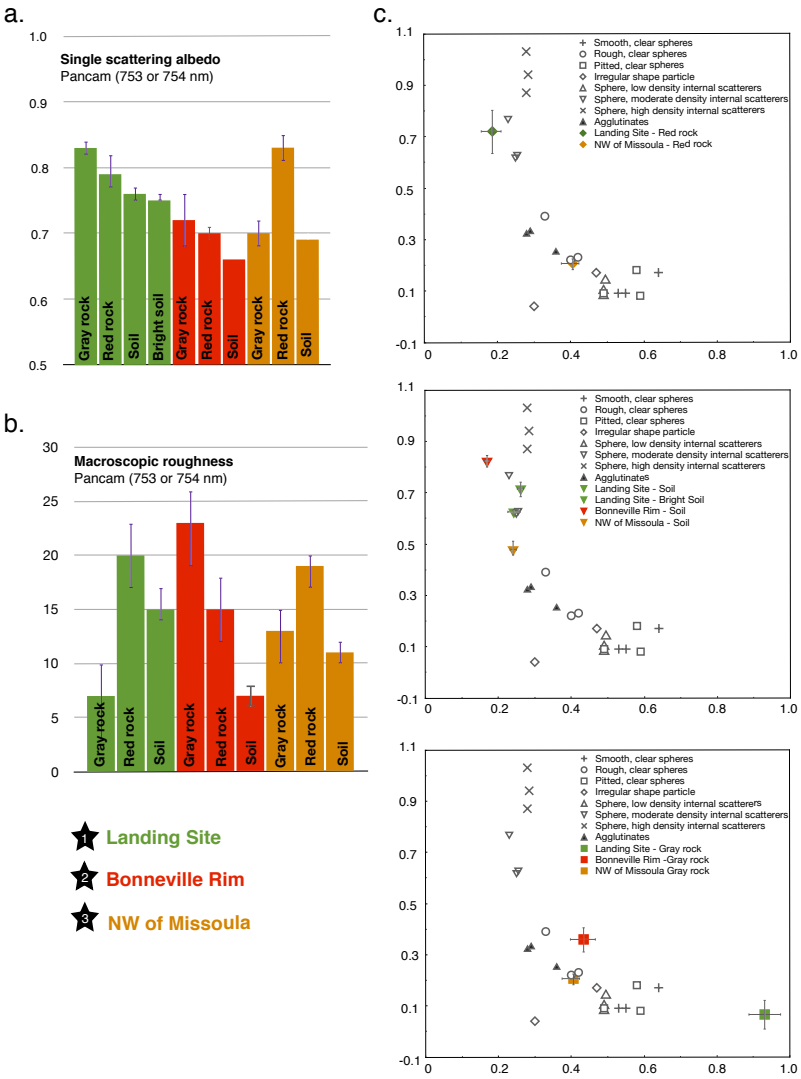


FIGURE 4.4 – Résultats photométriques à partir des données in situ de Pancam/MER : moyenne et écart-type a. du paramètre d'albedo de diffusion simple (ω), b. du paramètre de rugosité macroscopique ($\bar{\theta}$), c. des paramètres de la fonction de phase (b et c) comparés aux résultats expérimentaux sur des échantillons artificiels de *McGuire and Hapke* (1995). Tous les paramètres photométriques ont été estimés à 753 ou 754 nm pour différentes unités géologiques aux sites du Landing Site (Sol 013), de Bonneville rim (Sol 087-088), and de NW of Missoula (Sol 102-103) (*Johnson et al.*, 2006b)

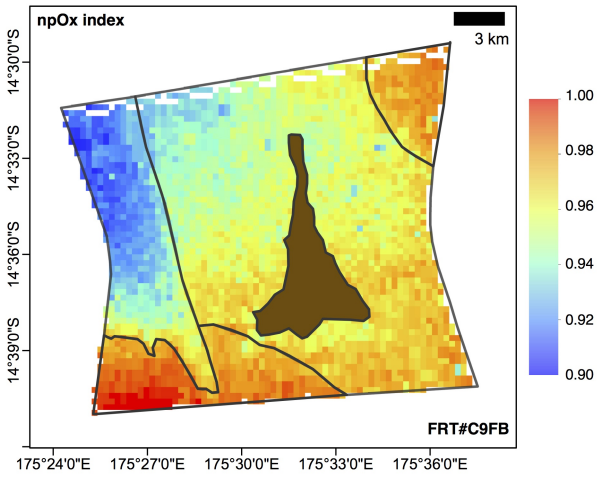


FIGURE 4.5 – Carte minéralogique de l'oxyde ferrique nanophasé (indice de poussières calculé à partir FRT#C9FB) : les régions sans ou peu contaminées de poussières sont caractérisées par un indice de poussière inférieur à 1 (bleu) alors que les surfaces contaminées en poussière sont caractérisées par un indice supérieur ou égal à 1 (rouge). La résolution spatiale est de 200m/pixel.

minéraux et que les variations spatiales de l'indice de poussières de la Figure 4.5 sont associées à la surface.

En comparant la carte de réflectance à 750 nm (Figure 4.3a) et la carte du paramètre ω (Figure 4.3b) avec celle de l'indice de poussières (Figure 4.5), trois régions photométriques sont distinguables. La région "dark band feature" (Figure 4.1, unité de couleur verte) correspond à une zone sans poussières (npOx $\simeq$ 0.90) ce qui signifie que les matériaux basaltiques sous-jacents sont visibles. Cette région est associée aux plus faibles valeurs du paramètre ω ($\omega_{CRISM} \simeq 0.60$, $\sigma \leq 0.10$). La région "bright-toned" localisée au NE de l'image CRISM (Figure 4.1, unité de couleur rouge) montre des valeurs de l'indice de poussières proche de 1 ce que signifie que les matériaux basaltiques sous-jacents sont contaminés en poussières et est associée aux plus grandes valeurs du paramètre ω ($\omega_{CRISM} \simeq 0.80$, $\sigma \leq 0.10$). La région autour et sur Columbia Hills dominée par des traces de dust devils (région "dark linear features") (Figure 4.1, unité de couleur jaune) est associée à des valeurs intermédiaires de l'indice de poussières, ce qui signifie que les matériaux basaltiques sont partiellement contaminés en poussières et par conséquent un signal complexe venant des poussières et des basaltes doit être mesuré (mélange). Cette zone est associée à des valeurs intermédiaires du paramètre ω ($\omega_{CRISM} \simeq 0.65$-$0.75$, $\sigma \leq 0.10$).

Dans les modèles de transfert radiatif, l'albedo de diffusion simple est une quantité qui est fonction de la composition, de la taille du grain et de sa structure interne (*Hapke*, 1993, 2012b) (Chapitre 2, Sous-section 2.1.1.3). Tentons de comprendre les variations des valeurs de ce paramètre.

La valeur de l'albedo de diffusion simple diminue lorsque le coefficient d'absorption augmente : pour une particule de taille donnée, un fort coefficient d'absorption donne une valeur d'albedo de diffusion faible. À la longueur d'onde étudiée (750 nm), des constantes optiques (n, partie réelle de l'indice de réfraction and k, partie imaginaire de l'indice de réfraction) similaires sont observées

entre les poussières martiennes (n=1.50, k=0.001, estimés à partir des observations CRISM (*Wolff et al.*, 2009)) et un basalte typique (n=1.52, k=0.0011, estimé à partir de mesures en laboratoire (*Pollack et al.*, 1973)). Par conséquent, les variations spatiales du paramètre ω à cette longueur d'onde observées dans la Figure 4.3b ne peuvent provenir d'une variation liée à la composition.

La valeur de l'albedo de diffusion simple augmente lorsque la taille des grains diminue. Comme les poussières et le basalte ont des valeurs de constantes optiques proches, la grande valeur du paramètre ω pour la région "bright-toned' peut être expliquée par la présence de particules plus fines comparées à celles de la région "dark band feature. Des analyses cohérentes sont obtenues à partir des images du rover. Deux modes de tailles de particules sont observés dans les plaines : (i) une couche de grains basaltiques formant le milieu est constituée de grains de type sable à granule fine (entre 500 and 2000 μm) (*Herkenhoff et al.*, 2004a; *Herkenhoff, K. E., et al.*, 2006) (Figure 4.2c, en haut) et (ii) au-dessus, un dépôt de particules de poussières brillantes et fines de type silt ($<$4 μm de diamètre) (*Lemmon et al.*, 2004) à sables fins ($<$150 μm) formant des agrégats de poussières, (*Herkenhoff et al.*, 2004a; *Sullivan et al.*, 2008; *Vaughan et al.*, 2010) (Figure 4.2c, en bas).

Des valeurs intermédiaires du paramètre ω sont observées dans la région composée d'un grand nombre de traces de dust devils avec une largeur inférieure à 100 m, inférieure à la résolution spatiale CRISM (200m/pixel). Le signal de certains des pixels CRISM est un signal complexe venant des poussières et des matériaux basaltiques. En effet, le long de son trajet, le rover a traversé des zones avec des albedos variés, observées à partir des images Pancam : les traces des dust devils présentent des albedos faibles (0.20$\pm$0.02) et les zones recouvertes de poussières ont des albedos forts (0.30$\pm$0.02) (*Bell et al.*, 2004). *Greeley et al.* (2004, 2005a) ont étudié les images à hautes résolutions de l'instrument MI des soils au niveau des figures éoliennes : (i) à l'intérieur d'une trace de dust devil, la poussière est retirée du matériau basaltique sous-jacent, et les grains grossiers de basaltes de type sable sont visibles mais quelques grains de poussières restent dans la porosité créant ainsi un mélange intime entre les grains de basaltes et de poussière (Figure 4.2c, top), (ii) en dehors des traces de dust devils, une couche épaisse de poussières recouvre les matériaux basaltiques et crée ainsi un mélange stratifié (Figure 4.2c, bottom) et (iii) dans la zone de transition, un mélange "pseudo"-spatial entre les deux unités est observé (la couche de poussières ne recouvre qu'une fraction de la couche basaltique sous-jacentes).

La présence de diffuseurs internes dans le grain crée de fortes interactions (diffusion) au sein de la particule ce qui augmente la valeur de l'albedo de diffusion simple (*McGuire and Hapke*, 1995). Les observations in situ acquises par l'instrument MI ont montré que les particules de poussières sont le plus souvent sous forme d'agrégats de fines particules non résolues (*Herkenhoff et al.*, 2004a; *Sullivan et al.*, 2008; *Vaughan et al.*, 2010) où chaque sub-particule correspondant à des particules de poussières atmosphériques de $<$4 μm de diamètre, pouvant agir comme un diffuseur interne. Les observations in situ ont montré que les roches du plancher du cratère Gusev sont des basaltes picritiques composés principalement de mégacristaux d'olivines (abondance allant de 20 à 30 % en volume) (*McSween et al.*, 2006). Le matériau granulaire basaltique est issu de la désagrégation de ces roches et contiennent comme leur roche d'origine des cristaux où chaque cristal peut agir comme

un diffuseur interne. Que ce soit pour les matériaux basaltiques ou les poussières, les valeurs du paramètre ω devraient être plus fortes que leurs homologues sans diffuseurs internes.

En conclusion, les variations spatiales du paramètre ω semblent être liées en premier ordre aux variations spatiales de la taille des particules. Les variations du paramètre reflètent également le retrait de la poussière de la surface (diminution de la valeur du paramètre ω) et leur dépôt à la surface (augmentation de la valeur du paramètre ω) successifs par les processus éoliens causés par des vents puissants comme les tempêtes (observé dans la région "dark band feature") où des particules de type silt et sable peuvent être mobilisées ou par des tourbillons (observé dans la région " dark linear feature") où seules les particules de type silt ou argiles peuvent être transportées.

Paramètres de la fonction de phase

Les Figures 4.3c et 4.3d présentent les cartes des valeurs du paramètre d'asymétrie (b) et de la fraction de rétrodiffusion (c), respectivement. Les valeurs du paramètre c montrent un comportement de diffusion plutôt rétrodiffusant (>0.5) et les valeurs du paramètre b indiquent un lobe de diffusion plutôt large (<0.5) pour l'ensemble des pixels. Les variations locales observées sur les cartes ne sont pas significatives comparées aux valeurs de l'écart-type ($\sigma < 0.2$).

En comparant avec les résultats photométriques in situ, les résultats photométriques obtenus à partir des données CRISM sont cohérents avec les valeurs des paramètres b et c estimées pour l'unité des soils des différents sites en tenant compte des écart-types (*Johnson et al.*, 2006b) (Figure 4.4c).

Les paramètres de la fonction de phase sont reliés à la forme et à la rugosité des particules (e.g., rond, allongé, anguleux, surface lisse, rugueuse) et à la densité de diffuseurs internes (e.g., sans diffuseurs, fractures, cristaux, pores) (*Hapke*, 1993, 2012b). Pour donner une signification physique aux paramètres de la fonction de phase, des études expérimentales ont été menées sur des particules naturelles et artificielles parfaitement caractérisées (Chapitre 2). En comparant nos résultats avec ceux estimés à partir des particules artificielles par *McGuire and Hapke* (1995), les paramètres de diffusion des matériaux de Gusev crater estimés à partir des observations CRISM sont proches des paramètres de diffusion de particules avec une densité modérée de diffuseurs internes (Figure 4.3c). En comparant cette fois-ci avec les travaux de *Souchon et al.* (2011) basés sur des échantillons naturels, de type volcaniques, les paramètres de diffusion de la région "dark band" où les basaltes affleurent, les résultats CRISM sont plus proches des paramètres de diffusion de grains pyroclastiques de tailles 425-1000 μm, opaque, de forme arrondie avec une surface rugueuse et alvéolée et présentant des phénocristaux. Ces résultats montrent dans un premier temps que les grains basaltiques du milieu granulaire sont arrondies, une forme typique pour des grains qui ont été transportés sur de longues distances par le vent. Dans un deuxième temps, les résultats montrent que les grains sont composés d'une grande structure interne. Ceci suggère une forte densité de cristaux signifiant un degré de cristallisation important et/ou la présence d'une forte densité de porosité créée par l'échappement de gaz lors de la cristallisation signifiant une quantité importante de volatils dans le magma. Ces résultats montrent des propriétés physiques totalement différentes aux verres volcaniques par exemple.

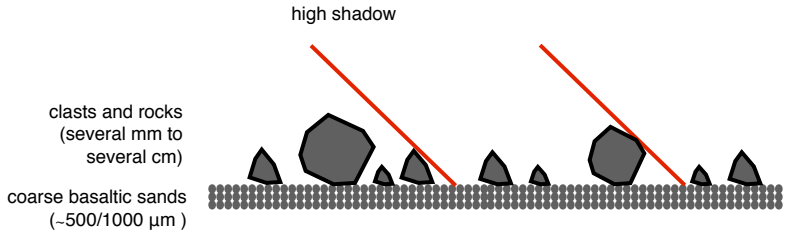


FIGURE 4.6 – Schéma explicatif pour l'interprétation des valeurs de la rugosité macroscopique.

Les images du microscope image (MI) focalisées sur les soils basaltiques typiques non recouverts de poussières (Figure 4.2c, haut) montrent que le matériau granulaire basaltique est composé des grains ronds à sphériques (*Greeley et al.*, 2006a). De plus, comme présenté précédemment, les basaltes sont composés de cristaux d'olivines (abondance allant de 20-30 % en volume) (*McSween et al.*, 2006), et les grains basaltiques issus de la désagrégation de ces roches sont eux aussi composés de cristaux d'olivine pouvant agir comme des diffuseurs internes. Ceux-ci sont cohérents aux interprétations des valeurs des paramètres de diffusion b et c énoncées précédemment.

Rugosité macroscopique

La Figure 4.3e présente la carte du paramètre de rugosité macroscopique ($\bar{\theta}$). De grandes valeurs du paramètre $\bar{\theta}$ ($\bar{\theta} \sim 15 - 20°$, $\sigma \leq 5°$) sont observées sans changement spatial significatif.

Le paramètre de rugosité macroscopique est relié à la rugosité de surface créée par l'organisation spatiale des matériaux de l'échelle millimétrique (grains de type silt et sable), centimétrique (grains de type granule et roches), jusqu'à des échelles décamétriques (*Hapke*, 1993, 2012b).

Pour expliquer les valeurs du paramètre $\bar{\theta}$, la pente moyenne est calculée à partir des DTM HiRISE à une échelle de 1m/pixel (Figure 4.1c). Dans les régions cratérisées, on peut identifier des cratères de diamètre entre 0.1-1 km caractérisés par des pentes moyennes les plus élevées (pente moyenne : 5 - 10°). Les régions intercratères sont caractérisées par des pentes moyennes les moins élevées (pente moyenne : $< 5°$) (Figure 4.1c).

En comparant la carte de valeurs du paramètre $\bar{\theta}$ et celle de la pente moyenne, on note aucune corrélation entre ces deux paramètres ce qui signifie que le paramètre de rugosité macroscopique n'est pas représentatif de la topographie à l'échelle du mètre, mais probablement représentatif de la rugosité à plus petites échelles. En effet, différents travaux *Helfenstein and Shepard* (e.g., 1999); *Cord et al.* (e.g., 2003); *Shkuratov et al.* (e.g., 2005); *Cord et al.* (e.g., 2005); *Shaw et al.* (e.g., 2013) ont suggéré que le paramètre $\bar{\theta}$ est sensible aux rugosités à des échelles inférieures au centimètre.

Les images HiRISE donnent des informations sur la morphologie de la surface et peuvent nous aider à interpréter les valeurs du paramètre de rugosité macroscopique. L'image HiRISE de la Figure 4.1b montre un grand nombre de cratères qui doivent être accompagnés de matériaux d'éjecta souvent anguleux à facettes avec des tailles allant du millimètre à plusieurs dizaines de centimètres, recouvrant le matériau granulaire basaltique. La forte densité de matériaux d'éjecta peut créer de grandes zones d'ombres pouvant expliquer de fortes valeurs du paramètre $\bar{\theta}$ (Figure 4.6).

Pour valider cette interprétation, les valeurs du paramètre de rugosité macroscopique sont comparées à celles estimées à partir des données Pancam (Figure 4.4b) (*Johnson et al.*, 2006b) couplées aux observations in situ (Figure 4.2b). Les valeurs du paramètre $\bar{\theta}$ estimées à partir des observations CRISM sont plus cohérentes avec celles de l'unité des soils du site Landing Site que celles de l'unité des soils des sites Bonneville Rim et NW of Missoula. La grande différence entre les soils des trois sites est la présence d'une forte densité de clastes dans les soils des régions inter-cratères (e.g., Landing Site) que dans les soils des régions proches des bordures de cratères (e.g., Bonneville Rim et NW of Missoula) où les clastes sont remplacés par des blocs de roches. Pour rappel, dans leur étude, les roches forment une classe et sont distinguées des soils (matériaux non-consolidés et clastes) (*Johnson et al.*, 2006b).

4.2.2 Site d'atterrissage du rover MER-Opportunity à Meridiani Planum

4.2.2.1 Sélection des observations CRISM

Au moins sept observations CRISM FRT sont disponibles dans la région du site d'atterrissage du rover MER-Opportunity depuis le début des opérations en septembre 2006. Parmi les observations, les observations FRT#B6B5 et FRT#193AB montrent les meilleures résultats statistiques envers l'algorithme de correction MARS-ReCO et l'inversion bayésienne du modèle photométrique de Hapke (valeurs satisfaisantes concernant le critère de non-uniformité de la DDP (k), les critères sur l'écart-type (σ), et le critère de la bimodalité de la DDP du paramètre ω) excepté pour le paramètre c de l'observation FRT#B6B5 qui montre un nombre de pixels avec un $\sigma_c \leq 0.20$ égal à 8%. (Table 5.1). Pour améliorer la diversité géométrique de l'observation FRT#B6B5, j'ai combiné les observations FRT#B6B5 et FRT#334D car leurs traces se superposent, les observations ont des géométries d'acquisition complémentaires et aucun changement de l'état de surface n'est observé. Après la combinaison, les statistiques relatives à l'inversion bayésienne du modèle de Hapke sont améliorées, spécifiquement pour le paramètre c qui montrent un nombre de pixels avec $\sigma_c \leq 0.20$ égal à 25%. Les solutions estimées à partir de la combinaison des observations FRT#B6B5 et FRT#334D et à partir l'observation FRT193AB sont utilisées dans cette étude (Table 5.1).

4.2.2.2 Contexte géologique et zones d'étude

Le rover MER-Opportunity a atterri dans l'unité nommée "Plains, Hematite-bearing" (Ph) composée de patches de matériaux sédimentaires, indurés, clairs ("etched terrain", ET2), recouvert d'un lit de concrétions riches en hématites cristallines ("plains mantle", Pm) détectées pour la première fois par l'instrument TES à bord de la sonde MGS (*Christensen et al.*, 2000, 2001).

En juillet 2013, le rover MER-Opportunity a parcouru 38 km depuis le site d'atterrissage près du cratère Eagle jusqu'à Solander point (Figure 4.7a), où le rover est localisé lors de la rédaction de ce travail. Deux sites sont présentés dans notre étude : la région autour du cratère Victoria (résultats issus de la combinaison des observations FRT#B6B5 et FRT#334D), nommée zone 1, et la partie ouest du cratère Endeavour (résultats issus de l'observation FRT#193AB) nommée zone 2 (Figure

4.8a).

Victoria crater (zone 1).

L'image HiRISE prise au même moment que l'observation FRT#B6B5 a été utilisée pour établir la carte du contexte géologique. Quatre unités géologiques sont observées :

1. cratère Victoria (Figure 4.8c, unité de couleur marron),
2. manteau de matériaux sombres autour du cratère Victoria (Figure 4.8c, unité de couleur verte),
3. rides éoliennes avec une faible population d'affleurement de matériaux clairs ("etched terrain") localisés dans les inter-rides associés à des matériaux sombres au niveau des crêtes des rides (Figure 4.8c, unité de couleur jaune),
4. rides éoliennes avec une forte population d'affleurements de matériaux clairs ("etched terrain") localisés dans les inter-rides associés à des matériaux sombres au niveau des crêtes des rides (Figure 4.8c, unité de couleur orange).

Les spectres de réflectances acquis par l'instrument OMEGA à bord de MEx dans la région du site d'atterrissage de MER-Opportunity montrent la présence d'un matériau granulaire formé d'un mélange de sables basaltiques, de concrétions riches en hématites cristallines et d'une faible quantité de poussières (*Arvidson et al.*, 2006a). Les sulfates (hydratés, hydroxylés) observés par le rover correspond aux terrains clairs (Figure 4.8c, unités de couleurs rouge et orange), identifiés dans les images de hautes résolutions HiRISE mais non détectés dans les spectres OMEGA et CRISM. Cette non-détection peut être expliquée par (i) leur faible exposition au sein du pixel comparés aux sables basaltiques et aux concrétions riches en hématites (OMEGA : échelle du kilomètre et CRISM : échelle du décamètre) ou (ii) une modification de leur signature spectrale par des phénomènes de déshydratation ou par coating. La région est caractérisée par des valeurs d'inertie thermique THEMIS faibles ($\sim$140 - 145 $J.m^{-2}.K^{-1}.s^{-1/2}$ (*Arvidson et al.*, 2011)) suggérant la présence de matériaux fins d'origine éolienne formant les rides alors que les régions où les affleurements sont visibles, les valeurs de l'inertie thermique THEMIS sont légèrement plus grandes suggérant la présence de matériaux indurés (*Arvidson et al.*, 2011).

Squyres et al. (2006) et *Arvidson et al.* (2011) fournissent un résumé des observations clés des soils et des roches de la mission du rover MER-Opportunity. Le long du chemin du rover (Figure 4.7a), les observations in situ montrent que les surfaces des plaines de Meridiani sont couvertes par des rides éoliennes (Figure 4.7b, en haut). Le soil des inter-rides est dominé par des concrétions riches en hématites arrondies et des fragments et leur taille est plus grande que la taille des concrétions observées dans le soil des crêtes des rides (Figure 4.7). Le soil des crêtes de rides est dominé par des concrétions riches en hématites bien distribuées en taille (Figure 4.7) (granule : 1-2 mm de diamètre). Quelques millimètres en dessous de ce lit de concrétions riches en hématites, le soil est dominé par un mélange de sables basaltiques, de fragments de concrétions d'hématites et de poussières (*Herkenhoff et al.*, 2004b; *Soderblom et al.*, 2004b; *Squyres et al.*, 2004b; *Arvidson et al.*, 2006b; *Herkenhoff,*

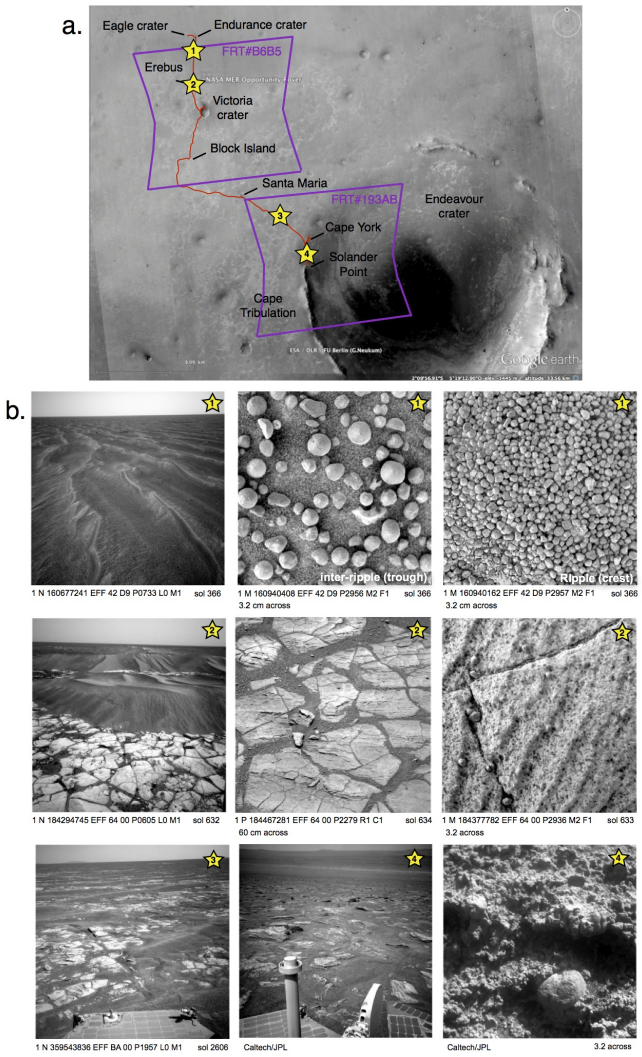


FIGURE 4.7 – Observations in situ prises par les instruments Navcam/MER (N), Pancam/MER (P) and MI/MER (M). (a) localisation des observations FRT#B6B5 (FRT#334D a la même localisation que FRT#B6B5) et FRT#193AB (en violet), de la trace du rover (en rouge) et des sites des observations in situ sélectionnées (étoile), (b) observations Navcam, Pancam and MI de la région des rides éoliennes composées de concrétions d'hématites, de sables basaltiques et de petites quantités de poussières (ligne du haut), observations Navcam, Pancam and MI de la région des rides éoliennes avec des affleurements de roches riches en sulfates dans la région d'Erebus (ligne du milieu) et observations Navcam et MI des affleurements de roches dans la région de Botany Bay à l'ouest d'Endeavour Cratère.

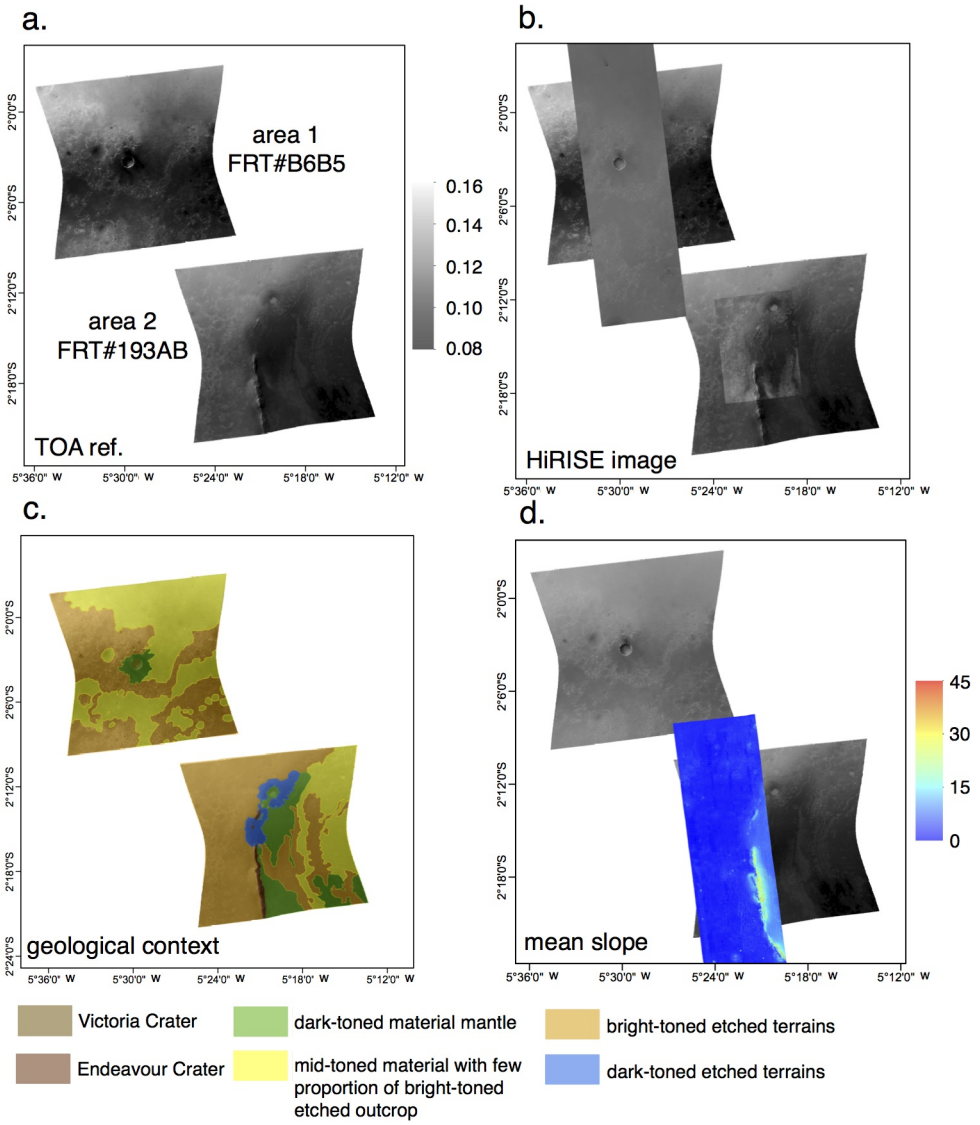


FIGURE 4.8 – Contexte géologique et zone d'étude : a. Contexte géologique et zone étudiée : a. image centrale CRISM TOA (FRT#B6B5 and FRT#193AB) à une résolution spatiale de 20m/pxl à la longueur d'onde de 750 nm, b. images centrales CRISM TOA superposées par les images HiRISE associées prises au même moment que les observations CRISM (PSP_009141_1780_RED and ESP_032573_1775_RED), c. image centrale CRISM TOA superposée par la carte du contexte géologique montrant les différentes unités et structures, d. image centrale CRISM TOA superposée par la pente moyenne à 1m/pxl dérivée à partir du DTM HiRISE (DTEEC_018701_1775_018846_1775_U01).

K. E., et al., 2006; *Jerolmack et al.*, 2006; *Squyres et al.*, 2006; *Sullivan et al.*, 2005; *Weitz et al.*, 2006) (Figure 4.7b, ligne du haut). Depuis le cratère Erebus jusqu'au cratère Endeavour (Figure 4.7a), des affleurements de matériaux clairs sont visibles et exposés dans les inter-rides (Figure 4.8c, unité de couleur orange). Les affleurements sont fortement disséquées (figures de dessiccation) et sont caractérisés par de fines laminations. Ils contiennent une forte concentration en sulfure ainsi que d'abondant sels de sulfates (Figure 4.7b, ligne médiane) (*Squyres et al.*, 2004b). Les images MI montrent que les affleurements sont composés : (i) de grains de type sable (de 0.2 à 1 mm) arrondie, bien triés formant des laminations de quelques millimètres, (ii) de cristaux de ciments précipités de fins à grossiers, (iii) de cavités de quelques centimètres en taille enregistrant la croissance diagénétique et la dissolution des cristaux, et (iv) de concrétions d'hématites de 3 à 5 mm en taille enfouies dans les affleurements (*Herkenhoff, K. E., et al.*, 2006; *Squyres et al.*, 2004c).

Partie ouest du cratère Endeavour (zone 2).

L'image HiRISE prise au même moment que l'image FRT#193AB a été utilisée pour créer la carte du contexte géologique. Six unités géologiques sont distinguables présentées ci-dessous.

1. bordure discontinue du cratère Endeavour (Cape York au north and Cape Tribulation au sud) (Figure 4.8c, unité de couleur marron) montrant les plus grandes valeurs d'inerties thermiques THEMIS (>340 $J.m^{-2}.K^{-1}.s^{-1/2}$ (*Chojnacki et al.*, 2010)) suggérant la présence de matériaux indurés (*Arvidson et al.*, 2011; *Chojnacki et al.*, 2010). La bordure expose des matériaux basaltiques, des argiles de type smectite riches en Mg et Fe (*Wray et al.*, 2009). La pente moyenne dérivée du DTM HiRISE montre de fortes pentes, plus grandes que 15° (Figure 4.8d),
2. partie ouest de la bordure correspondant au plaine de Meridiani, dominée par des patches d'affleurements clairs présents dans les inter-rides ("etched terrain") associés à des matériaux sombres formant les crêtes des rides (Figure 4.8c, unité de couleur orange). Cette zone est caractérisée par de valeurs intermédiaires d'inerties thermiques THEMIS (∼155-180 $J.m^{-2}.K^{-1}.s^{-1/2}$ (*Arvidson et al.*, 2011)) et les valeurs sont plus grandes que celles observées dans les terrains équivalents dans les plaines autour du cratère Victoria. La pente moyenne dérivée du DTM HiRISE montre des pentes faibles, inférieures à 5° (Figure 4.8d),
3. région autour de la bordure (Cape York et plus au nord) (Figure 4.8c, unité de couleur bleue), composée d'affleurements très sombres ("etched terrain"), visible sur l'image HiRISE (Figure 4.8b), détectés comme étant des affleurements riches en sulfates hydratés à partir des spectres CRISM (*Wray et al.*, 2009). La région autour de la bordure Cape York se nomme Botany Bay.
4. plancher du cratère Endeavour caractérisé par un manteau de matériaux très sombres, similaires à l'unité Ph (Figure 4.8c, unité de couleur verte),
5. plancher du cratère Endeavour caractérisé par une faible densité d'affleurements clairs localisés dans les inter-rides, correspondant à l'unité "etched terrain" et associés à des matériaux sombres formant les crêtes des rides (Figure 4.8c, unité de couleur jaune).

6. plancher du cratère Endeavour caractérisé par une forte densité d'affleurements clairs localisés dans les inter-rides, correspondant à l'unité "etched terrain" et associés à des matériaux sombres formant les crêtes des rides (Figure 4.8c, unité de couleur orange).

Les observations in situ ont montré des affleurements clairs depuis le cratère Erebus jusqu'au cratère Endeavour (Figure 4.7a) correspondant aux roches riches en sulfates localisées dans les inter-rides. Dans la région de Botany Bay, les observations in situ montrent des surfaces planes, polygonales, fracturées (fentes de dessiccation). Les roches sont composées de figures en couches avec des matériaux ronds et grossiers (de type sable) enfouis dans une matrice et ciment. Une fine couche de soil est présente au-dessus des affleurement mais leur quantité n'est pas suffisante pour former des rides éoliennes. Les figures de dessiccation sont remplies par des sables basaltiques et des concrétions d'hématites (*Arvidson et al.*, 2014).

4.2.2.3 Paramètres photométriques des matériaux de surface

Albedo de diffusion simple

La Figure 4.9c représente la carte du paramètre de l'albedo de diffusion simple (ω). Des variations spatiales du paramètre ω sont observées à l'échelle de 200m/pixel.

Dans la zone 1, les régions sont composées principalement de matériaux sombres (Figure 4.8c, unités de couleur jaune et verte) et sont associées aux plus faibles valeurs du paramètre ω ($\omega_{CRISM} \leq 0.60$, $\sigma \leq 0.10$). Les régions avec à la présence d'affleurements clairs et accompagnés de matériaux sombres (Figure 4.8c, unité de couleur orange) sont associées aux plus grandes valeurs du paramètre ω ($\omega_{CRISM} \simeq 0.60 - 0.65$, $\sigma \leq 0.10$).

Dans la zone 2, le fond du cratère composé d'un manteau de matériaux granulaires très sombres (Figure 4.8c, unité de couleur verte) et la région de Botany Bay composée d'affleurements très sombres (Figure 4.8c, unité de couleur bleue) sont associées aux plus faibles valeurs du paramètre ω ($\omega_{CRISM} \simeq 0.40 - 0.50$, $\sigma \leq 0.10$). Les affleurements clairs du fond du cratère (Figure 4.8c, unité de couleur orange) sont associés à des valeurs du paramètre ω plus élevées que les unités aux alentours mais plus faibles que les affleurements clairs des plaines de Meridiani de la zone 1 et à l'ouest de la bordure du cratère de la zone 2 (Figure 4.8c, unité de couleur orange) ($\omega_{CRISM} \simeq 0.60$, $\sigma \leq 0.10$).

À partir des observations orbitales, quatre éléments sont observés : (i) concrétions riches en hématites, (ii) sables basaltiques, (iii) poussières et (iv) sulfates sous forme d'affleurements, observations cohérentes avec les observations in situ. Les parties réelles et imaginaires de l'indice de réfraction (n et k) ont été déterminées pour les basaltes (n=1.52, k=0.0011) (*Pollack et al.*, 1973), les poussières (n=1.50, k=0.001) (*Wolff et al.*, 2009), les hématites (n=2.805, k=0.03478) (*Sokolik and Toon*, 1999) et les sulfates (n=1.5, k=0.00001) (*Roush et al.*, 2007) à la longueur d'onde étudiée (750 nm). L'hématite a une valeur de k la plus élevée conduisant aux plus faibles valeurs de ω et le sulfate a une valeur de k la plus faible conduisant aux plus grandes valeurs de ω. Ceci est cohérent avec les résultats du paramètre ω obtenus à partir des observations CRISM où les valeurs du paramètre ω les plus faibles sont observées dans les régions dominées par des rides éoliennes composées des concrétions riches en hématites (Figure 4.8c, unité de couleur jaune) dans la zone 1 et dans la région

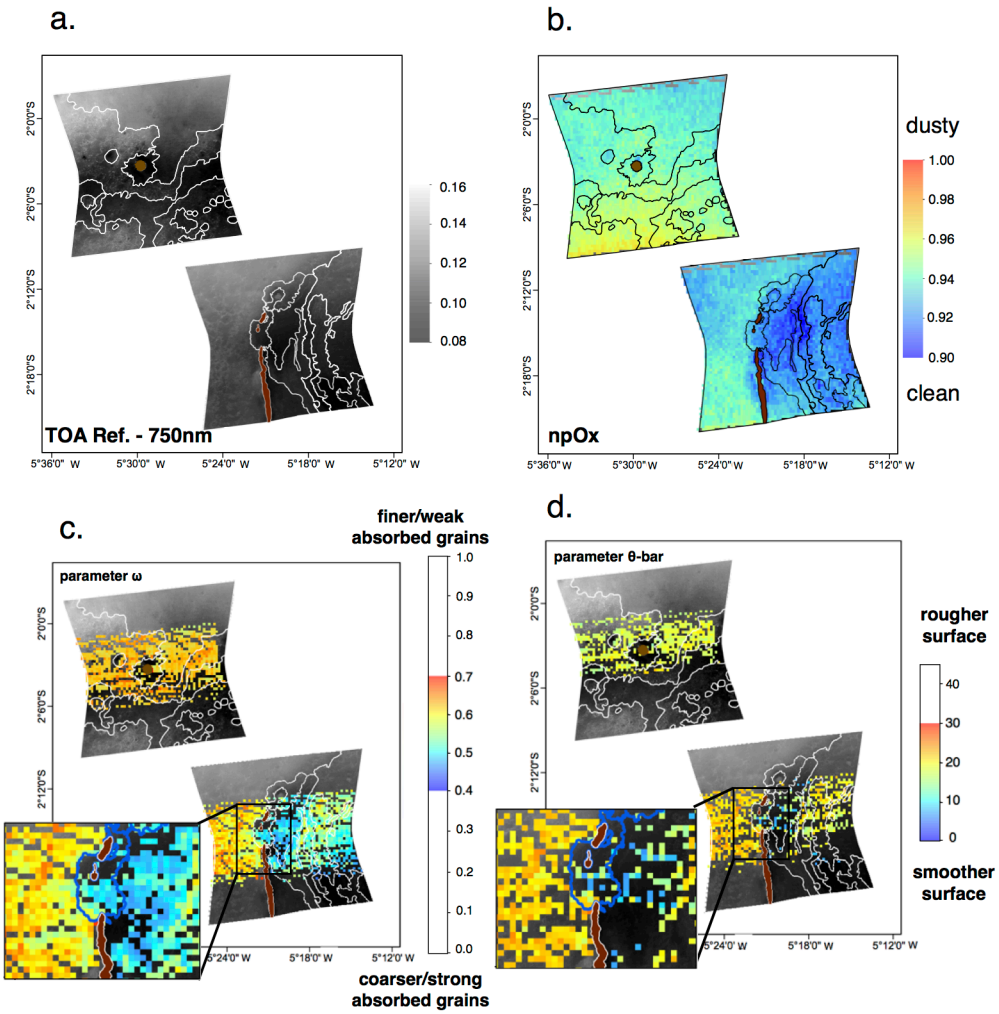


FIGURE 4.9 – Cartes des observations FRT#B6B5 - FRT#334D et FRT#193AB. a. carte de la réflectance TOA reflectance en unité I/F à 20m/pixel à 750 nm. b.Carte minéralogique de l'oxyde ferrique nanophasé à partir des observations FRT#B6B5 et FRT#193AB à 200m/pixel. c. carte du paramètre ω à 200m/pixel ($\sigma_\omega \leq 0.10$) d. carte du paramètre $\bar{\theta}$ à 200m/pixel ($\sigma_{\bar{\theta}} \leq 5°$). La couleur des pixels correspond à la valeur moyenne de la densité de probabilité. Seule la partie centrale de l'image centrale CRISM est couverte par toutes les images multi-angulaires (jusqu'à 22 à la suite de la fusion FRT#B6B5 et FRT#334D et jusqu'à 11 images pour l'observation FRT#193AB), c'est pour cette raison que les résultats photométriques ne sont obtenus que dans cette zone.

composée d'un manteau sombre probablement riches en concrétions d'hématites (Figure 4.8c, unité de couleur vert) dans la zone 2. Les valeurs du paramètre ω les plus élevées sont observées dans les régions associées aux affleurements clairs composés de sulfates (Figure 4.8c, unités de couleur rouge et orange).

Les images in situ des instruments Pancam et MI donnent des contraintes sur la taille des particules de chaque élément, utile pour l'interprétation des valeurs du paramètre ω : (i) les grains du matériau granulaire basaltique caractérisés par des tailles de type sable avec une valeur moyenne entre 50 à 150 μm (*Herkenhoff, K. E., et al.*, 2006; *Herkenhoff et al.*, 2004b; *Weitz et al.*, 2006) (Figure 4.7b, ligne du haut), (ii) concrétions riches en hématites dominées par des particules de taille autour de 1-2 mm (*Herkenhoff, K. E., et al.*, 2006; *Weitz et al.*, 2006; *Herkenhoff et al.*, 2004b) (Figure 4.7b, ligne de haut) (iii) affleurements riches en sulfates composés de grains de types sable, arrondis (de 0.2 à 1 mm) formant des laminations de mm en taille, un ciment composé de cristaux grossiers, des cavités centimétriques et des sphérules d'hématites de 3 à 5 mm enfouis dans les affleurements (*Herkenhoff, K. E., et al.*, 2006; *Squyres et al.*, 2004c) (Figure 4.7b, ligne du milieu), (iv) des poussières ($<$4 μm de diamètre) (*Lemmon et al.*, 2004) et (v) des affleurements sombres riches en sulfates composés de grains grossiers (type sable) (*Arvidson et al.*, 2014), plus grossiers que les affleurements clairs riches en sulfates (type silt). Par conséquent, la taille des concrétions riches en hématites et des grains riches en sulfates des affleurements sombres accentuent la diminution des valeurs du paramètre ω. La taille des éléments composant les affleurements clairs riches en sulfates, les grains du matériau granulaire basaltique et les poussières dans les plaines accentue l'augmentation des valeurs du paramètre ω, ce qui est cohérent avec les valeurs du paramètre ω obtenues à partir des observations CRISM.

Les diffuseurs internes créent également de fortes interactions au sein de la particule et augmentent les valeurs du paramètre ω (*McGuire and Hapke*, 1995). Pour les concrétions riches en hématites, les images MI ne permettent pas d'avoir des informations de leurs structures internes au sein de 100 μm de résolution de l'instrument MI (*Herkenhoff et al.*, 2004b; *McLennan et al.*, 2005; *Herkenhoff et al.*, 2008). Cependant, les mesures de l'émissivité des concrétions d'hématites à partir des observations TES/MGS et de Mini-TES à bord de MER-Opportunity nous informent que l'émissivité est dominée par l'émission le long de l'axe c cristallographique, expliqué par l'absence d'une structure à 390 cm^{-1} dans les spectres (*Lane et al.*, 2002; *Glotch et al.*, 2004). Pour expliquer cette observation, *Glotch et al.* (2006) à partir de modélisation et *Golden et al.* (2008) à partir d'études expérimentales suggèrent la présence d'une grande densité de diffuseurs internes au sein des sphérules riches en hématites (e.g., cristaux plats orientés aléatoirement, croissance concentrique, croissance fibreuse le long de la direction radiale) (Figure 4.10). Pour les affleurements riches en sulfates, les images MI (Figure 4.7b) montrent une hétérogénéité au sein de la roche avec la présence notamment d'une matrice fine à grossière composée de cristaux de sels. Pour les sables basaltiques, la résolution de l'instrument MI ne permet pas d'avoir accès à l'information sur la structure interne des grains. En revanche, les grains basaltiques sont généralement d'une grande structure interne due à la présence de cristaux et bulles, comme les sables basaltiques de la région de Gusev crater.

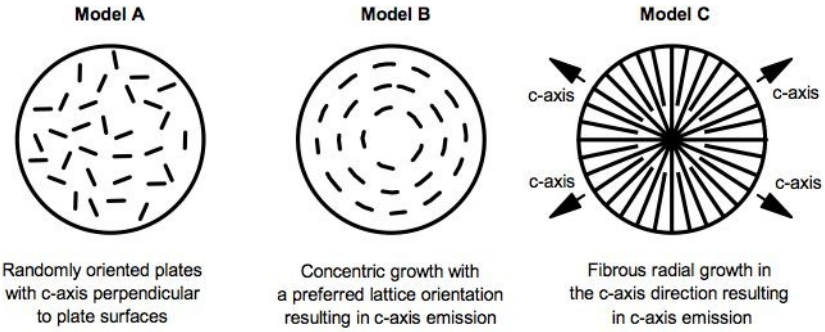


FIGURE 4.10 – Modèles proposés pour la structure interne des concrétions d'hématites issus des interprétations des spectres d'émissivité thermique montrant une domination de l'émission selon l'axe cristallographique c. Les modèles A et B ont été proposés par *Glotch et al.* (2006) à partir de modélisation et le modèle C par *Golden et al.* (2008) à partir des études expérimentales. (figure tirée des travaux de *Golden et al.* (2008)).

Pour les trois éléments principaux de la région de Meridiani (concrétions d'hématite, roches riches en sulfates et sables basaltiques), les valeurs du paramètre ω devraient être plus grandes que leur homologue sans diffuseurs internes, ce qui est cohérent avec les valeurs du paramètre ω obtenues à partir des observations CRISM.

Les valeurs de l'albedo de diffusion simple estimées à partir des observations CRISM sont comparées à celles estimées à partir des mesures spectro-photométriques Pancam (*Johnson et al.*, 2006a) (Figure 4.11a). Le but est de comprendre et de donner une signification du paramètre d'albedo de diffusion moyen mesuré par CRISM en couplant avec les observations in situ. En effet, les instruments in situ peuvent distinguer les roches et les soils alors que CRISM observe des aires plus étendues incluant roches et soils (mélange d'unités). Les mesures Pancam ont été obtenues à 753 nm pour différentes unités géologiques (roches et soils) : (i) unité des "Outcrops" correspondant aux roches sédimentaires riches en sulfates, (ii) unité des "Spherule soil", correspondant à un matériau non consolidé composés de sphérules d'hématites et de sables basaltiques au niveau des plaines et des inter-rides, et (iii) unité des "Ripple soil", correspondant aux matériaux des crêtes des rides éoliennes composées de sables basaltiques, de concrétions d'hématites et de poussières (la population des sphérules d'hématites est plus grande que l'unité des "Spherule soil") (*Herkenhoff et al.*, 2004b; *Johnson et al.*, 2006a; *Herkenhoff, K. E., et al.*, 2006; *Weitz et al.*, 2006). L'unité des "Outcrops" montre les plus grandes valeurs du paramètre ω ($\omega_{Pancam} < 0.90$). Les unités des "Spherule soil" et "Ripple soil" montrent les valeurs du paramètre ω les plus faibles ($\omega_{Pancam} < 0.60$). Cependant, l'unité des "Ripple soil" ($\omega_{Pancam} < 0.50$) montre des valeurs du paramètre ω plus faibles que l'unité des "Spherule soil" ($\omega_{Pancam} < 0.60$). Cette différence peut être expliquée par une plus grande abondance de concrétions riches en hématites au niveau des matériaux des crêtes des rides (accumulés durant le transport par le vent) comparés aux matériaux des inter-rides (*Herkenhoff et al.*, 2004b; *Herkenhoff, K. E., et al.*, 2006; *Weitz et al.*, 2006) (Figure 4.7b, ligne du haut). La comparaison entre les résultats issus des observations CRISM et Pancam est présentée ci-dessous.

1. Les régions composées de matériaux sombres dans les zones 1 et 2 (Figure 4.8c, unité de cou-

leur jaune) montrent des valeurs cohérentes ($\omega_{CRISM} \leq 0.60$, $\sigma \leq 0.10$) avec celles obtenues par Pancam pour les unités des "Spherule soil" et "Ripple soil" ($\omega_{Pancam} < 0.60$).

2. Les régions avec la présence des affleurements clairs riches en sulfates accompagnés de matériaux sombres dans les zones 1 et 2 (Figure 4.8c, unité de couleur orange) montrent des valeurs du paramètre ω plus faibles ($\omega_{CRISM} \simeq 0.60 - 0.70$, $\sigma \leq 0.10$) que celles obtenues à partir des observations Pancam ($\omega_{Pancam} \simeq 0.9$). Ce constat peut être expliqué par la différence de résolution spatiale de Pancam et CRISM : Pancam distingue les roches et les soils alors que CRISM mesure des régions plus étendues intégrant ces différentes unités géologiques. Un mélange entre les unités "Spherule soil" et "Ripple soil" caractérisées par une valeur du paramètre $\omega_{Pancam} < 0.6$, avec l'unité "Outcrops" caractérisée par une valeur du paramètre $\omega_{Pancam} < 0.9$, semble décroître légèrement les valeurs du paramètre ω. Ceci est cohérent avec les valeurs CRISM obtenues. *Johnson et al.* (2013) ont montré à partir de leur étude expérimentale sur des matériaux analogues martiens que l'ajout de sphérules de taille inférieure à 2-3 mm de diamètre avec une bordure épaisse d'hématites sur un lit d'un matériau riche en sulfates avec des particules de taille de type silt/sable crée une diminution de la valeur de l'albedo de diffusion simple (Chapitre 2, Sous-section 2.2.2.1). L'influence des mélanges dans le comportement de diffusion moyen entre concrétions d'hématites et grains basaltiques et entre concrétions d'hématites et sulfates est testée par des modélisations numériques dans la Sous-section 4.3.2.
3. La région de Botany Bay composée d'affleurements très sombres riches en sulfates (Figure 4.8c, unité de couleur bleue) montre des valeurs du paramètre ω plus faibles ($\omega_{CRISM} \simeq 0.45 - 0.50$, $\sigma \leq 0.10$) que celles estimées pour l'unité "Outcrop" ($0.77 < \omega_{Pancam} < 0.9$) par Pancam ce qui signifie qu'il existe une différence dans les propriétés physiques entre ces deux affleurements. Des grains plus grossiers peuvent expliquer les faibles valeurs du paramètre ω dans les affleurements sombres de Botany Bay, confirmé par les observations in situ (*Arvidson et al.*, 2014).
4. La région composée d'une couverture de matériaux granulaires très sombres dans le cratère Endeavour (Figure 4.7c, unité de couleur verte dans la zone 2) montre des valeurs du paramètre plus faibles ($\omega_{CRISM} \simeq 0.40 - 0.50$, $\sigma \leq 0.10$) que celles estimées pour les unités des "Spherule soil" et "Ripple soil" ($\omega_{Pancam} < 0.60$) et que celles estimées dans la région autour du cratère Victoria (Figure 4.7c, unité de couleur verte dans la zone 1). Les valeurs du paramètre ω obtenues sont plus faibles que celles de la région composée de rides éoliennes sans affleurements clairs riches en sulfates (Figure 4.8c, unité de couleur jaune). Les valeurs de l'indice npOx (Figure 4.9b) indiquent que la surface est moins ou peu contaminée en poussière comparée à la surface des unités de la zone 1. Comme observé dans le site de MER-Spirit (Sous-section 4.2.1.3), la poussière est caractérisée par de fortes valeurs d'albedo de diffusion simple ($\omega_{CRISM} \sim 0.80$). Par conséquent, leur absence dans le fond du cratère Endeavour engendre donc une diminution des valeurs moyennes du paramètre ω, ce qui est cohérent avec les résultats photométriques CRISM.

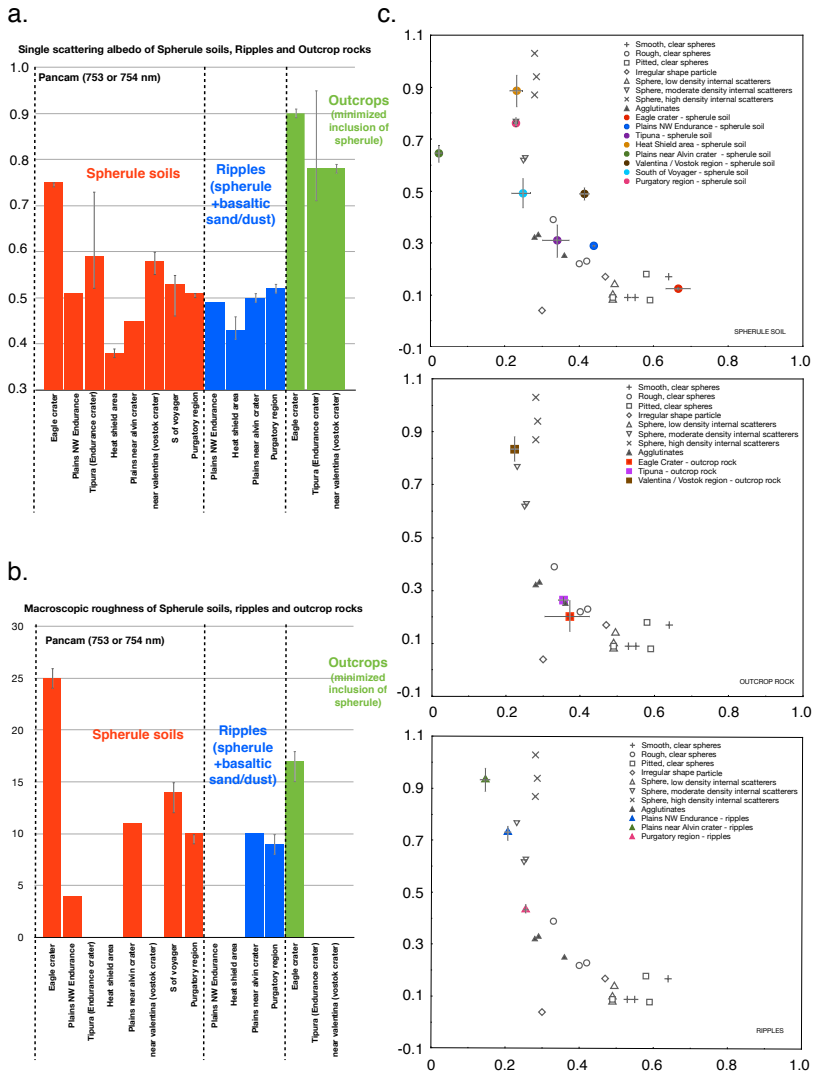


FIGURE 4.11 – Résultats photométriques à partir des données in situ de Pancam/MER : moyenne et écart-type a. du paramètre d'albedo de diffusion simple (ω), b. du paramètre de rugosité macroscopique ($\bar{\theta}$), c. des paramètres de la fonction de phase (b et c) comparés aux résultats expérimentaux sur des échantillons artificiels de *McGuire and Hapke* (1995). Tous les paramètres photométriques ont été estimés à 753 ou 754 nm pour différentes unités géologiques aux sites de Sol 11 à Sol 473 (*Johnson et al.*, 2006a)

Paramètres de la fonction de phase

Les Figures 4.12a et 4.12c présentent les valeurs du paramètre d'asymétrie (b) et de la fraction de rétrodiffusion (c), respectivement. En premier ordre, les matériaux de surface sont caractérisés par un comportement de diffusion large et vers l'arrière dans les deux zones d'étude ($c > 0.5$ and $b < 0.5$). En comparant avec les paramètres de diffusion estimés à partir des matériaux artificiels de laboratoires par *McGuire and Hapke* (1995), les propriétés de diffusion estimées à partir des observations CRISM sont proches de celles correspondant à des particules ayant une densité de diffuseurs internes modérée (Figure 4.12c). De plus, on note que les valeurs du paramètre c sont légèrement supérieures dans la zone 2 comparées à celles de la zone 1 (Figure 4.12b).

Les paramètres de la fonction de phase sont estimés à partir des observations CRISM et sont comparés à ceux estimés par l'instrument Pancam à 753 nm (*Johnson et al.*, 2006a) (Figure 4.11c) pour comprendre le comportement moyen de diffusion mesuré par CRISM. Cette comparaison est présentée ci-dessous.

1. Le fond du cratère Endeavour composé d'un manteau de matériaux très sombres (Figure 4.8c, unité de couleur verte, zone 2) montre de grandes valeurs du paramètre c ($c_{CRISM} \sim 0.75 - 0.80$, $\sigma \leq 0.20$). Des valeurs cohérentes sont observées avec celles estimées pour les unités "Spherule soil" and "Ripple soil" (Figure 4.11c). Les résultats sont cohérents avec les interprétations des spectres de l'instrument Mini-TES qui suggèrent que les concrétions riches en hématites sont composées d'une structure interne radiale ou concentrique, créant une grande densité de diffuseurs internes. De plus, les valeurs des paramètres b et c sont cohérentes avec les propriétés physiques typiques des roches basaltiques composées d'une forte densité de structures internes (e.g., cristaux, bulles) comme les basaltes et les grains issus de leur désagrégation au niveau du site de MER-Spirit (Sous-section 4.2.1.3).
2. Les affleurements très sombres riches en sulfates de la région de Botany Bay (Figure 4.8c, unité de couleur bleue de la zone 2) montrent de grandes valeurs du paramètre c ($c_{CRISM} \sim 0.75 - 0.80$, $\sigma \leq 0.20$). On note une différence dans les valeurs du paramètre c comparées à celles estimées dans la région avec des affleurements clairs riches en sulfates dans les inter-rides des plaines de Meridiani (Figure 4.8c unités de couleurs rouge et orange). Cette différence suggère une différence dans les propriétés physiques des matériaux qui composent ces affleurements. De grandes valeurs du paramètre c des affleurements très sombres de Botany Bay peuvent être expliquées par la présence d'une plus grande texture au sein de la roche comparés aux affleurements clairs des plaines de Meridiani. Ce constat est cohérent avec les observations in situ montrant que les affleurements de Botany Bay sont composés de grains plus grossiers (type sable) que les affleurements des plaines (type silt), enfouis dans une matrice et ciment (*Arvidson et al.*, 2014).
3. Les régions composées principalement de rides éoliennes de matériaux sombres (Figure 4.8c, unité de couleur jaune dans les zones 1 et 2) montrent des valeurs intermédiaires ($c_{CRISM} \sim 0.60 - 0.75$, $\sigma \leq 0.20$). En comparant avec les valeurs du paramètre c estimées à partir des données Pancam (Figure 4.11c), pour les unités Spherule soil et Ripple soil, des valeurs

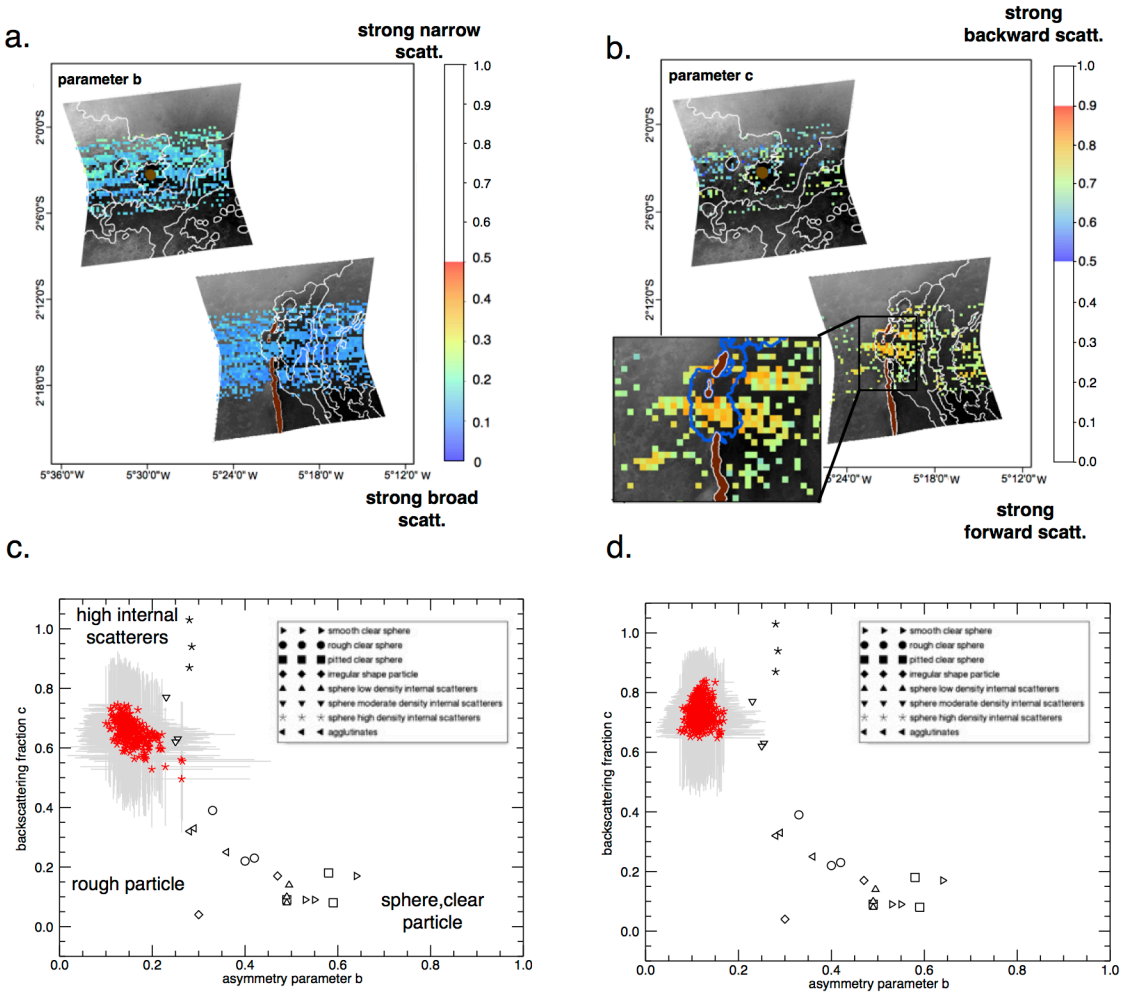


FIGURE 4.12 – Cartes des observations FRT#B6B5 - FRT#334D et FRT#193AB. a. carte du paramètre b à 200m/pixel ($\sigma_b \leq 0.20$). b. carte du paramètre c à 200m/pixel ($\sigma_c \leq 0.20$). La couleur des pixels correspond à la valeur moyenne de la densité de probabilité. Seule la partie centrale de l'image centrale CRISM est couverte par toutes les images multi-angulaires (jusqu'à 22 à la suite de la fusion FRT#B6B5 et FRT#334D et jusqu'à 11 images pour l'observation FRT#193AB), c'est pour cette raison que les résultats photométriques ne sont obtenus que dans cette zone. c. graphe de la fraction de rétrodiffusion en fonction du paramètre d'asymétrie estimé à partir de la combinaison FRT#B6B5 et FRT#334D. d. graphe de la fraction de rétrodiffusion en fonction du paramètre d'asymétrie estimé partir de l'observation FRT#193AB. Les résultats des Figures c. et d. sont comparés aux valeurs expérimentales obtenues à partir d'échantillons artificiels des travaux de *McGuire and Hapke* (1995).

cohérentes sont trouvées (Figure 4.11c). Des valeurs plus faibles sont observées lorsque l'on compare avec l'unité du fond du cratère Endeavour composée d'un manteau de matériaux très sombres (Figure 4.8c, unité de couleur verte). Cette différence peut être expliquée par la présence d'une petite quantité de poussières dans les rides éoliennes des plaines de Meridiani (la valeur de l'indice npOx est proche de 0.94, Figure 4.9b). *Johnson et al.* (2006c) ont montré un comportement de diffusion plus vers l'avant pour les particules isolées de poussières, cohérent avec le comportement de diffusion des particules de poussières atmosphériques typiques comme l'ont constaté *Tomasko et al.* (1999) et *Lemmon et al.* (2004) sur les sites d'atterrissage de Mars Pathfinder et des MERs. Le mélange entre les particules de poussières et le matériau granulaire de concrétions d'hématites et de basaltes peut expliquer la diminution des valeurs du paramètre c.

4. Les régions avec une forte proportion d'affleurements clairs riches en sulfates et associées aux matériaux sombres des rides éoliennes de la zone 1 (Figure 4.8c, unité de couleur orange) montrent des valeurs les plus basses du paramètre c ($c_{CRISM} \sim 0.50 - 0.60$, $\sigma \leq 0.20$) et plus faibles que celles de l'unité équivalente de la zone 2 ($c_{CRISM} \sim 0.70 - 0.75$, $\sigma \leq 0.20$). En comparant avec les résultats photométriques in situ, des valeurs plus grandes du paramètre c sont observées par rapport à l'unité des "Outcrops" (Figure 4.11c). Cette différence peut s'expliquer par la différence de résolutions spatiales entre les CRISM et Pancam, où CRISM intègre différentes unités géologiques. Un signal complexe provenant des différentes unités (sables basaltiques, lit de concrétions riches en hématites et affleurements riches en sulfates) est mesuré par CRISM. Dans leur étude expérimentale sur des matériaux analogues martiens, *Johnson et al.* (2013) ont montré que l'ajout de sphérules d'hématites ($<$ 2 - 3 mm de diamètre) sur une surface riche en sulfates avec des tailles inférieures à 45 μm, augmente la valeur de la fraction de rétrodiffusion (plus diffusant vers l'arrière). En effet, comme discuté précédemment, cette augmentation peut être expliquée par la présence d'une structure interne importante au sein des sphérules d'hématites (figures de croissance radiale ou concentrique) qui vont jouer le rôle de diffuseurs internes (Sous-section 4.2.2.3). Les images MI (Figure 4.7b) des affleurements riches en sulfates montrent des évidences d'hétérogénéité au sein du matériau ce qui créent une forte diffusion du rayonnement, également cohérents avec les grandes valeurs du paramètre c.

Rugosité macroscopique

La Figure 4.9d représente la carte de la valeur du paramètre de rugosité macroscopique ($\bar{\theta}$) reliée à la rugosité de surface. En général, nous distinguons de grandes valeurs du paramètre $\bar{\theta}$ (∼15-25°), plus grandes que celles estimées dans les plaines de Gusev. On peut noter que : (i) les régions où les affleurements sont présents (Figure 4.8c, unité de couleur orange) et les régions associées aux matériaux sombres dans les rides éoliennes (Figure 4.8c, unité de couleur jaune) sont associés aux plus grandes valeurs du paramètre $\bar{\theta}$ ($\bar{\theta}_{CRISM} \simeq$ 15-25°, $\sigma \leq 5°$, Figure 4.9d), et (ii) la région de Botany Bay composée d'affleurements sombres (Figure 4.8c unité de couleur bleue) et la région

composée d'un manteau de matériaux granulaires très sombres dans le cratère Endeavour de la zone 2 (Figure 4.8c, unité de couleur verte) montrent des valeurs du paramètre $\bar{\theta}$ les plus faibles ($\bar{\theta}_{CRISM} \simeq 5°$, $\sigma \leq 5°$, Figure 4.9d).

Pour expliquer les valeurs élevées du paramètre $\bar{\theta}$, la pente moyenne de la topographie est calculée à partir du DTM HiRISE, disponible uniquement dans la zone 2 à une échelle de 1m/pixel (Figure 4.8c). En comparant la carte du paramètre $\bar{\theta}$ avec les pentes moyennes, les grandes valeurs du paramètre $\bar{\theta}$ ne sont pas corrélées aux grandes valeurs de pentes. Comme souligné par les travaux de *Helfenstein and Shepard* (1999); *Cord et al.* (2003, 2005); *Shkuratov et al.* (2005); *Shaw et al.* (2013), le paramètre de rugosité macroscopique est plus sensible aux topographies microscopiques, également constaté dans les plaines de Gusev (Sous-section 4.2.1.3) et cohérent avec les travaux de *Shaw et al.* (2013).

Les valeurs du paramètre $\bar{\theta}$ estimées à partir des observations CRISM sont couplées à celles estimées par l'instrument Pancam (*Johnson et al.*, 2006a) (Figure 4.11b) pour mieux comprendre la signification du paramètre de rugosité macroscopique estimé par CRISM, présentées ci-dessous :

1. Les régions composées principalement par des matériaux sombres (Figure 4.8c, unité de couleur jaune) montrent des valeurs élevées du paramètre $\bar{\theta}$ ($\bar{\theta}_{CRISM} \simeq$ 15-25°) comparées aux valeurs photométriques in situ (Figure 4.11b) estimées pour les unités des Spherule soil et Ripple soil ($\bar{\theta}$ =10-15°). Les observations in situ montrent que la plupart des soils de la plaine de Meridiani est composée de concrétions riches en hématites millimétriques espacées sur un matériau basaltique de taille de type sable (Figure 4.7b). Cette disposition des particules comme illustrée dans la Figure 4.13, crée de grandes zones d'ombre ce qui explique cette valeur élevée du paramètre $\bar{\theta}$. *Johnson et al.* (2013) ont montré dans leurs études expérimentales sur des matériaux analogues martiens que l'ajout de sphérules de taille inférieure à 2-3 mm de diamètre sur un lit d'un matériau riche en sulfates avec des particules de taille de type silt/sable crée une augmentation de la valeur du paramètre $\bar{\theta}$ (de 7° à 26°), ce qui est cohérent avec nos observations.
2. Les régions avec une proportion surfacique importante d'affleurements clairs dans les interrides associés à des matériaux sombres au niveau des crêtes (Figure 4.8c, unité de couleur orange) montrent des valeurs du paramètre $\bar{\theta}$ cohérentes avec les valeurs photométriques in situ pour l'unité Outcrops ($\bar{\theta}$ =15-20°). De la même manière, la présence de faible population de concrétions d'hématite sur les affleurements riches en sulfates peut créer des zones d'ombre ce qui peut expliquer les valeurs élevées du paramètre $\bar{\theta}$. De plus, les observations in situ montrent également que les affleurements présentent des figures de dessiccations et des laminations créant une texture importante pouvant également expliquée les grandes valeurs de $\bar{\theta}$. Une différence est observée entre les rides éoliennes avec des affleurements des zones 1 et 2 (Figure 4.1c, unité de couleur orange). Ceci peut s'expliquer par une plus grande exposition des affleurements riches en sulfates dans la zone 2 par un soulèvement des particules de poussières superficielles, confirmé par la carte d'indice de poussière (Figure 4.9b). Les valeurs de l'inertie thermique déterminées par les données THEMIS sont plus élevées dans la zone 2,

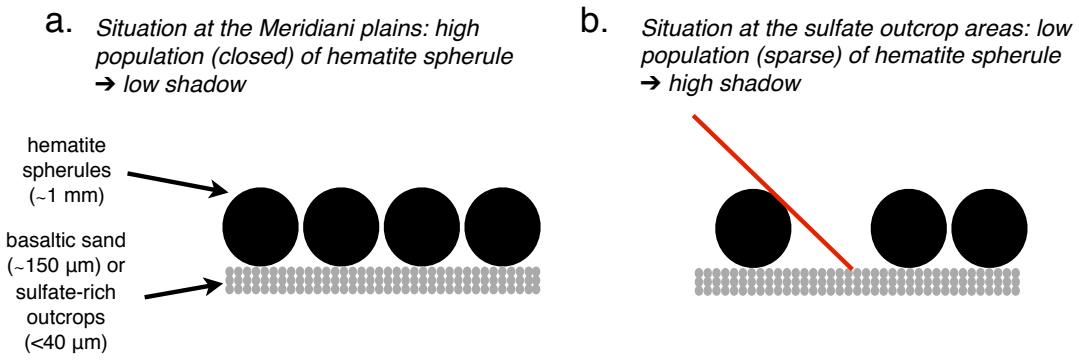


FIGURE 4.13 – Schéma explicatif pour l'interprétation des valeurs de la rugosité macroscopique.

confirmant les interprétations.

3. La région de Botany Bay est composée d'affleurement très sombre (Figure 4.8c, unité de couleur bleue) montrant des valeurs du paramètre $\bar{\theta}$ faibles ($\bar{\theta} \sim 5°$, $\sigma \leq 5°$, Figure 4.9d). Ces valeurs peuvent être expliquées par la présence de terrains lisses avec peu de concrétions d'hématites en surface, confirmé par les observations in situ (*Arvidson et al.*, 2014).
4. La région composée d'un manteau de matériaux très sombres au fond du cratère Endeavour (Figure 4.8c, unité de couleur verte de la zone 2) montre également des valeurs du paramètre $\bar{\theta}$ faibles ($\bar{\theta} \sim 5°$, $\sigma \leq 5°$, Figure 4.9d). Une forte densité de concrétions d'hématites déposées les unes à coté des autres, peut expliquer une faible valeur du paramètre $\bar{\theta}$ (Figure 4.13).

4.3 Interprétation photométrique

Les cartes des paramètres photométriques obtenues précédemment montre qu'il est possible d'avoir des paramètres photométriques équivalents à une couche semi-infini comme celle décrite par *Hapke* (1993). Cependant, la surface martienne n'est probablement pas homogène. Nous proposons dans cette section d'interpréter les cartes des propriétés photométriques et leurs variations à l'aide de modèle plus réaliste.

4.3.1 Densité de diffuseurs internes

La formulation théorique de Hapke présentée en Chapitre 2, Sous-section 2.1.1.3 (*Hapke* (2012b)) est utilisée pour relier l'albedo de diffusion (ω) à des quantités microscopiques comme les indices de réfraction complexes (n et k) reliés à la composition du matériau, la taille de la particule moyenne (D), le coefficient de diffusion interne (s), la densité de diffuseurs internes (sD) reliée à la structure interne du matériau.

Dans le cas du site d'atterrissage de MER-Spirit, les valeurs théoriques du paramètre ω des basaltes et de la poussière typique martienne composée oxydes ferriques nanophasés sont calculées à partir des indices de réfraction complexes détaillés dans la Table 4.2. Premièrement, la valeur

théorique du paramètre ω est calculée pour une particule de poussières typique des poussières atmosphériques de 3 μm de diamètre et sans diffuseurs internes (s=0) (*Lemmon et al.*, 2004). On peut noter que la valeur théorique du paramètre ω est aux alentours de 0.9 (Figure 4.14) et est plus grande que les valeurs du paramètre ω obtenues à partir des observations CRISM ($\omega_{CRISM} \sim 0.80$). La faible valeur du paramètre ω peut s'expliquer par la présence de poussières avec des tailles plus grandes que 3 μm. Dans un second temps, les valeurs théoriques de ω sont calculées avec des particules avec des tailles de 10 μm de diamètre en fonction de la densité de diffuseurs internes (sD) (Figure 4.14). Pour avoir des valeurs du paramètre ω similaires à celles obtenues à partir des observations CRISM, il est nécessaire d'inclure des diffuseurs internes ($s = 3.8\,\mu m^{-1}$ équivalent à $sD \sim 40$). Ce résultat est cohérent avec les observations in situ montrant des poussières sous forme d'agrégats de subparticules non résolues avec l'instrument MI (*Herkenhoff et al.*, 2004a; *Sullivan et al.*, 2008; *Vaughan et al.*, 2010). Deuxièmement, la valeur théorique du paramètre ω est calculée pour une particule basaltique typique ($\simeq$ 500 μm, Sous-section 4.2.1.3, *Herkenhoff et al.* (2004a); *Herkenhoff, K. E., et al.* (2006)) pour différentes valeurs de s. Pour avoir des valeurs similaires du paramètre ω à celles obtenues à partir des observations CRISM ($\omega_{CRISM} \sim 0.55$), il est nécessaire d'inclure des diffuseurs internes $s = 0.68\,\mu m^{-1}$ équivalent à $sD \sim 300$, ce qui est cohérent avec les résultats des paramètres de la fonction de phase.

Dans le cas du site d'atterrissage de MER-Opportunity, les valeurs théoriques du paramètre ω des hématites et des sulfates sont calculées à partir des indices de réfraction complexes détaillés dans la Table 4.2. Dans ce calcul, on suppose que la concrétion est composée entièrement d'hématite en premier ordre pour cette étude, car on ne connaît pas sa proportion au sein des sphérules. Parce que la résolution spatiale de l'instrument MI est limitée à $\sim$100 μm, la taille des grains composant les affleurements riches en sulfates est inconnue. J'ai décidé de me référer aux travaux de *Johnson et al.* (2013) qui utilisent dans leur étude expérimentale des matériaux riches en sulfates analogue avec une matrice de taille inférieure à 45 μm. Pour des tailles de grains typiques de sulfate ($\simeq$ 40 μm) et d'hématite ($\simeq$ 1000 μm), on peut noter que l'introduction de diffuseurs internes (sD) ne change pas significativement les valeurs de ω comparées aux cas avec les basaltes et poussières (Figure 4.14). Ceci est due au fait que les sulfates sont trop brillants (coefficient k très petit) et les hématites très grosses (coefficient D très grand) et ces paramètres physiques dominent sur la valeur du paramètre ω comparée à la densité de diffuseurs internes.

4.3.2 Mélanges

Dans les milieux naturels, les surfaces planétaires sont composées de mélanges de différents matériaux (e.g., dépôt de poussières sur un matériau granulaire basaltique observé sur le site de MER-Spirit, lit de concrétions riches en hématites sur un matériau granulaire basaltique observé sur le site de MER-Opportunity). L'influence de chaque composant sur la radiance renvoyée peut être évaluée en utilisant des modèles numériques qui simulent le transfert radiatif de différents types de mélanges (basalte/poussière, basalte/hématite, sulfate/hématite par exemple) afin de comprendre le comportement de diffusion global.

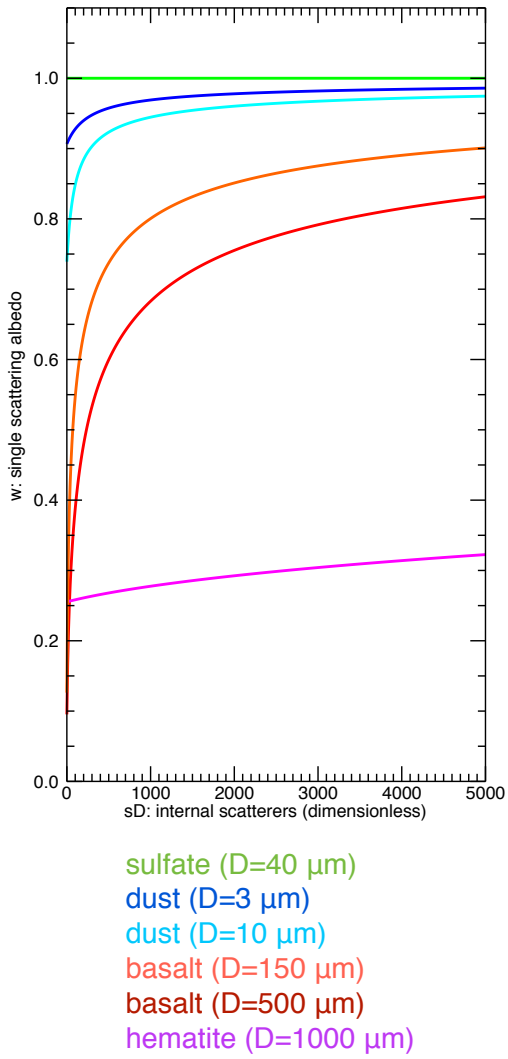


FIGURE 4.14 – Graphe des valeurs théoriques du paramètre d'albedo de diffusion simple (ω) en fonction du nombre de diffuseusr internes (sD) pour des grains de basaltes typiques (500 μm, en rouge), des grains typiques de poussières (3 μm, en bleu sombre et 10 μm, en bleu clair), des grains d'hématites (1000 μm, en violet) et des grains de sulfate (40 μm, en vert).

J'ai utilisé pour cela le modèle développé par *Pilorget et al.* (2013), qui simule la diffusion de la lumière dans des milieux granulaires compacts en utilisant une approche Monte Carlo, présenté dans le Chapitre 2, Sous-section 2.3.1. Pour cette étude, la longueur d'onde des photons est fixée à 750 nm et leur incidence est de 45°. Nous supposons une porosité de 0.5. Le facteur de réflectance (REFF) est calculé entre -80° et 80° d'angles d'émergence dans le plan principal. Ces données ont été inversées en comparant et en fittant les courbes photométriques avec celles estimées à partir d'échantillons homogènes avec des valeurs d'albedo de diffusion simple et de fonction de phase variées. Les incertitudes sont estimées dans la gamme de ± 0.01 pour le paramètre c et de ± 0.02 pour le paramètre ω. Les simulations suivantes tentent de reproduire les situations observées dans les sites d'atterrissage des MER afin de mieux comprendre et interpréter les résultats photométriques et de mieux identifier les composants dominant le comportement de diffusion global mesuré par CRISM.

Dans le site d'atterrissage du rover MER-Spirit, la poussière recouvre la surface composée de grains basaltiques ou même remplit les pores laissés entre les grains basaltiques, observée dans la région affectée par des dust devils (Figure 4.15). Nous simulons les différents cas en utilisant les valeurs des paramètres en entrée résumées dans la Table 4.2. Les valeurs réelles des échantillons simulés ne sont pas connues, par conséquent, je choisis des valeurs réalistes afin de reproduire des situations naturelles. Pour les grains de poussières, les indices de réfraction complexes déterminés par *Wolff et al.* (2009) sont utilisés. Les images in situ ont montré que les grains de poussières sur le sites de Gusev Crater étaient des agrégats (*Sullivan et al.*, 2008; *Vaughan et al.*, 2010), nous décidons de prendre une taille de grains plus grossière que si c'était une particule isolée en prenant une taille de 10 μm. Grâce à ces paramètres, l'albedo de diffusion simple peut être calculé. Pour les paramètres de la fonction de phase, les paramètres estimés pour l'unité "Bright soil unit", correspondant à la zone la plus poussiéreuse, dans la localisation du Landing Site à partir des données photométriques in situ sont utilisés. Pour les grains basaltiques formant un milieu granulaire, les indices de réfraction complexes déterminés par *Pollack et al.* (1973) sont utilisés. Les images in situ ont montré que les grains basaltiques sont des grains de taille de 500 μm (*Herkenhoff, K. E., et al.*, 2006). Grâce à ces paramètres, l'albedo de diffusion simple peut être calculé. Pour les paramètres de la fonction de phase, les paramètres estimés dans le site des "dark band feature" (sous-section 4.2.1.3), valeurs cohérentes avec les valeurs estimées à partir des données photométriques in situ (*Johnson et al.*, 2006b) sont utilisés.

La Figure 4.16 présente l'évolution de l'albedo de diffusion simple (paramètre ω) et de la fraction de rétrodiffusion (paramètre c) lorsque l'on ajoute des grains de poussière dans le soil composé de grains basaltiques. Les deux cas de mélanges, mélange intime et mélange en couche sont testés. Pour le cas du mélange intime, les grains de poussières sont positionnés entre les grains basaltiques (Figure 4.15a). Pour le cas de mélange en couche, les grains de poussières sont positionnés sous forme d'une monocouche au dessus de la couche de grains basaltiques, simulant une fraction surfacique continue de la couche basaltique recouverte par de la poussière (Figure 4.15b). Comme la porosité est fixée à 0.5, il y a par conséquent toujours des vides entre les grains de poussières. Les résultats montrent

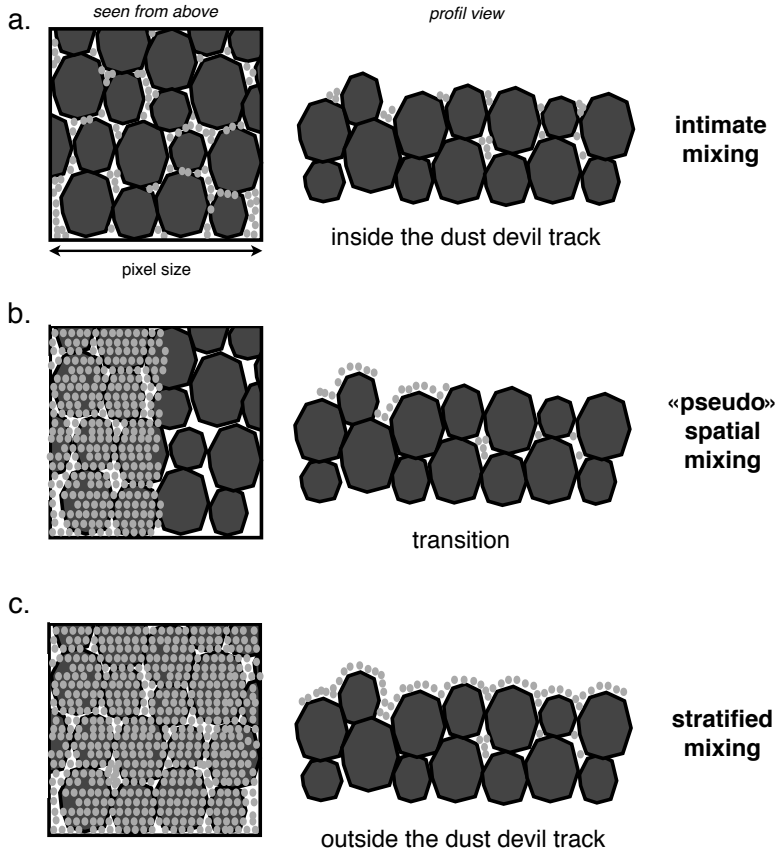


FIGURE 4.15 – Schémas (vu du dessus et de profil) des différents mélanges testés avec le modèle numérique pour la région de MER-Spirit : (a) mélange intime observé dans les traces des dust devils, des grains de poussière sont présents dans les pores laissés par les grains basaltiques, (b) mélange "pseudo-" spatial observé dans la transition des traces, (c) mélange stratifié observé en dehors d'une trace de dust devil.

Site	Material	n	k	s (μm^{-1})	D (μm)	b	c
Spirit	dust	1.5 (*Wolff et al.*, 2009)	0.001 (*Wolff et al.*, 2009)	3.8 (Subsection 4.3.1)	10 (*Lemmon et al.*, 2004)	0.3	0.6[1] (*Johnson et al.*, 2006b)
	basalt	1.52 (*Pollack et al.*, 1973)	0.0011 (*Pollack et al.*, 1973)	0.68 (Subsection 4.3.1)	500 (*Herkenhoff, K. E., et al.*, 2006)	0.3	0.8 (Subsection 4.2.1.3)
Opportunity	hematite	2.805 (*Sokolik and Toon*, 1999)	0.03 (*Sokolik and Toon*, 1999)	0 (Subsection 4.3.1)	1000 (e.g. *Herkenhoff et al.*, 2008)	0.3	1.0 (Subsection 4.2.2.3)
	basalt	1.52 (*Pollack et al.*, 1973)	0.0011 (*Pollack et al.*, 1973)	0.68 (Subsection 4.3.1)	150 (e.g. *Herkenhoff et al.*, 2008)	0.3	0.8[3] (Subsection 4.2.1.3)
	sulfate	1.5 (*Roush et al.*, 2007)	10^{-5} (*Roush et al.*, 2007)	0 (Subsection 4.3.1)	40(*Johnson et al.*, 2013)	0.3	0.2[4] (*Johnson et al.*, 2013)

n : real part of the refractive index, k : imaginary part of the refractive index, s : internal scattering coefficient, D : mean particle size, b : the asymmetry parameter from the two-term Henyey Greenstein function, c : backscattering fraction from the two-term Henyey Greenstein function

[1]similar to the scattering properties of Bright soil unit of the Landing site obtained from Pancam (*Johnson et al.*, 2006b), corresponding to the most dustier area). The parameter b is constant for the both samples

[2]based on *Johnson et al.* (2013)'s experimental photometric results on an analog to the spherule-bearing sulfate sedimentary rocks observed at MER-Opportunity landing site

[3]same b and c values estimated for basalt for the case of Gusev crater

[4]based on *Johnson et al.* (2013)'s experimental photometric results on an analog to the spherule-bearing sulfate sedimentary rocks observed at MER-Opportunity landing site

TABLE 4.2 – Paramètres physiques utilisés dans les simulations de mélanges.

que seule une faible fraction de poussières est nécessaire pour masquer la réponse photométrique des matériaux basaltiques sous-jacents et domine le comportement de diffusion global (Figure 4.16). Quand le matériau granulaire basaltique est recouvert partiellement d'une couche de poussières (épaisseur équivalente à la taille d'un grain de poussière soit 10 μm), l'évolution des paramètres ω and c tend à être linéaire en fonction de l'augmentation de la fraction surfacique couverte par de la poussière. Quand la poussière recouvre à 100% la couche de grains basaltiques, l'influence de la couche basaltique est faible mais reste encore existante car des vides sont encore présents entre les grains de poussières. Ce comportement, cependant, dépend fortement de la combinaison de différents facteurs comme la porosité (fixée à 0.5 ici), les configurations géométriques et les propriétés des grains (indice optique et fonction de phase).

Ces résultats montrent que dans la région de Gusev Crater, la présence de poussières (sous forme de couche ou dans les pores) domine le comportement de diffusion moyen et masque les matériaux basaltiques sous-jacents et la variabilité des propriétés de diffusion qui peut exister. Ce sont les matériaux les plus brillants (à travers leur taille ici car les indices optiques sont les mêmes) qui dominent le comportement de diffusion global, comme prédit dans le Chapitre 2, Sous-section 2.3.1. Les processus éoliens comme les dust devils n'engendrent pas de vents suffisamment puissants pour soulever les grains de poussières (en surface et dans les pores), pour pouvoir avoir accès aux propriétés de la couche basaltique sous-jacente dans la région dominée par des dust devil dans Gusev Crater. Les régions affectées par des vents plus puissants comme des tempêtes peuvent nous permettre d'avoir accès aux propriétés de diffusion des matériaux basaltiques depuis l'orbite comme la région des "dark band feature" où la contamination en poussière est faible.

Dans le site d'atterrissage du rover MER-Opportunity, les concrétions riches en hématites recouvrent la surface composée soit de grains basaltiques soit de matériaux riches en sulfates (Figure 4.17). Nous simulons les différents cas en utilisant les valeurs des paramètres en entrée résumées dans la Table 4.2. Pour le milieu granulaire basaltique, nous choisissons les mêmes indices de réfraction complexes que pour le cas de Gusev Crater. Concernant la taille, les données in situ ont montré la présence de taille d'environ 150 μm (e.g., *Herkenhoff et al.*, 2008). Ces paramètres nous permettent de calculer la valeur de l'albedo de diffusion simple. Pour les valeurs des paramètres de la fonction de phase, nous utilisons les mêmes valeurs que pour les grains basaltiques simulés dans le cas de Gusev crater. Pour le milieu granulaire riche en sulfates, nous choisissons de simuler un milieu composé uniquement de grains de sulfate dont les indices de réfraction complexes sont issus des travaux de *Roush et al.* (2007). La taille des grains n'étant pas connue (résolution spatiale de l'instrument MI limitée) nous choisissons d'utiliser la taille de grains de 40 μm, tailles des matériaux utilisés par *Johnson et al.* (2013) dans leurs travaux expérimentaux pour simuler un milieu similaire à la région de Meridiani. Ces paramètres nous permettent de calculer la valeur de l'albedo de diffusion simple. Pour les valeurs des paramètres de la fonction de phase, nous avons choisi d'utiliser les valeurs estimées pour les matériaux riches en sulfates analogues aux matériaux observés dans la région de Meridiani, par *Johnson et al.* (2013) dans leurs travaux expérimentaux. Pour les concrétions riches en hématites,

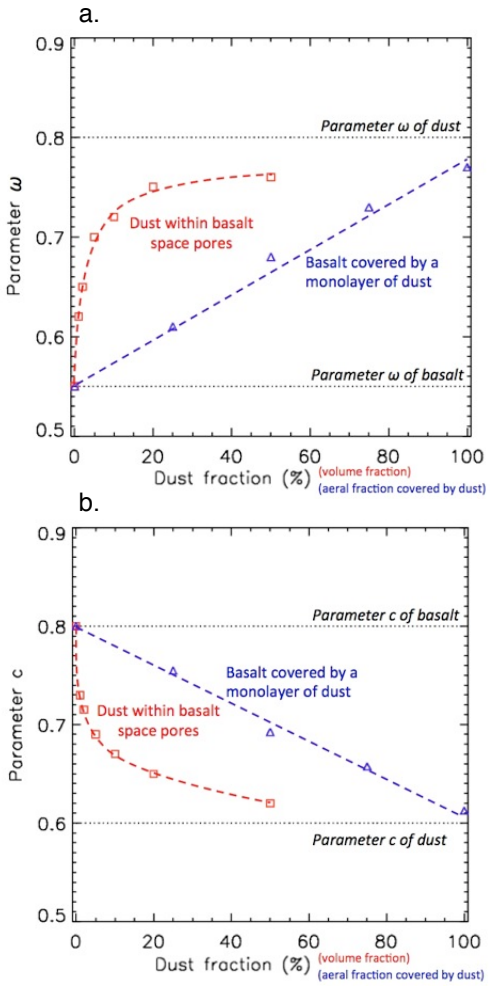


FIGURE 4.16 – (a) Évolution de l'albedo de diffusion simple (paramètre ω) et (b) évolution de la fraction de rétrodiffusion (paramètre c) lorsque l'on ajoute des grains de poussière dans le soil composé de grains basaltique. Les deux cas de mélanges intime (en rouge) et en couche (en bleu) sont simulés. Les tailles des grains, leurs constantes optiques et les fonctions de phase utilisés pour cette étude sont résumés dans la Table 4.2.

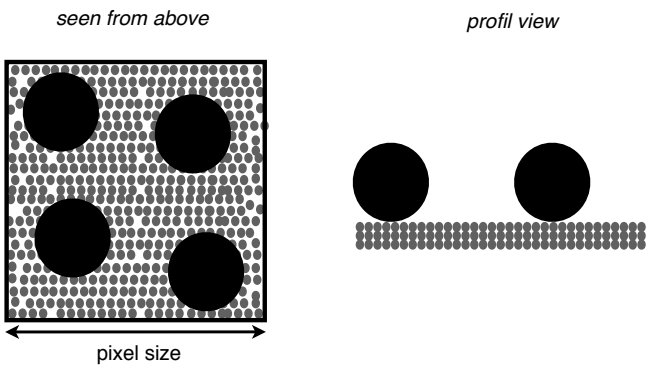


FIGURE 4.17 – Schémas (vu du dessus et de profil) des différents mélanges testés avec le modèle numérique pour la région de MER-Spirit : concrétions d'hématites (grains noirs et grossiers) sur un matériau granulaire basaltique ou sur un matériau granulaire de sulfate (grains gris et petits).

nous décidons de considérer que les concrétions sont constituées uniquement d'hématites car nous ne connaissons pas la proportion exacte d'hématites. Les indices de réfraction complexes utilisés sont ceux estimés par *Sokolik and Toon* (1999). Les images in situ indiquent que la taille des concrétions est d'environ 1 mm (e.g. *Herkenhoff et al.*, 2008). Ces paramètres permettent de calculer l'albedo de diffusion. Pour les valeurs des paramètres de la fonction de phase, nous avons choisi des valeurs en fonction des résultats expérimentaux des travaux de *McGuire and Hapke* (1995). Nous choisissons des valeurs de paramètres correspondant à des particules composées d'une densité importante de diffuseurs internes qui simulent la structure complexe des concrétions riches en hématites composées de structures de croissance (radiales ou concentriques) comme discuté précédemment.

La Figure 4.18 présente l'évolution de l'albedo de diffusion simple (paramètre ω) et de la fraction de rétrodiffusion (paramètre c) quand on ajoute des sphères d'hématites qui forment au fur et à mesure une monocouche (1 seul grain) sur un matériau granulaire composé de grains basaltiques. Les grains d'hématites sont positionnés aléatoirement au-dessus des grains basaltiques (Figure 4.17). La fraction surfacique couverte par les sphères d'hématites représente la surface occupée par les sphères vue verticalement par rapport à la surface. On constate que quand la densité de sphères d'hématites augmente, les valeurs des paramètres ω et c évoluent linéairement. On s'attend cependant à ce que ce comportement change quand la densité est assez forte à cause des effets géométriques (seule une fraction des photons provenant du matériau basaltique sous-jacent avec des directions spécifiques peuvent s'échapper). Ce comportement dépend fortement de la combinaison de différents facteurs comme la porosité (fixée à 0.5 ici), de la configuration géométrique et des propriétés des grains (indice optique et fonction de phase) comme discuté dans le Chapitre 2, Sous-section 2.3.1.

La Figure 4.19 présente l'évolution des courbes photométriques quand on ajoute des sphères d'hématites (monocouche) sur un matériau granulaire composé de sulfates. Les grains d'hématites sont positionnés aléatoirement au-dessus du matériau riches en sulfates (Figure 4.17). La fraction surfacique couverte par les sphères d'hématites représente la surface occupée par les sphères vue au

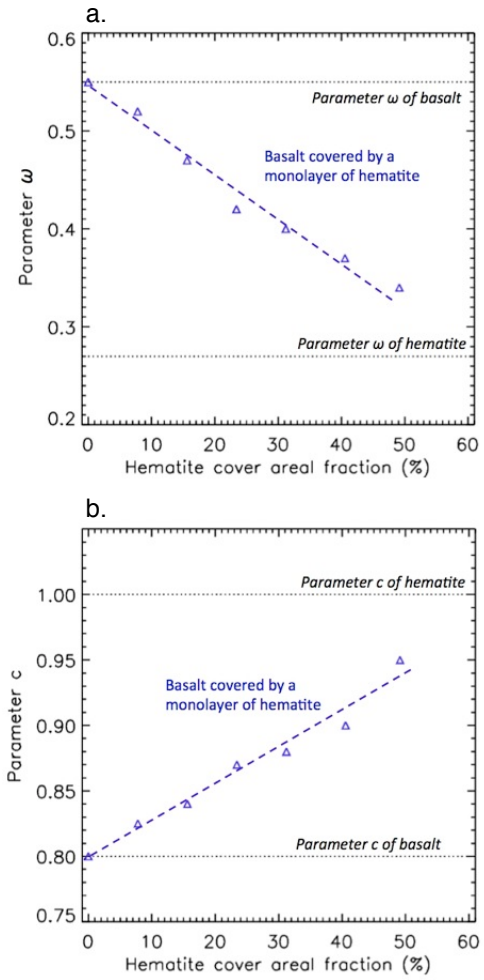


FIGURE 4.18 – (a) Évolution de l'albedo de diffusion simple (paramètre ω) et (b) évolution de la fraction de rétrodiffusion (paramètre c) quand on ajoute des sphères d'hématites (monocouche) sur un matériau granulaire composé de grains basaltiques. Les tailles des grains, leurs constantes optiques et les fonctions de phase utilisés pour cette étude sont résumés dans la Table 4.2. Les grains d'hématites sont positionnés aléatoirement au-dessus des grains basaltiques (Figure 4.17). La fraction surfacique couverte par les sphères d'hématites représente la surface occupée par les sphères vue au verticalement par rapport à la surface.

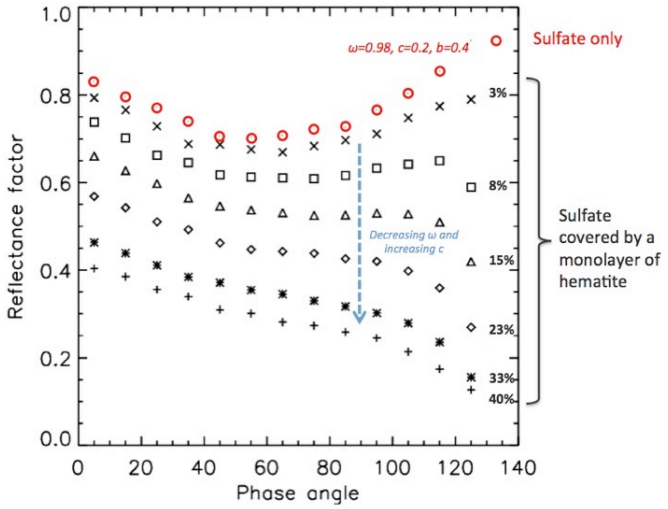


FIGURE 4.19 – Évolution des courbes photométriques quand on ajoute des sphères d'hématites (monocouche) sur un matériau granulaire composé de sulfates. Les tailles des grains, leurs constantes optiques et les fonctions de phase utilisés pour cette étude sont résumés dans la Table 4.2. Les grains d'hématites sont positionnés aléatoirement au-dessus des grains basaltiques (Figure 4.17). La fraction surfacique couverte par les sphères d'hématites représente la surface occupée par les sphères vue au verticalement par rapport à la surface. Aucun fit ne peut être obtenu lorsque l'on essaie de reproduire ce comportement photométrique avec des paramètres ω, b and c équivalents. Par conséquent, seules les tendances sont montrées dans cette figure.

verticalement par rapport à la surface. Contrairement au cas avec le matériau basaltique (Figure 4.18), les effets géométriques sont plus importants dans ce cas. En effet, les effets géométriques sont plus importants dans ce cas. Quand la densité d'hématites augmente, la réflectance baisse à forts angles d'émergences (les photons qui proviennent de la couche sous-jacente composée de sulfates rencontrent les sphères d'hématites et sont absorbés en s'échappant avec de grands angles d'émergence. Cet effet est très important lorsque les matériaux couvrant des surfaces brillantes sont très absorbants comme cela est le cas pour les sphères d'hématites. Aucun fit ne peut être obtenu lorsque l'on essaie de reproduire ce comportement photométrique avec des paramètres ω, b and c équivalents. Par conséquent, seules les tendances sont montrées dans cette figure. Les valeurs du paramètre ω peuvent cependant être estimées montrant une valeur du paramètre diminuant de 0.98 (cas sans hématites) à environ 0.7 (cas où les sphères d'hématites recouvrent 40% de la surface).

Finalement, les simulations montrent que l'ajout de sphérules d'hématites sur une surface basaltique ou sur une surface riche en sulfates diminue la brillance de la surface globale et augmente les valeurs du paramètre c où le comportement de diffusion est plus rétrodiffusant. Des résultats similaires ont été observés par *Johnson et al.* (2013) à partir d'études expérimentales où l'ajout de sphérules de taille inférieure à 2-3 mm de diamètre avec une fine couche d'hématites sur un matériau analogue aux roches sédimentaires riches en sulfates composé de particules de <40 μm décroit la valeur de l'albedo de diffusion simple (de 0.97 à 0.84) et augmente la valeur de la fraction de rétrodiffusion (de 0.16 à 0.419). Comme prédit dans le Chapitre 2, Sous-section 2.3.1, on constate que

dans le cas des mélanges en couche, on observe des comportements de diffusion complexes difficiles à interpréter et à relier aux phase présentes dans ce milieu. La distribution angulaire des photons est fortement affectés par les grains de la couche supérieure et par l'organisation spatiale. En effet les photons qui proviennent de la couche sous-jacente rencontrent les grains de la couche supérieure et sont absorbés en voulant s'échappant avec de grands angles d'émergence créant un déficit de photons à ces angles biaisant la fonction de phase.

4.4 Relations avec les processus géologiques

Précédemment, les principaux résultats photométriques ont été mis en avant et on a tenté de les relier en terme de propriétés physiques des matériaux comme la taille, la forme, la structure interne des grains et la rugosité de surface. Les Figures 4.20 et 4.21 font la synthèse des résultats photométriques des différentes unités géologiques observées sur Gusev et Meridiani Planum. Cette section se focalise sur l'identification et la caractérisation des processus géologiques à partir des résultats photométriques de surface.

4.4.1 Gusev crater

Resurfaçage volcanique et formation de la croûte basaltique primitive. Les valeurs des paramètres de la fonction de phase et de l'albedo de diffusion simple sont assimilables aux comportements photométriques de particules basaltiques avec une densité modérée de diffuseurs internes. En comparant les propriétés de diffusion avec les échantillons volcaniques naturels, ces propriétés sont reliées à des matériaux caractérisés par des grains opaques, de forme arrondie avec une surface rugueuse et avec une fraction de phénocristaux. Ce résultat indique une densité importante de cristaux au sein des grains basaltiques (en opposition aux verres volcaniques ou à des sables d'olivines par exemple). Ceci est cohérent avec la texture porphyrique des roches basaltiques (abondance pouvant atteindre 20-30% du volume total de la roche) des plaines de Gusev identifiée dans les images in situ (*McSween et al.*, 2006) suggérant un refroidissement suffisamment lent pour croître les minéraux. De plus, les basaltes présentent également d'abondantes vésicules qui peuvent jouer comme des diffuseurs internes, ce qui est cohérent avec les grandes valeurs du paramètre c, suggérant une éruption avec de fortes quantités de volatils (*McSween et al.*, 2006).

Fragmentation de la croûte volcanique par impacts. Les grandes valeurs du paramètre de rugosité macroscopique suggèrent la présence d'une forte population de matériaux d'éjecta qui accompagne les nombreux cratères, ce qui est cohérent avec la présence de clastes le long du chemin du rover (*Squyres et al.*, 2004a; *Grant et al.*, 2004; *Ward et al.*, 2005; *Grant et al.*, 2006; *Golombek et al.*, 2006; *Arvidson et al.*, 2006b). Ce résultat reflète une phase de fragmentation de la croûte basaltique par des impacts locaux et la mise en place d'éjecta.

Processus éoliens et remobilisation des matériaux non-consolidés. Les valeurs du paramètre d'albedo de diffusion simple suggèrent que la poussière semble être sous la forme d'un amas de particules de poussières atmosphériques isolées formant des agrégats où chaque particule peut jouer comme un diffuseur. Cette observation suggère donc que ces particules sont plus grossières que les particules de poussières atmosphériques isolées de 3 μm de diamètre (*Lemmon et al.*, 2004). *Sullivan et al.* (2008); *Vaughan et al.* (2010) ont identifié à partir des observations in situ la présence d'agrégats de poussières le long du trajet du rover et sur les panneaux solaires. La formation de ces agrégats de poussières peut être causée par les forces électrostatiques (*Greeley*, 1979). Les agrégats sont très fragiles, poreux, très peu denses, ce qui signifie qu'ils sont facilement entrainés par le vent, en comparaison avec des particules de poussières isolées, ou à de grains mafiques ≤ 300 μm (*Sullivan et al.*, 2008; *Vaughan et al.*, 2010). Ces agrégats sont ensuite désagrégés en des particules isolées de 3 μm par le vent (*Sullivan et al.*, 2008) due à leur fragilité et à la puissance des vents des tourbillons ou des tempêtes injectant ainsi une grande quantité de poussières dans l'atmosphère. Le soulèvement des poussières par les processus éoliens (tornades et tempêtes) expose les basaltes caractérisés par un faible albedo. *Thomas et al.* (1984); *Edgett and Malin* (2000); *Greeley et al.* (2005a) suggèrent que le soulèvement d'une épaisseur de quelques microns de poussières de la surface peut créer une différence de la réflectance comme observé dans nos cartes d'albedo de diffusion simple. Les valeurs des paramètres de la fonction de phase nous indiquent que les grains de basaltes sont arrondis, ce qui est cohérent avec les observations in situ (*Greeley et al.*, 2006b; *McGlynn et al.*, 2011). Comme discuté précédemment, la croûte basaltique a été modifiée par des impacts. Par conséquent, le matériau granulaire présent devrait être formé de grains anguleux, comme ceux observés dans les soils lunaires. La sphéricité des grains de basaltes, montrée par le couple b/c, suggère que les matériaux ont été transportés sur une longue distance par le vent par un processus postérieur à la phase d'impact (*McGlynn et al.*, 2011). Dans les régions affectées par des dust devils, des valeurs intermédiaires de l'albedo de diffusion simple suggère que de la poussière est encore présente dans le matériau de surface. Les observations MI montrent que des poussières sont infiltrées dans le couche granulaire basaltique suggérant que les grains de basaltes ne subissent pas le phénomène de saltation (*Greeley et al.*, 2006a). La modélisation du transfert radiatif d'un mélange intime de poussières et grains basaltiques indique qu'une faible quantité de poussières peut expliquer la grande valeur du paramètre ω et la faible valeur du paramètre c. Actuellement, seules les poussières semblent être mobilisées par les processus éoliens.

4.4.2 Meridiani Planum

Le site d'atterrissage est localisé dans l'unité des hématites (unité Ph) composée de patches de matériaux sédimentaires clairs (sous-unité ET) avec au-dessus une couche de concrétions riches en hématites (sous-unité Pm). Grâce à cette étude photométrique, nous avons pu mettre en avant différentes caractéristiques de ces deux sous-unités (Figure 4.21). La Figure 4.22 présente la chronologie des événements de la région.

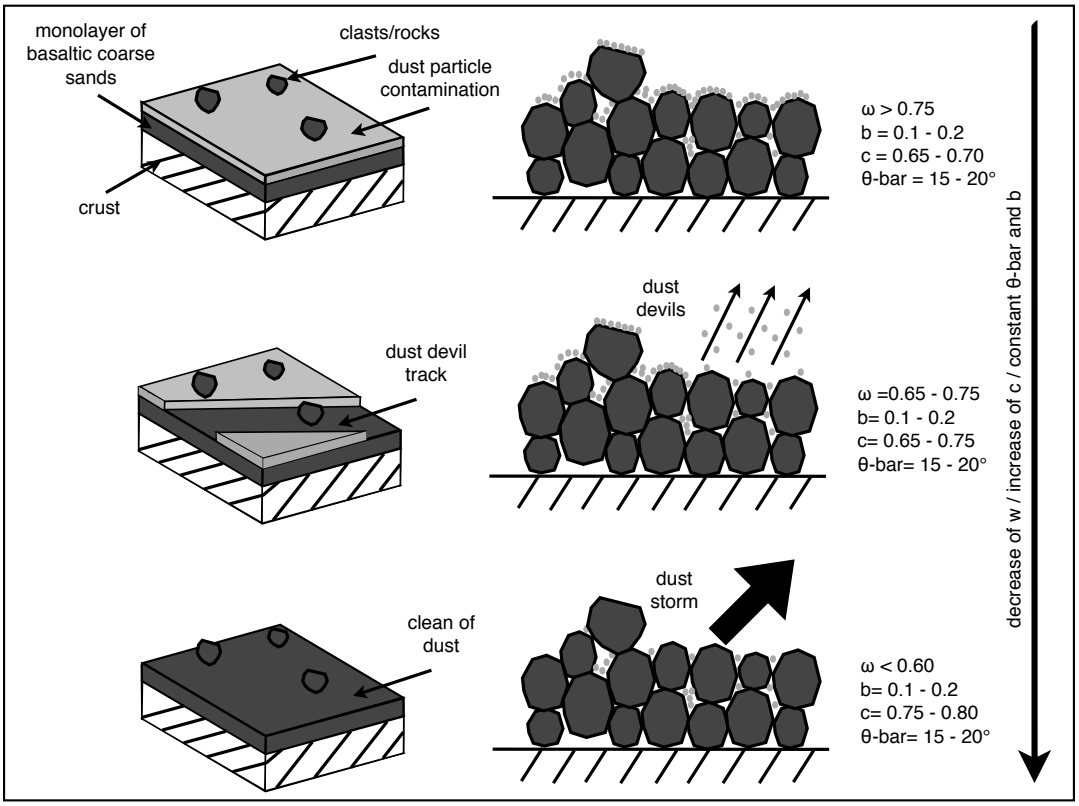


FIGURE 4.20 – Synthèse sur les résultats photométriques des différentes unités observées dans le cas du cratère Gusev.

Dépôts riches en sulfates. La sous-unité ET est composée d'affleurements riches en sulfates observés dans les inter-rides et au niveau de la bordure du cratère Endeavour. À partir des images HiRISE, les affleurements au niveau des inter-rides apparaissent plus clairs ("ET clair") que ceux situés à la bordure du cratère beaucoup plus sombres ("ET sombre"). À partir des résultats photométriques, nous pouvons relever des différences entre les deux types de ET qui sont (Figure 4.21) :

1. L'unité "ET sombre" présente des valeurs d'albedo de diffusion simple plus faibles ($\omega = 0.40 - 0.50$) que pour l'unité "ET2 claire" ($\omega = 0.60 - 0.65$). Ce résultat peut être expliqué par la présence de particules plus grossières dans l'unité "ET sombre".
2. L'unité "ET sombre" présente des valeurs de fraction de rétrodiffusion plus grandes ($c > 0.75$) que pour l'unité "ET2 claire" ($c < 0.75$). Ce résultat peut être expliqué par la présence d'une texture dans la roche plus importante dans l'unité "ET sombre".
3. L'unité "ET sombre" présente des valeurs de rugosité macroscopique plus faibles ($\bar{\theta} = 5°$) que pour l'unité "ET claire" ($\bar{\theta} = 15 - 25°$). Ce résultat peut être expliqué par la présence d'une surface plus plane et/ou moins disséquée par des fentes de dessiccations dans l'unité "ET sombre". Cette faible valeur de rugosité macroscopique indique que cette unité est plus favorable à la mobilité du rover que dans l'unité "ET claire".

Ces différences en terme de propriétés de diffusion suggèrent une différence dans l'histoire géologique durant leur formation, dépôt et évolution. Ces différences suggèrent des matériaux d'origine ou de nature différents et/ou des mécanismes et/ou des conditions de diagénèse différents.

Dépôts de concrétions d'hématites. L'unité Pm est caractérisée par un mélange de concrétions riches en hématites sur une couche de grains basaltiques. Les valeurs de l'albedo de diffusion simple et de la fonction de phase soulignent la présence de concrétions riches en hématites sphériques et grossières avec une densité modérée voire forte de diffuseurs internes. *Golden et al.* (2008, 2010) ont synthétisé des sphérules d'hématites en laboratoire avec du hydronium jarosite et hydronium alumite en quantité mineur à partir de solutions de sulfate acide de Fe-Al-Mg-S-Cl sous des conditions hydrothermales. Ils ont trouvé des propriétés minéralogiques, chimiques et cristallographiques similaires aux concrétions riches en hématites observées dans les données in situ du rover (*Golden et al.*, 2008, 2010). Leurs sphérules montrent une structure interne de croissance radiale, ce qui est cohérent aux résultats de la fonction de phase. Les concrétions riches en hématites sont observées sous forme d'un lit dans les plaines formant aujourd'hui des rides éoliennes mais aussi enfouies dans les roches riches en sulfates. *Arvidson et al.* (2011); *Grotzinger et al.* (2005); *Squyres et al.* (2004b, 2006); *Squyres, S. W. et al.* (2006); *McLennan et al.* (2005) suggèrent que les concrétions d'hématites enfouies sont formées par érosion des roches sédimentaires riches en sulfates et semblent être formées après la diagénèse au sein de sédiments impliquant l'eau liquide.

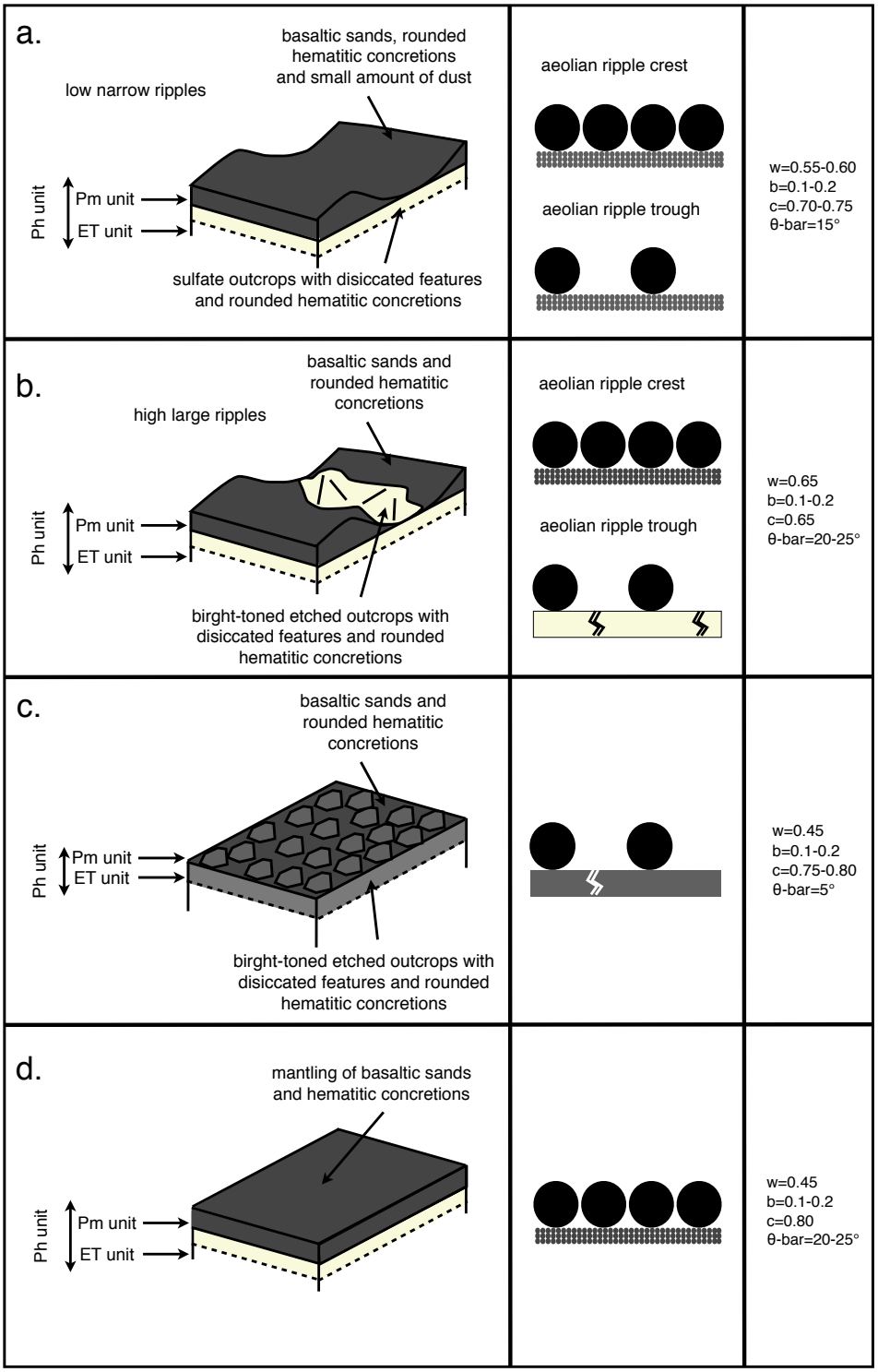


FIGURE 4.21 – Synthèse sur les résultats photométriques des différentes unités observées dans le cas de Meridiani Planum.

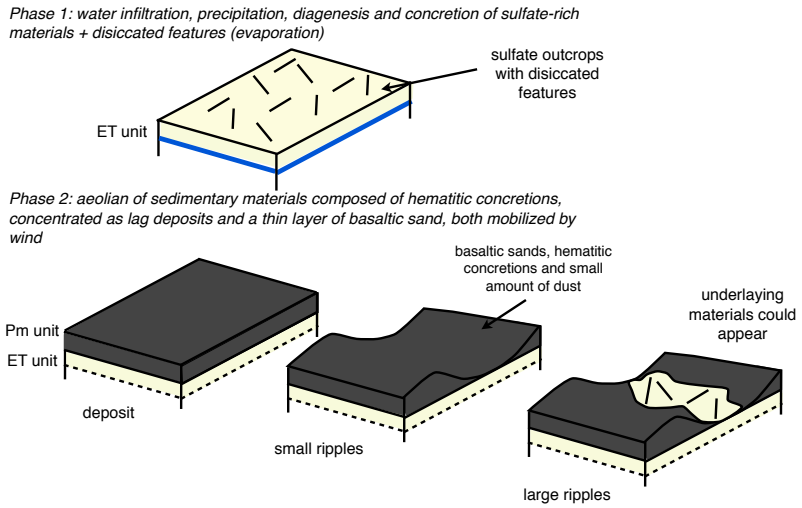


FIGURE 4.22 – Chronologie des événements dans la région des Meridiani Planum.

4.5 Conclusion

Dans ce chapitre, des cartes photométriques de la surface sont créées pour étudier les variations spatiales des propriétés de diffusion à la résolution spatiale de CRISM soit environ 200m/pixel sur les sites des rovers MER à Gusev crater et Meridiani Planum. Les observations orbitales sont utilisées pour interpréter les paramètres photométriques de Hapke en terme de paramètres physiques des matériaux donnant des informations sur les processus géologiques. Les observations in situ sont utilisées comme vérité terrain pour conforter nos interprétations. Nous avons interprété les paramètres photométriques à l'aide de modèles photométriques plus réalistes, impliquant des mélanges. Ces résultats ont permis de contraindre les processus géologiques, appuyant les études in situ.

Des propriétés de diffusion variées sont observées au sein d'une observation CRISM (env. 5x10 km) en fonction des unités géologiques suggérant des variations des propriétés physiques de surfaces. Ces variations indiquent que la surface est contrôlée par des processus locaux comme le re-surfaçage volcanique, la fragmentation de la surface par impacts, les processus éoliens, le dépôt et diagénèse de sulfates.

Des résultats cohérents avec les observations in situ sont généralement observés ce qui valide l'approche et l'utilisation de la photométrie pour l'estimation des propriétés physiques des matériaux de surface. Quelques différences sont observées issues des différences d'échelles spatiales. En surface, les instruments in situ distinguent les roches et les sols (échelle spatiale centimétrique) alors que CRISM observe des zones plus étendues (échelle spatiale hectométrique) intégrant roches et sols.

Les mesures in situ permettent d'avoir accès aux informations sur les propriétés physico-chimiques de la surface, à l'échelle du mètre au millimètre, des principales unités géologiques le long du chemin du rover, distinguant les différents types de roches et de matériaux granulaires ("soil", en anglais désignant un sol non consolidé composé de particules fines). Ces observations constituent des références pour aider à interpréter les observations orbitales et valider de méthodologies. Cependant,

les mesures in situ sont ponctuelles et sont limitées le long du chemin du rover. Les cartes photométriques couplées aux données minéralogiques, morphologiques, altimétriques, thermophysiques permettent d'accéder aux informations sur les propriétés de surface sur des étendues plus vastes et à l'échelle de la planète.

Ce travail a fait l'objet d'un article scientifique à Icarus.

Chapitre 5

Photométrie de surface pour différents contextes géologiques martiens

La diversité des résultats photométriques au niveau des sites des rovers MER à Gusev Crater et Meridiani Planum nous encourage à poursuivre cette étude en s'intéressant à différents contextes géologiques (e.g., sédimentaires, volcaniques). Le but est d'identifier et de comprendre les variabilités photométriques de Mars. Quelques exemples sont présentés et discutés dans ce chapitre.

5.1 Répartition des observations multi-angulaires CRISM pour l'étude photométrique

Pour l'étude photométrique, seules les observations FRT ont été sélectionnées permettant d'avoir la meilleure résolution spatiale possible (env. 200m/pixel). Sur les 24005 observations en mode «targeted», 12205 correspondent aux données FRT. La précision de l'estimation de la réflectance de surface et des paramètres photométriques est corrélée aux conditions atmosphériques, géométriques et de la topographie de surface, comme je l'ai discuté dans les Chapitres 3 et 4. Afin de dresser la carte de la répartition des observations multi-angulaires CRISM pouvant être utilisées pour une étude photométrique, je tiens compte des critères suivants :

1. **Critère sur le nombre d'images disponibles dans une séquence FRT.** Une séquence FRT est en principe composée de onze images hyperspectrales prises à des géométries différentes (Chapitre 2, Sous section 3.1). Depuis septembre 2010, le mécanisme de rotation du détecteur ne fonctionnant plus, on ne dispose plus de données multi-angulaires à onze géométries à partir de cette date.
2. **Critère sur la latitude.** L'étude se focalise uniquement dans les terrains «rocheux» et ne traite pas des surfaces pouvant être recouvertes de glaces saisonnières. J'ai choisi de retenir un critère de latitude en ne sélectionnant que les observations localisées à une latitude inférieure à 60°. La carte de la Figure 5.1a présente la répartition des observations FRT tenant compte des critères 1 et 2. On constate que les surfaces localisées aux latitudes ±60° sont globalement bien observés par CRISM (Figure 5.1a), cependant la densité d'observation est hétérogène. En effet, les régions montrant un plus grand intérêt scientifique (e.g. régions témoignant la présence passée d'eau à la surface) ont été les plus observées par CRISM : Valles Marineris, Mawrth Vallis, Nili Fossae, Meridiani Planum, nord du bassin Hellas, Tyrrhena Terra, Terra Sirenum et Margaritifer Terra.
3. **Critère sur les conditions atmosphériques.** La précision de l'estimation de la réflectance de surface est fortement corrélée à la quantité des aérosols minéraux et de glace d'eau. J'ai utilisé la base de données de Michael Wolff (*Wolff et al.*, 2009) (communication personnelle) qui me fournit les valeurs des opacités des aérosols (minéraux et glace d'eau, avec respectivement une limite de $AOT_m < 1$ pour la profondeur optique des aérosols minéraux et $AOT_w < 0.2$ pour la profondeur optique des aérosols composés de glace d'eau). La carte de la Figure 5.1b présente la répartition des observations FRT tenant compte des critères 1 à 3.
4. **Critère sur les conditions géométriques : 1. gamme d'angles de phase.** Dans le cadre de l'utilisation de l'algorithme MARS-ReCO, une gamme d'angles de phase supérieure à 40°

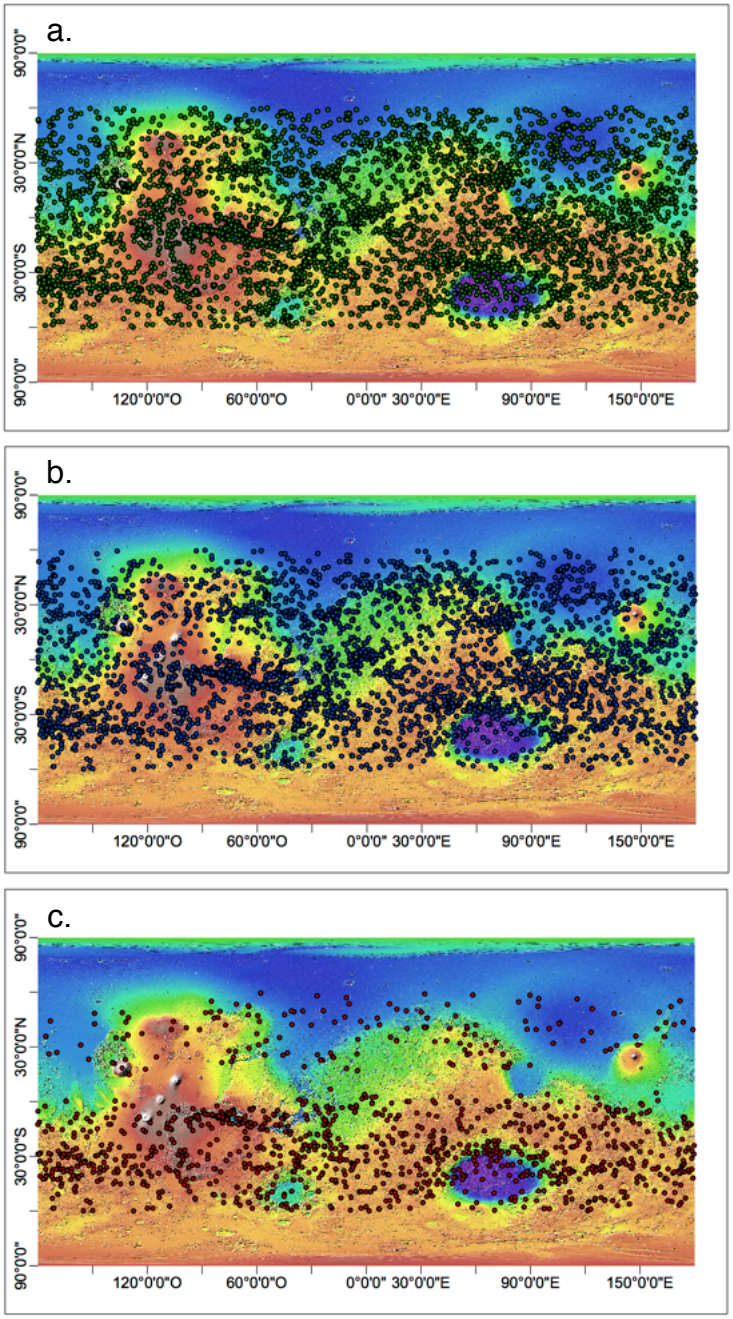


FIGURE 5.1 – Carte altimétrique MOLA avec la localisation des observations FRT CRISM vérifiant : (a) les critères sur la latitude et sur le nombre d'images disponibles (total de 6176 observations FRT), (b) les critères de la carte (a) complétées par le critère sur les conditions atmosphériques (total de 4624 observations FRT) (c) les critères de la carte (b) complétées par le critère sur les conditions géométriques (total de 1270 observations FRT).

est recommandée pour une correction précise de la contribution des aérosols minéraux. Par conséquent, j'ai sélectionné uniquement les observations avec une gamme d'angles de phase supérieure à 40°.

5. **Critère sur les conditions géométriques : 2. angles de phase minimum et maximum.** Pour contraindre, l'ensemble du jeu des paramètres photométriques, il est nécessaire de disposer de petits angles ($g < 40°$) et de grands angles de phase ($g > 100°$). Par conséquent, j'ai sélectionné uniquement les observations présentant des angles de phase inférieurs à 40° et supérieurs à 100°. La carte de la Figure 5.1b présente la répartition des observations FRT tenant compte des critères 1 à 5.

6. **Critères des poussières.** La poussière est composée de nanoparticules d'oxyde ferrique npOx (quelques dizaines de nm de diamètre). Pour estimer la couverture de poussières au sein d'une observation CRISM, l'index npOx est utilisé et cartographié (*Poulet et al.*, 2007). Une valeur égale ou supérieure à 1 indique que la surface est contaminée en poussières et le substrat en dessous est totalement masqué. Une valeur proche de 0.90 indique une surface dépourvue en poussière. La carte présentée dans la Figure 5.2 présente la répartition de la poussière sur Mars estimée à partir des données OMEGA (*Ody et al.*, 2012) et montre une forte abondance de poussières dans les plaines du nord (Elysium et Arabia Terra) et dans les provinces volcaniques de Tharsis. La couche de poussière est un obstacle dans l'étude des matériaux sous-jacents car quelques millimètres d'épaisseur de poussières suffisent à masquer les signatures spectro-photométriques dans le visible et proche-IR des matériaux sous-jacents.

Comme présenté dans le Chapitre 3, Sous-section 3.5 et le Chapitre 4, pour enrichir la courbe photométrique en géométrie, j'ai montré que la combinaison de plusieurs observations FRT permet d'améliorer l'estimation des paramètres photométriques. La carte de la Figure 5.3 présente la localisation des sites présentant aux moins deux observations FRT disponibles avec un recouvrement spatial des images centrales supérieur à 10%.

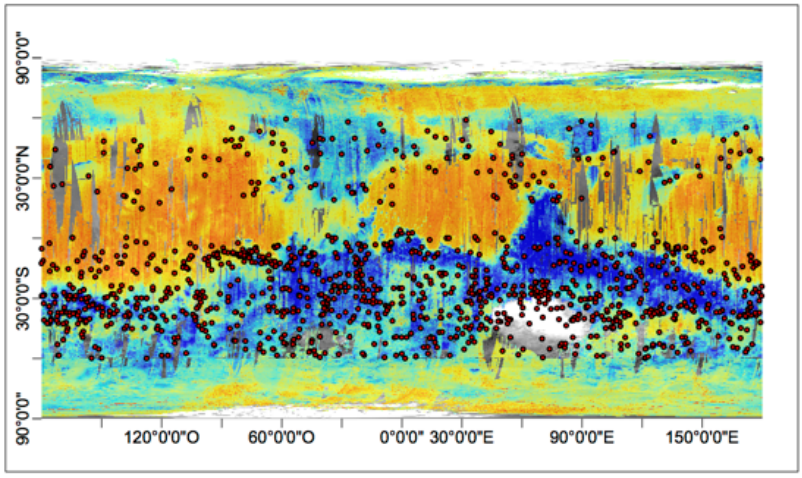


FIGURE 5.2 – Carte globale du critère des nanoparticules d'oxyde ferrique (0.90 : terrains dépourvus de poussières (en bleu), proche de 1.0 : terrains couverts de poussière (en rouge)) d'après les données hyperspectrales OMEGA/MEx (credit : *Ody et al.* (2012)). Les points rouges superposées représentent la localisation des observations FRT CRISM de la carte de la Figure 5.1c. Les observations CRISM dans les régions poussiéreuses ne permettent pas d'avoir accès aux matériaux sous-jacents.

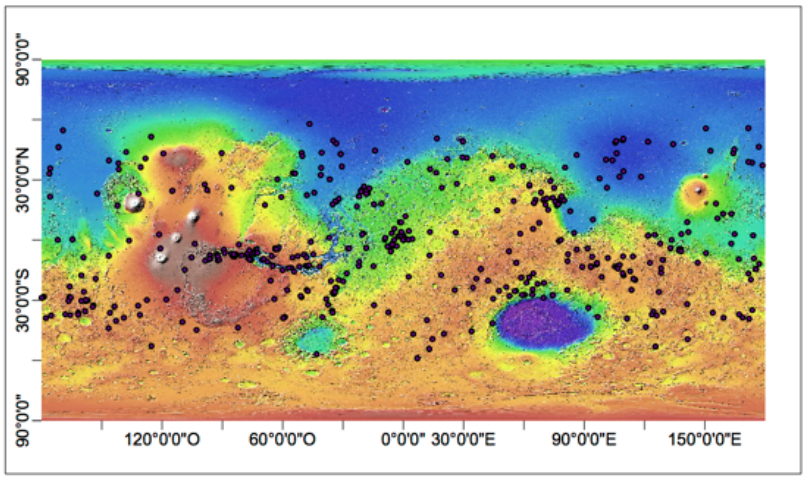


FIGURE 5.3 – Carte altimétrique MOLA avec la localisation des observations FRT CRISM vérifiant les critères de latitude, des conditions atmosphériques et du nombre d'images disponibles avec un recouvrement de 2 observations. Ces données peuvent être fusionnées pour enrichir la diversité des géométries de la courbe photométrique.

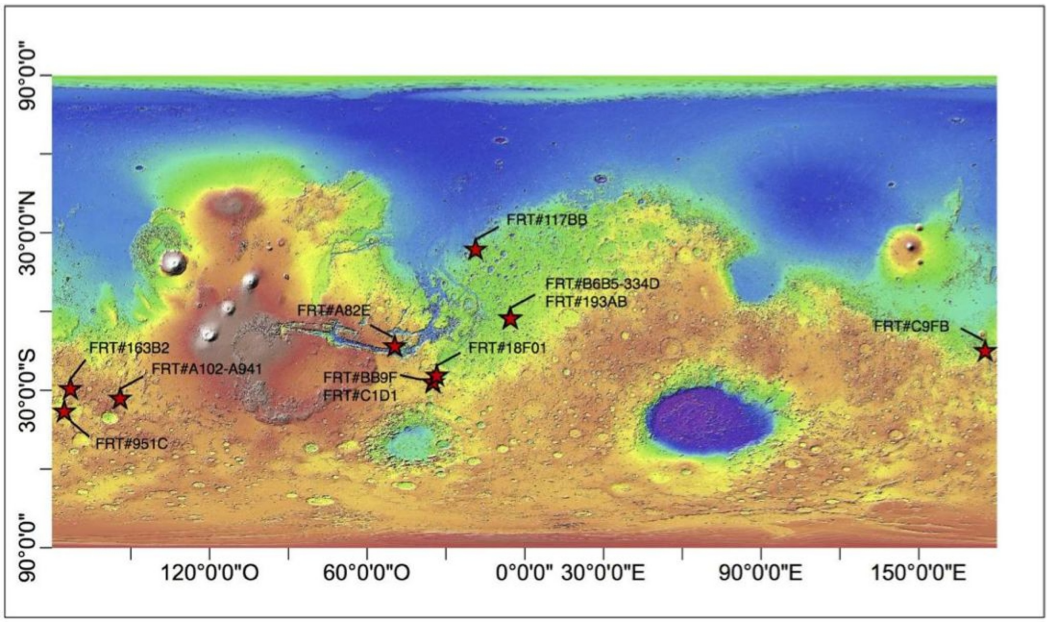


FIGURE 5.4 – Carte présentant la localisation des observations sélectionnées pour l'étude photométrique superposée à la carte altimétrique MOLA.

5.2 Étude photométrique des matériaux riches en minéraux associés à l'activité de l'eau

5.2.1 Sélection des observations

Dans le but de présenter différents exemples photométriques dans divers contextes géologiques, les observations sélectionnées doivent tout d'abord respecter les critères de sélection des observations CRISM présentés en Sous-section 5.1. Puis, j'ai sélectionné les observations pour leur intérêt scientifique. Pour cette étude, j'ai décidé de me concentrer sur les sites présentant des matériaux riches en minéraux associés à l'activité de l'eau sur Mars. Grâce à la spectroscopie, les sites où des matériaux riches en minéraux hydratés ou qui se sont formés en présence d'eau ont pu être cartographiés permettant d'observer leurs diversités minéralogiques mais aussi leurs répartitions à la surface (Chapitre 1, Sous-section 1.1.3). Cependant, on possède peu d'information sur leurs propriétés physiques et leurs connaissances nous permettraient de mieux contraindre les mécanismes de mise en place. Je m'intéresse également à étudier les matériaux basaltiques mafiques, présents en majorité à la surface de Mars (*McSween et al.*, 2009; *Poulet et al.*, 2009). J'ai également sélectionné les sites d'étude en fonction de la disponibilité des observations (e.g., minéralogique, morphologique, topographie) et des travaux antérieurs présents dans la littérature afin de faciliter les interprétations photométriques.

Huit sites ont été sélectionnés pour l'étude photométrique. À cela, j'ajoute les sites d'atterrissage des rovers MER à Meridiani Planum et Gusev Crater dans la discussion finale. La Figure 5.4 présente la localisation et les Tables 5.1 et 5.2 les caractéristiques des différentes observations CRISM sélectionnées pour l'étude.

		Terra Sirenum		Holden crater	
	ID	FRT#A941	FRT#A102	FRT#BB9F	FRT#C1D1
Time	Acquisition date	2008-04-24	2008-02-22	2008-07-24	2008-08-21
	Ls(deg.)	62.84	35.48	102.93	115.58
Geometry	θ_0 (deg.)	72.2	63.7	72.6	71.9
	$\varphi_{in} - \varphi_{out}$ (deg.)	44.3-141.4	36.1-131.6	76.3-110.7	43.1-130.1
	g_{min}-g_{max} (deg.)	39.1-124.2	32.6-113.8	37.4-120.0	41.1-119.3
	Δg (deg.)	85.1	81.2	86.6	78.2
Atmosphere[1]	$AOT_{mineral}$ (900 nm)	0.13±0.01	0.31±0.02	0.13±0.01	0.16±0.01
	AOT_{water} (320 nm)	0.09±0.03	0.07±0.03	0.10±0.03	0.10±0.03
MARS-ReCO	uncorrected pixels (%)	6	2	8	21
	nb. of corrected pixels	1293	1038	710	904
Bayesian inversion	nb. of pixels with $k_b \geq 0.5$ (%)	99		99	99
	nb. of pixels with $k_c \geq 0.5$ (%)	99		100	100
	nb. of pixels with $k_{\bar{\theta}} \geq 0.5$ (%)	100		100	100
	nb. of pixels with $k_\omega \geq 0.5$ (%)	100		100	100
	nb. of pixels with a bimodality PDF for ω (%)	12		12	38
	nb. of pixels with $\sigma_b \leq 0.20$ (%)	88		54	28
	nb. of pixels with $\sigma_c \leq 0.20$ (%)	51		27	21
	nb. of pixels with $\sigma_{\bar{\theta}} \leq 5°$ (%)	84		90	85
	nb. of pixels with $\sigma_\omega \leq 0.1$ (%)	97		77	51

Ls : Solar longitude, θ_0 : incidence angle, $\varphi_{in} - \varphi_{out}$: CRISM inbound and outbound azimuthal angles, g_{min}-g_{max} : minimum and maximum of the phase angles, Δg : phase angle range, $AOT_{mineral}$: mineral aerosol optical thickness, AOT_{water} : water ice aerosol optical thickness, ω : single scattering albedo, b : asymmetric parameter, c : backscattering fraction, $\bar{\theta}$: macroscopic roughness, conf. : angular configurations, k : non-uniform criterion, σ : standard deviation, PDF : probability density function, [1]from Wolff's estimates (*Wolff et al.*, 2009, personal communication)

TABLE 5.1 – Observations CRISM FRT sélectionnées pour l'étude photométrique avec les informations sur les conditions géométriques et atmosphériques et sur les résultats statistiques issus de l'algorithme de correction atmosphérique MARS-ReCO et de l'inversion bayesienne du modèle de Hapke.

	ID	Eberswalde FRT#18F01	Mawrth FRT#117BB	Eridania FRT#951C	Terra Sirenum FRT#163B2	Capri mensa FRT#A82E
Time	Acquisition date	2010-05-23	2009-03-07	2008-01-10	2010-02-01	2008-04-17
	Ls(deg.)	94.4	222.56	15.48	45.84	60.01
Geometry	θ_0 (deg.)	70.2	64.6	57.8	64	58.4
	$\varphi_{in} - \varphi_{out}$ (deg.)	28.8-128.8	84.2-129.7	48.2 143.7	44.6 142.0	41.8 126.7
	g_{min}-g_{max} (deg.)	32.7-117.3	72.0-115.6	40.1-114.3	39.0 117.4	33.0 107.8
	Δg (deg.)	84.6	43.6	74.2	78.4	74.8
Atmosphere[1]	$AOT_{mineral}$ (900 nm)	0.13±0.01	0.63±0.08	0.31±0.03	0.18±0.01	0.34±0.03
	AOT_{water} (320 nm)	0.11±0.03	0.12±0.03	0.09±0.03	0.05±0.03	0.16±0.03
MARS-ReCO	uncorrected pixels (%)	32	1	12	35	6
	nb. of corrected pixels	740	441	1120	450	776
Bayesian inversion	nb. of pixels with $k_b \geq 0.5$ (%)	99	60	100	100	100
	nb. of pixels with $k_c \geq 0.5$ (%)	96	100	86	98	99
	nb. of pixels with $k_{\bar{\theta}} \geq 0.5$ (%)	100	100	100	100	100
	nb. of pixels with $k_\omega \geq 0.5$ (%)	100	100	100	100	100
	nb. of pixels with a bimodality PDF for ω (%)	33	42	29	24	20
	nb. of pixels with $\sigma_b \leq 0.20$ (%)	40	14	52	47	51
	nb. of pixels with $\sigma_c \leq 0.20$ (%)	21	77	28	21	22
	nb. of pixels with $\sigma_{\bar{\theta}} \leq 5°$ (%)	76	43	44	95	26
	nb. of pixels with $\sigma_\omega \leq 0.1$ (%)	64	100	96	90	100

TABLE 5.2 – Même que la Table 5.1 pour les observations FRT#18F01, FRT#117BB, FRT#951C, FRT#163B2, FRT#A82E.

Un des points à discuter dans l'extension de l'étude photométrique à des sites autres que les sites des MER concerne la valeur de la profondeur optique des aérosols minéraux (AOT) à utiliser. En effet, jusqu'à présent, dans le cadre de l'étude des sites d'atterrissage des rovers MER, les estimations de l'AOT (*Wolff et al.*, 2009) ont été utilisées dans l'algorithme de correction de la contribution atmosphérique de MARS-ReCO. Afin de séparer la composante atmosphérique et celle de la surface, la méthode de *Wolff et al.* (2009) nécessite de connaître les propriétés des matériaux de surface (albedo de diffusion et fonction de phase). Au moment de cette étude, les seuls paramètres photométriques disponibles étaient ceux estimés à partir des données Pancam à bord des rovers MER (*Johnson et al.*, 2006b,a), utilisés comme propriétés moyens de la surface de Mars. Par conséquent, cette hypothèse suppose que l'ensemble des matériaux de la surface de Mars a les mêmes propriétés photométriques, ce qui n'est pas forcément le cas, compte tenu de la diversité des valeurs de l'albedo de diffusion et surtout de la fonction de phase, montrée par divers travaux sur des matériaux planétaires (*Johnson et al.*, 2006b,a, 2013), comme présentés en Chapitre 4.

Dans le cadre d'une étude photométrique orbitale à partir des observations CRISM au niveau des sites d'atterrissage des rovers MER, le choix d'utiliser les valeurs d'AOT estimées à partir des travaux de *Wolff et al.* (2009) était justifié. Cependant, l'utilisation de ces valeurs pour des observations autres que celles localisées au niveau des rovers MER est discutable.

Récemment, une nouvelle version de l'algorithme MARS-ReCO, nommé MARS-ReCOIII (travaux en cours) a été développée par S. Douté afin d'estimer systématiquement la valeur de la profondeur optique des aérosols minéraux et la réflectance bidirectionnelle de surface en fonction de la longueur d'onde. L'avantage de cette approche est qu'aucune hypothèse sur les propriétés de surface n'est faite contrairement à la méthode de *Wolff et al.* (2009). Par conséquent, les valeurs des AOT des aérosols minéraux ainsi que celles des réflectances de surface sont mieux estimées. Pour cela, une des nouveautés de MARS-ReCO III comparée à l'approche MARS-ReCO présenté dans le Chapitre 3, Sous-section 3.2.2, est l'utilisation de la dimension spatiale (ou spectrale) pour l'estimation simultanée de la réflectance bidirectionnelle de surface et de l'opacité atmosphérique car les propriétés atmosphériques sont plus stationnaires spatialement que celles de la surface. Cette nouvelle version étant en phase de test au moment de la rédaction de manuscrit, j'ai décidé de garder la méthodologie décrite dans cette thèse, à savoir l'utilisation de l'ancienne version de MARS-ReCO utilisant l'AOT estimée par la méthode de *Wolff et al.* (2009).

Afin de vérifier la précision des estimations des AOT estimées par la méthode de *Wolff et al.* (2009), j'ai décidé de comparer les valeurs de l'AOT des aérosols minéraux estimées à partir des deux approches. Si l'écart n'est pas significatif (inférieur à 0.05) alors l'AOT estimé à partir des travaux de *Wolff et al.* (2009) est gardé lors de la correction de la contribution atmosphérique, considéré comme étant fiable. Sinon, la valeur fournie par la nouvelle version de MARS-ReCO sera utilisée pour la correction de la contribution atmosphérique (S. Douté, communication personnelle). On constate que seule l'observation FRT#117BB a un écart dans les estimations de l'AOT. La méthode d'estimation de l'AOT par MARS-ReCO étant plus précise, dans la suite de ce travail, l'estimation issue de MARS-ReCO est utilisée pour cette observation.

Observation ID	AOT (1 μm) Wolff	AOT (1 μm) MARS-ReCO III	écart
FRT#A941	0.13±0.01	0.12	0.01
FRT#A102	0.31±0.02	0.26	0.05
FRT#C1D1	0.16±0.01	0.14	0.02
FRT#BB9F	0.13±0.01	0.18	0.05
FRT#18F01	0.13±0.01	0.16	0.03
FRT#117BB	0.64±0.08	0.75	0.11
FRT#95C1	0.31±0.03	0.36	0.04
FRT#163B2	0.21±0.01	0.24	0.03
FRT#A82E	0.34±0.03	0.38	0.04

TABLE 5.3 – Valeurs des AOT des aérosols minéraux des observations CRISM traitées dans cette section, estimées à partir des travaux de *Wolff et al.* (2009) (Mike Wolff, communication personnelle) comparées à celles estimées à partir de la nouvelle version MARS-ReCO (Sylvain Douté, communication personnelle). Note : faible degré de confiance sur l'estimation de l'AOT par MARS-ReCO III pour l'observation FRT#117BB

5.2.2 Résultats photométriques

5.2.2.1 Dépôts de sels et matériaux granulaires basaltiques éoliens dans la région de Terra Sirenum

Osterloo et al. (2008) ont découvert une unité minéralogique contenant des sels de chlorures. Ces matériaux ont été identifiés grâce à leurs spectres caractéristiques dans la gamme de l'infrarouge thermique. Les observations THEMIS montrent les mêmes caractéristiques spectrales que la halite de la région de *Death Valley* en Californie (*Osterloo et al.*, 2010).

Les matériaux sont clairs et sont présents sous forme de petites étendues spatialement discontinues ($<\sim$25 km^2)(*Osterloo et al.*, 2008). Les valeurs élevées de l'inertie thermique THEMIS indiquent que ces matériaux sont des roches indurées.

Osterloo et al. (2010) ont détecté environ 640 sites distincts dans les terrains de faibles albedos de l'hémisphère sud dans les terrains d'âges noachien et hespérien. La plupart des sites sont cohérents avec une formation par accumulation de ruissellement de surface ou la remontée d'eau souterraine (*Osterloo et al.*, 2010).

Deux observations CRISM FRT#A941 et FRT#A102 (Figure 5.6a) ont été sélectionnées pour l'étude photométrique. Au premier ordre, on constate deux types de terrains selon l'albedo : (i) des terrains clairs (Figures 5.6a), associés aux détections de sels de chlorure (Figure 5.5) (*Osterloo et al.*, 2008; *Glotch et al.*, 2010; *Osterloo et al.*, 2010), formant des roches indurées d'après les images HiRISE et (ii) des terrains sombres composés de matériaux éoliens formant des rides, probablement de composition basaltique recouvrant partiellement les terrains clairs.

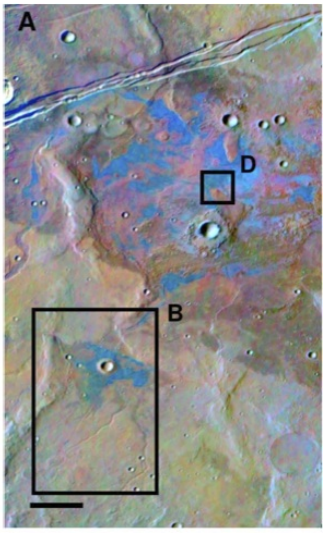


FIGURE 5.5 – Image THEMIS montrant les détections spectrales des sels de chlorure en bleu observés dans un bassin clos où des figures sinueuses sont observées dans la région de Terra Sirenum. La barre en noir représente env. 10 km. Le carré noir noté D correspond approximativement à la zone d'étude photométrique. (credit : Fig. 5A, *Osterloo et al.* (2010))

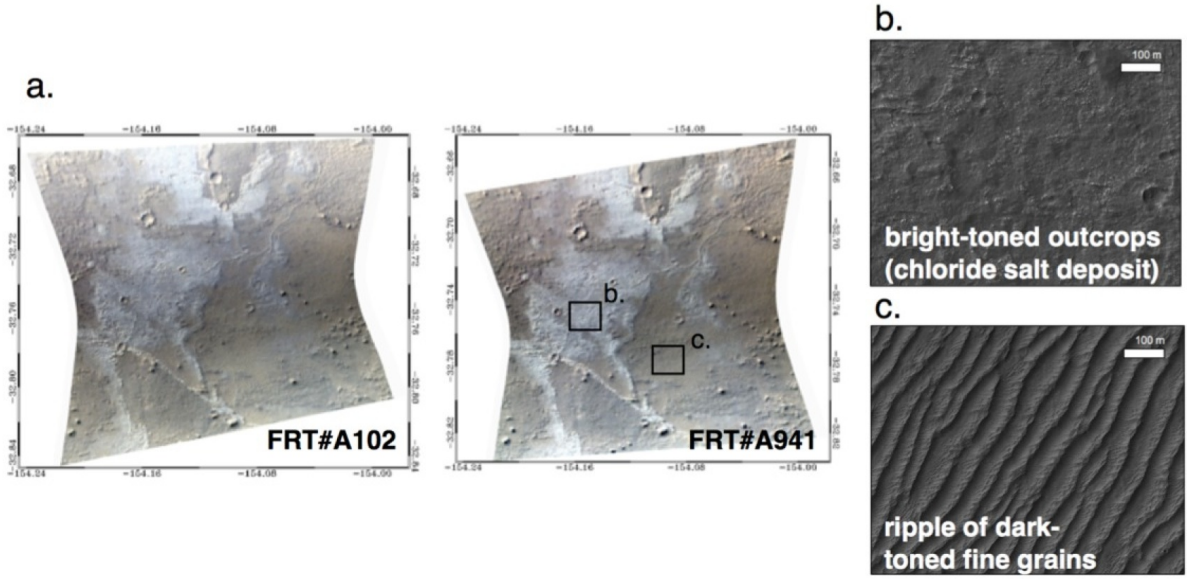


FIGURE 5.6 – Contexte de l'observation FRT#A941 et FRT#A102 localisée dans la région de Terra Sirenum. a. Images CRISM centrales en RVB (credit : http ://crism-map.jhuapl.edu), b. zoom HiRISE (PSP_010597_1470) présentant l'unité claire composée de matériaux riches en chlorures (*Osterloo et al.*, 2008, 2010), c. zoom HiRISE (PSP_010597_1470) présentant l'unité supérieure composée de matériaux sombres éoliens formant des rides éoliennes.

Les résultats photométriques (Figure 5.8) sont estimés à partir de la fusion des deux observations CRISM FRT#A941 et FRT#A102 (ne présentant pas de modification de l'état de surface entre les deux acquisitions). Les cartes photométriques montrent deux unités photométriques bien distinctes (Figure 5.6a). L'analyse des différents paramètres photométriques est présentée ci-dessous.

— *Albedo de diffusion simple.* Les terrains associés aux matériaux clairs riches en sels de chlorure ont des valeurs d'albedo de diffusion simple les plus élevées ($\omega \simeq 0.7$, Figure 5.8b) comparés aux terrains dominés par des matériaux sombres ($\omega \simeq 0.5$, Figure 5.8b) au nadir. Par définition, une valeur d'albedo de diffusion élevée indique que soit le matériau est peu absorbant à la longueur d'onde de 750 nm et/ou qu'il est composé de particules fines et inversement.

— *Fonction de phase.* On constate que les valeurs du paramètre ω les plus élevées associées aux terrains clairs (sels de chlorure) ont les valeurs du paramètre b les plus fortes, les valeurs du paramètre c les plus faibles et inversement pour les terrains sombres (matériaux basaltiques) (Figures 5.32). Les valeurs des paramètres de la fonction de phase des terrains riches en sels indiquent une diffusion principalement vers l'avant ($c < 0.5$) (Figure 5.8d) avec un lobe de diffusion plutôt étroit ($b > 0.4$) (Figure 5.8c), un comportement de diffusion associé à des particules avec peu ou sans diffuseurs internes d'après les travaux de *McGuire and Hapke* (1995) (Figure 5.8f). Ce comportement suggère que le milieu est homogène composé de grains sans structure interne, comme les analogues terrestres dans la région de Death Valley en Californie (Figure 5.7). En comparaison, les valeurs du paramètre d'asymétrie du lobe de diffusion des terrains basaltiques sont plus faibles ($b < 0.4$) (Figure 5.8c), un comportement

plutôt associé à des particules de type agglomérat ou des particules avec une faible densité de diffuseurs interne. Ceci suggère que les matériaux basaltiques formés d'un ensemble de cristaux en se désagrégeant par le vent forment des particules plus petites avec de moins en moins de diffuseurs comme observé dans les travaux de *Souchon et al.* (2011) (Chapitre 2, Sous-section 2.2.2.1).

— *Rugosité macroscopique de surface.* Une différence de valeurs de la rugosité macroscopique de surface est également observée. On remarque que les pixels ayant des valeurs du paramètre ω les plus élevées, associés aux terrains riches en sels de chlorure ont les valeurs du paramètre $\bar{\theta}$ les plus fortes et inversement pour les matériaux granulaires éoliens (Figure 5.32). Pour rappel, la rugosité macroscopique est plus sensible aux rugosités aux échelles inférieures aux millimétriques/centimétriques. Ces résultats montrent d'une part que la texture de la surface est rugueuse ($\bar{\theta} = 25 - 30°$) au niveau des terrains riches en sels (Figure 5.8e). Cette grande texture est typique des dépôts évaporitiques comme nous pouvons le voir au niveau de Death Valley (Figure 5.7) (Figure 5.29) et semble suggérer également que la surface a subit une faible érosion. D'autre part, les résultats montrent que les matériaux granulaires éoliens présentent des valeurs de rugosité macroscopique plus faibles ($\bar{\theta} < 15°$) (Figure 5.8e), pouvant suggérer une surface relativement plus lisse. Le matériau étant granulaire, ceci nous indique que la distribution de la taille des grains est homogène avec des grains positionnés les uns collés aux autres (Figure 5.29). Ce type organisation suggère qu'il y a eu un tri granulométrique important qui a permis d'obtenir ce type d'organisation, issu des processus éoliens (vent).

(a) (b)

FIGURE 5.7 – Dépôt de sels dans la région de Death Valley en Californie.

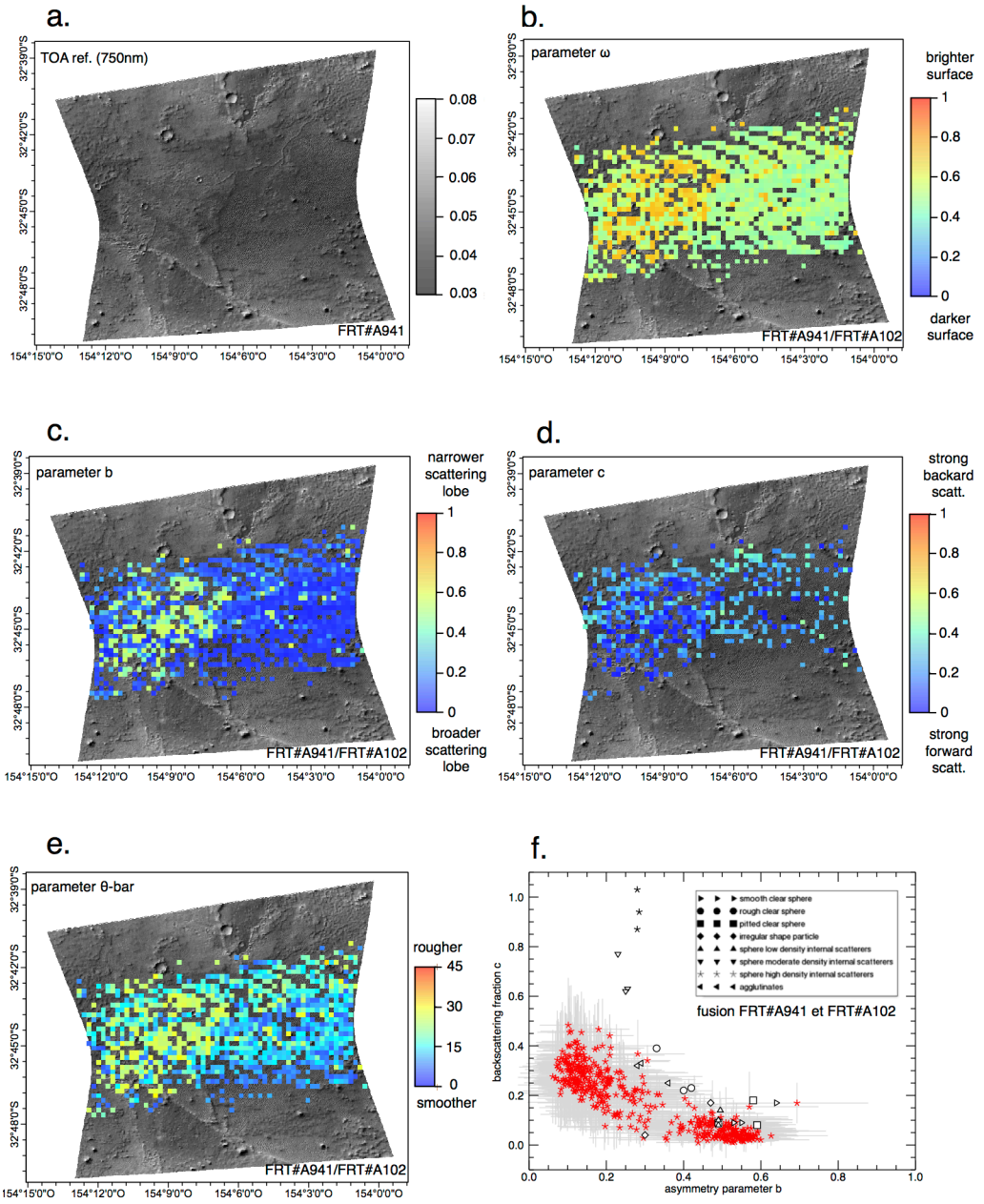


FIGURE 5.8 – Cartes issues de la fusion des observations FRT#A941-FRT#A102. a. carte de la réflectance TOA en unité I/F à 20m/pixel à 750 nm. b. carte du paramètre ω à 200m/pixel ($\sigma_\omega \leq 0.10$). c. carte du paramètre b à 200m/pixel ($\sigma_b \leq 0.20$). d. carte du paramètre c à 200m/pixel ($\sigma_c \leq 0.20$). e. carte du paramètre $\bar{\theta}$ à 200m/pixel ($\sigma_{\bar{\theta}} \leq 5°$). La couleur des pixels correspond à la valeur moyenne de la densité de probabilité. Seule la partie centrale de l'image centrale CRISM est couverte par toutes les images multi-angulaires (jusqu'à 22 images), c'est pour cette raison que les résultats photométriques ne sont obtenus que dans cette zone. f. graphe de la fraction de rétrodiffusion (c) en fonction du paramètre d'asymétrie (b) estimé à partir de la fusion des observations FRT#A941-FRT#A102 comparé aux valeurs expérimentales obtenues à partir d'échantillons artificiels des travaux de *McGuire and Hapke* (1995).

5.2.2.2 Dépôts sédimentaires détritiques dans des bassins sédimentaires riches en phyllosilicates dans le cratère Holden

Dans les hauts plateaux cratérisés de l'hémisphère sud d'âge noachien, de nombreux cratères d'impact présentent des dépôts stratifiés et ont la particularité d'être connectés à des vallées qui débouchent dans ces cratères. Ces cratères présentent des structures fluvio-lacustres, comme des cônes alluviaux et des deltas au niveau des embouchures des vallées. Le spectro-imageur CRISM a identifié dans les parties mises à l'air libre par érosion, la présence de phyllosilicates dans les dépôts en éventail et deltas des cratères Holden (*Grant et al.*, 2008; *Milliken et al.*, 2007a), Eberswalde (*Milliken and Bish*, 2010; *Rice et al.*, 2011) et Jezero (*Ehlmann et al.*, 2008) montrant clairement que ces sédiments ont été déposés en condition aqueuse. L'origine de ces argiles peut être détritique ou authigénique(formation in situ) mais l'origine détritique (impliquant une érosion et un transport des matériaux) est plutôt privilégiée comparée à une formation in situ.

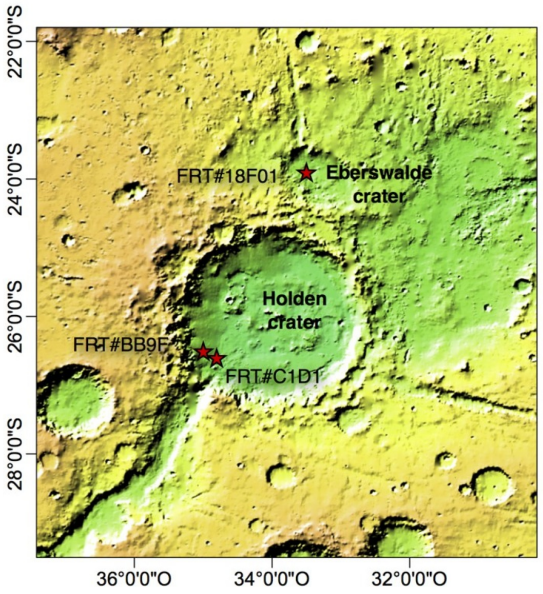


FIGURE 5.9 – Contexte régional d'Holden crater et d'Eberswalde crater. Localisation de l'observation FRT#C1D1, FRT#BB9F et FRT#18F01 (Sous-section 5.2.2.3) sur la carte altimétrique MOLA.

Le cratère Holden est un cratère complexe d'environ 150 km de diamètre d'âge noachien (*Scott and Tanaka*, 1986; *Grant and Parker*, 2002; *Moore et al.*, 2003). La bordure sud du cratère est interrompue par le système Uzboi-Ladon-Margaritifer (*Grant and Parker*, 2002) qui débouche dans celui-ci, transportant et déposant des sédiments au fond du cratère (*Schultz et al.*, 1982). Par l'intermédiaire des images HiRISE, *Grant et al.* (2008) ont montré que le cratère Holden est composé de trois unités présentées dans la Figure 5.10c. L'unité inférieure (Figure 5.10c), visible au niveau de l'embouchure d'Uzboi est composée de dépôts alluviaux et/ou lacustres, mis en place durant deux phases humides d'âge noachien. Elle est composée d'affleurements majoritairement de tons clairs, visibles au sud-ouest du cratère identifiables dans les observations MOC et HiRISE (*Pondrelli et al.*, 2005; *Grant et al.*, 2008; *Pondrelli et al.*, 2008) (Figure 5.10a et c). Les spectres CRISM montrent

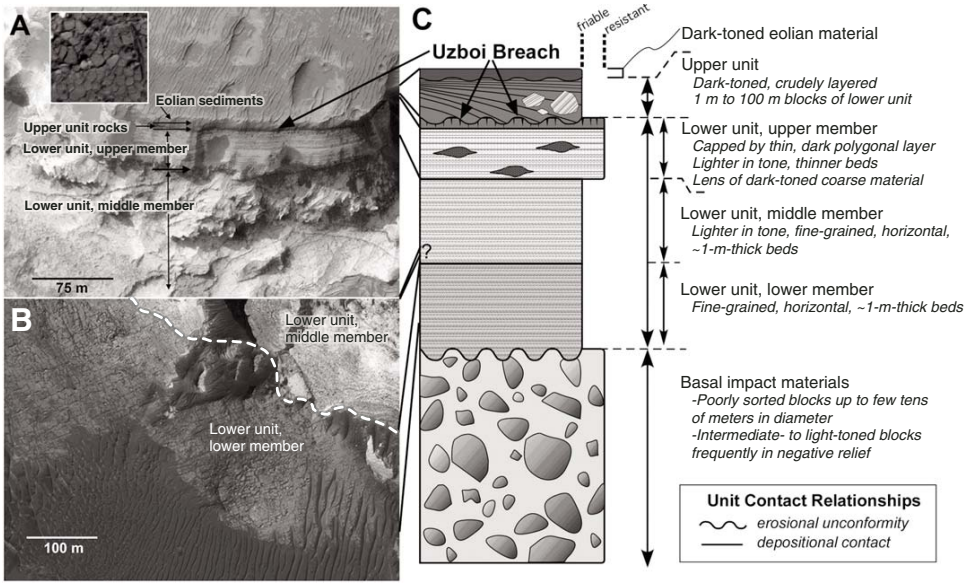


FIGURE 5.10 – Images HiRISE et stratigraphie issues des travaux de *Grant et al.* (2008). (A) Images HiRISE des unités supérieures et sous-unités supérieure et intermédiaires de l'unité inférieure. (B) Images HiRISE des sous-unités intermédiaires et inférieures de l'unité inférieure. (C) Log stratigraphique de Holden crater.

la présence de phyllosilicates (*Milliken et al.*, 2007b). L'unité supérieure est formée par une série de deltas alluviaux peu pentus (*Grant and Parker*, 2002; *Moore and Howard*, 2005; *Pondrelli et al.*, 2005, 2008) (Figure 5.10a et c). L'unité est constituée de lits grossiers avec une épaisseur de plusieurs dizaines mètres et repose sur l'unité inférieure en formant une inconformité. L'unité des alluviaux montre une composition mafique et une faible signature de phyllosilicates (*Glotch*, 2006; *Milliken et al.*, 2007b), ce qui est cohérent avec une source venant de la rupture de la bordure du cratère et une durée d'érosion aqueuse limitée. Au-dessus de cette unité, des matériaux éoliens de tons sombres sont observés et sont mobilisés par le vent et forment des rides éoliennes. Les données THEMIS ont révélé une forte signature de basaltes à olivine, signature cohérente avec la composition mafique de l'unité supérieure, suggérant que ces matériaux éoliens sont issus de l'érosion de cette dernière. Ces matériaux étant mobilisés par des processus éoliens, cela indique que la taille des particules est de type sable ou/et silt.

D'après, l'étude de la séquence stratigraphique, *Grant et al.* (2008) ont pu montrés que le contexte de formation des phyllosilicates était un environnement alluvial et/ou lacustre, dans des conditions calmes et stables. Holden Crater a fait partie des sites potentiels lors de la dernière phase de sélection du site d'atterrissage de MSL-Curiosity.

Deux observations CRISM ont été sélectionnées pour l'étude photométrique de Holden Crater. L'observation FRT#BB9F (Figure 5.11b) est localisée dans la région des cônes alluviaux (Figure 5.11a) recouverte par les matériaux éoliens fins et sombres (Figure 5.11c), toutes deux composées majoritairement de basaltes à olivine (*Ody et al.*, 2013). On peut observer dans les endroits les plus érodés la présence de matériaux clairs, localisés en dessous des cônes alluviaux et correspondant

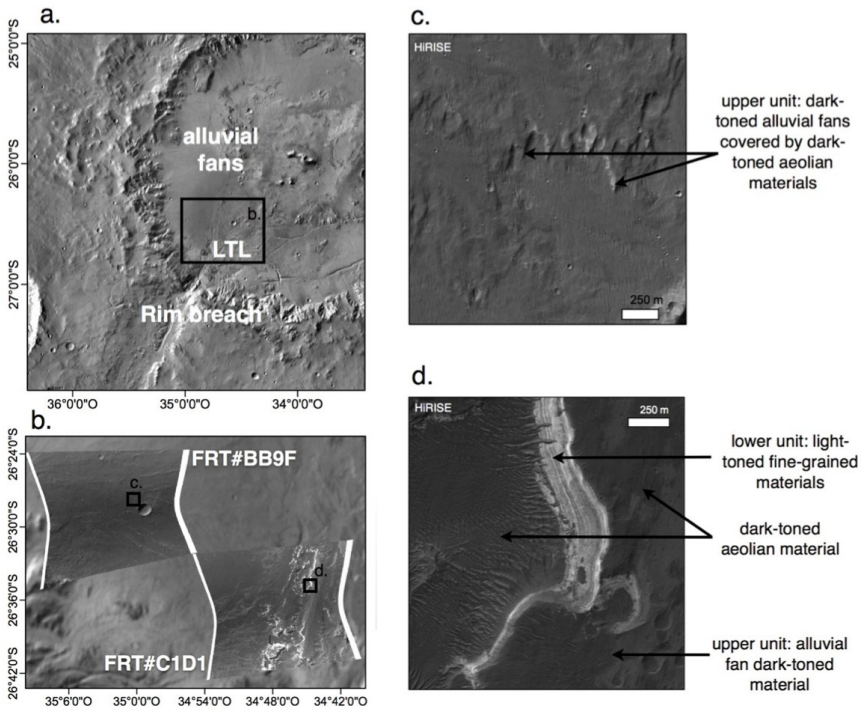


FIGURE 5.11 – Contexte de la zone d'étude dans le cratère Holden. a. Image THEMIS VIS présentant le cratère Holden, l'unité des cônes alluviaux et l'unité des "Light Toned Layer" (LTL), b. images centrales CRISM sélectionnées pour l'étude photométrique , c. zoom HiRISE (PSP_009340_1535) localisé dans la zone de l'observation FRT#BB9F présentant l'unité supérieure composée de cônes alluviaux de matériaux sombres recouverte de matériaux éoliens sombres, d. zoom HiRISE (ESP_028025_1530) localisé dans la zone de l'observation FRT#BB9F présentant l'unité inférieure stratifiée composée de lits alternés sombres et claires riches en phyllosilicates recouverte par l'unité supérieure composée de cônes alluviaux de matériaux sombres elle-même recouverte de matériaux éoliens sombres.

d'après le log stratigraphique dressé par *Grant et al.* (2008) aux matériaux riches en phyllosilicates. L'observation FRT#C1D1 (Figure 5.11b) est située dans une zone très érodée mettant à l'air libre les terrains plus profonds, où on peut apercevoir l'unité inférieure composée de matériaux de tons clairs, riches en phyllosilicates (Figure 5.11d). Les cartes photométriques pour les deux observations sélectionnées sont présentées dans les Figures 5.13 et 5.12.

L'analyse des différents paramètres photométriques est présentée ci-dessous.

— *Albedo de diffusion simple.* Les valeurs de l'albedo de diffusion simple sont les plus élevées dans les régions claires (riches en phyllosilicates) (vue au nadir) ($\omega \sim 0.5$, Figure 5.12b et $\omega \sim 0.7$, Figure 5.13b) que celles des régions sombres (riche en basalte à olivine) ($\omega \sim 0.35$, Figures 5.12b et 5.13b). Ces valeurs sont cohérentes avec le fait que les matériaux riches en phyllosilicates sont caractérisés par des particules fines comme cela a été décrit par *Grant et al.* (2008). Ces valeurs sont également cohérentes avec le fait que les matériaux sombres sont des matériaux granulaires éoliens, caractérisés par des particules de type sable/silt. Si l'on compare les valeurs de ω des matériaux granulaires basaltiques avec celles estimées pour

les matériaux équivalents dans la région de Gusev Crater, on observe des valeurs plus grandes que celles des plaines de Gusev ($\omega \sim 0.55$, Figure 4.3b). Cette différence peut être le reflet d'une différence de composition chimique indiquant un coefficient d'absorption plus grand ou des grains plus grossiers pour les matériaux basaltiques de la région de Holden.

— *Fonction de phase.* Les valeurs du paramètre ω les plus élevées associées aux matériaux riches en phyllosilicates ont les valeurs du paramètre b les plus forts et les valeurs du paramètre c les plus faibles et inversement pour les matériaux basaltiques (Figures 5.32). Les valeurs des paramètres de la fonction de phase indiquent que les matériaux basaltiques ont un comportement de diffusion principalement vers l'arrière ($c > 0.4$, Figures 5.12d et 5.13d) avec un large lobe de diffusion ($b < 0.2$, Figures 5.12c et 5.13c), associé à un comportement typique des particules avec une densité intermédiaire de diffuseurs internes d'après les travaux de *McGuire and Hapke* (1995) (Figures 5.12 et 5.13f). Ce comportement suggère donc que les matériaux basaltiques sont composés de cristaux et/ou pores et/ou fractures comme ceux observés dans la région de Gusev Crater (Chapitre 4). La minéralogie de la région indique que les matériaux sont riches en olivines ce qui signifie que les éléments internes correspondent aux cristaux d'olivine. Pour les terrains clairs (phyllosilicate), les valeurs des paramètres de la fonction de phase indiquent que les matériaux ont un comportement de diffusion principalement vers l'avant ($c < 0.4$, Figures 5.12d et 5.13d) avec un lobe de diffusion étroit ($b < 0.4$, Figures 5.12c et 5.13c). Ce type de comportement est associé à des particules avec peu ou sans diffuseur interne d'après les travaux de *McGuire and Hapke* (1995) (Figure 5.12f et 5.13f). Ces résultats nous informent que le milieu est homogène (peu mélange) et composé de grains sans structure interne.

— *Rugosité macroscopique de surface.* Les valeurs du paramètre ω les plus élevées, associées aux terrains riches en phyllosilicates montrent des valeurs du paramètre $\bar{\theta}$ les plus fortes et inversement pour les terrains sombres (Figure 5.32). Au niveau des matériaux granulaires sombres, les valeurs du paramètre indiquent que la texture de surface est relativement lisse. Cette texture suggérait que la distribution de taille de grains est homogène, où les grains sont disposés les uns à côté des autres (Figure 5.29), résultat d'un tri granulométrique par le vent. Dans l'observation FRT#C1D1, une portion de la surface n'est pas recouverte de matériaux éoliens, laissant apparaître la surface des cônes alluviaux. Les valeurs du paramètre $\bar{\theta}$ sont faibles suggérant que la surface est relativement lisse à la suite d'un aplanissement de celle-ci par abrasion liée à une activité éolienne. Dans cette même observation, on constate des valeurs du paramètre $\bar{\theta}$ plus élevées ($\bar{\theta} > 25°$, Figures 5.32, Annexe) au niveau des terrains clairs. Ces valeurs semblent lier à la stratification des lits horizontaux (Figure 5.11d) que l'on peut apercevoir due à l'érosion de celle-ci laissant apparaître les différentes strates latéralement (Figure 5.29). Cependant, on observe également des valeurs $\bar{\theta}$ plus faibles pour cette même unité ($\bar{\theta} < 10°$, Figures 5.32, Annexe) au niveau des sommets de strates nous informant qu'une forte érosion éolienne (Figure 5.11d) peut être à l'origine de l'aplanissement de la surface (Figure 5.29).

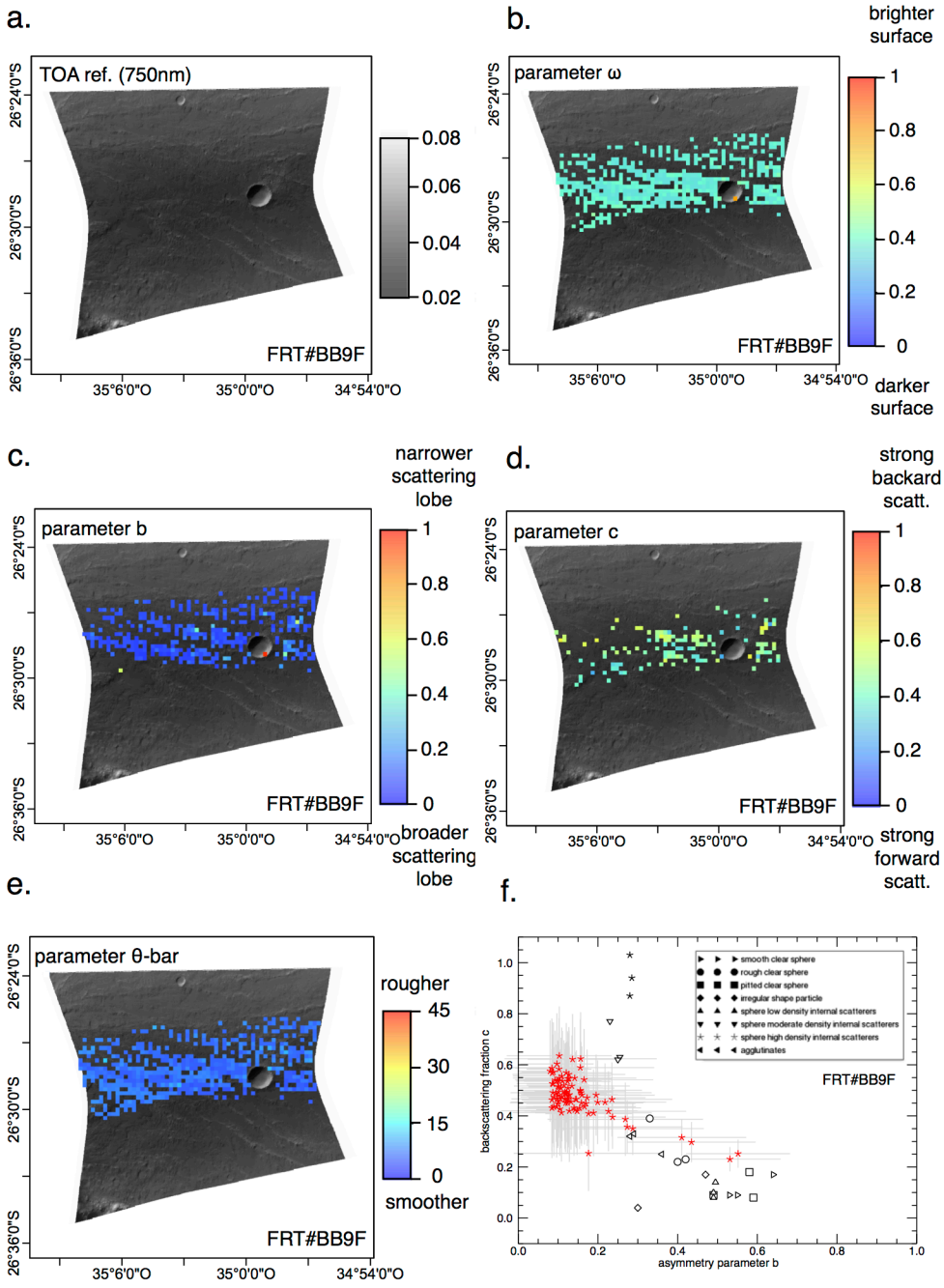


FIGURE 5.12 – Cartes de l'observation FRT#BB9F. a. carte de la réflectance TOA en unité I/F à 20m/pixel à 750 nm. b. carte du paramètre ω à 200m/pixel ($\sigma_\omega \leq 0.10$). c. carte du paramètre b à 200m/pixel ($\sigma_b \leq 0.20$). d. carte du paramètre c à 200m/pixel ($\sigma_c \leq 0.20$). e. carte du paramètre $\bar{\theta}$ à 200m/pixel ($\sigma_{\bar{\theta}} \leq 5°$). La couleur des pixels correspond à la valeur moyenne de la densité de probabilité. Seule la partie centrale de l'image centrale CRISM est couverte par toutes les images multi-angulaires (jusqu'à 11 images), c'est pour cette raison que les résultats photométriques ne sont obtenus que dans cette zone. f. graphe de la fraction de rétrodiffusion (c) en fonction de paramètre d'asymétrie (b) estimé à partir de l'observation FRT#BB9F comparé aux valeurs expérimentales obtenues à partir d'échantillons artificiels des travaux de *McGuire and Hapke* (1995).

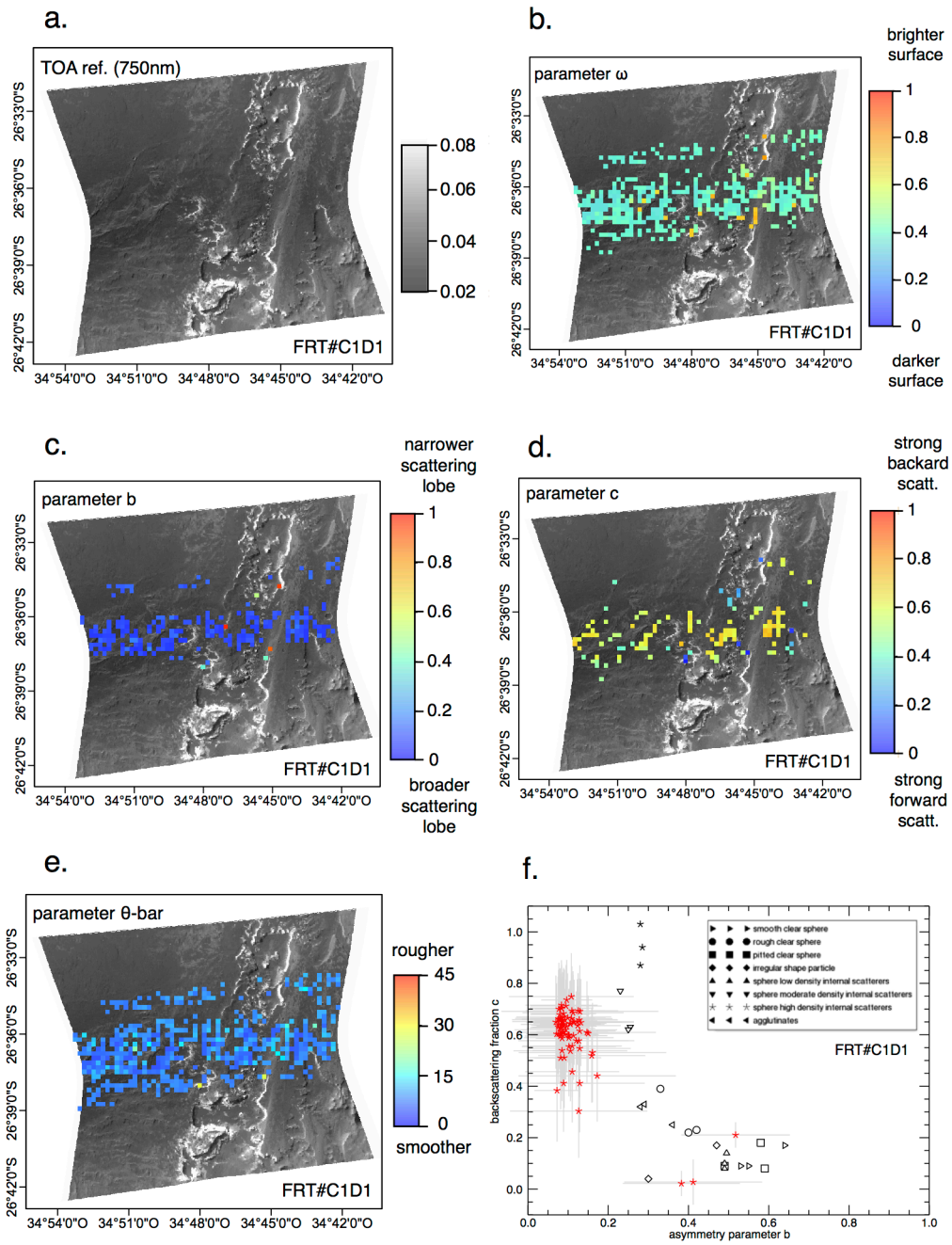


FIGURE 5.13 – Cartes de l'observation FRT#C1D1. Même légende que la Figure 5.12.

5.2.2.3 Dépôts sédimentaires détritiques dans des bassins sédimentaires riches en phyllosilicates dans le cratère Eberswalde

Le cratère Eberswalde est localisé à 50 km au nord du cratère Holden (Figure 5.9). Tout comme Holden Crater, Eberswalde crater contient des vallées inversées et des dépôts stratifiés avec des lits de matériaux sombres et clairs alternés (Figure 5.14), témoins d'une activité fluvio-lacustrine (*Malin and Edgett*, 2003; *Moore et al.*, 2003; *Pondrelli et al.*, 2008; *Rice et al.*, 2011). Eberswalde Crater a également fait partie des quatre derniers sites potentiels lors de la dernière phase de sélection du site d'atterrissage de MSL-Curiosity.

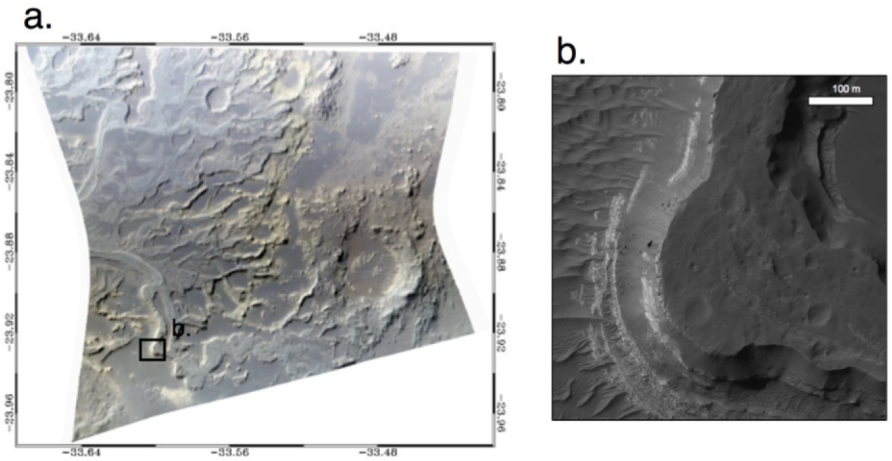


FIGURE 5.14 – Contexte de la zone d'étude dans le cratère Eberswalde. a. Image CRISM centrale en RVB (credit : http ://crism-map.jhuapl.edu), b. zoom HiRISE (PSP_001336_1560_RED) présentant l'unité inférieure claire riche en phyllosilicates, et l'unité supérieure sombre correspondant aux cônes alluviaux.

Les études géologiques et stratigraphiques effectuées dans le cratère ont permis de mettre en évidence différentes unités (Figure 5.15). Tout d'abord sur le substratum, les matériaux sédimentaires ayant un fort albedo sont observés et sont subdivisés en deux sous-unités (Figure 5.15) : (i) dépôts non ou peu stratifiés montrant une grande texture créée par des fractures polygonales (épaisseur de l'unité : entre 10 à 20m) et (i) dépôts stratifiés alternés de couches claires avec une grande texture créée par des fractures polygonales et sombres composées de matériaux fins et bien triés (épaisseur de l'unité : environ 100 m). Cette unité est caractérisée par des matériaux riches en phyllosilicates (*Milliken and Bish*, 2010; *Rice et al.*, 2011). L'unité suivante est un dépôt sédimentaire dont sa surface est lisse, composée de matériaux fins et sombres (quelques mètres d'épaisseur) (Figure 5.15). Pour finir, l'unité supérieure est constituée d'un matériau granulaire sombre et fin, d'origine éolienne (rides) (Figure 5.15). Les relations stratigraphiques et chronologiques estimées à partir des images HRSC et MOC ont montré que l'activité fluviatile est postérieure à Holden Crater, dont sa formation a été estimée à ∼3.5 Ga à partir du comptage de cratères (*Mangold et al.*, 2012). Ces différentes unités sont observées dans l'observation CRISM sélectionnée (FRT#18F01) (Figure 5.14).

L'analyse des différents paramètres photométriques est présentée ci-dessous.

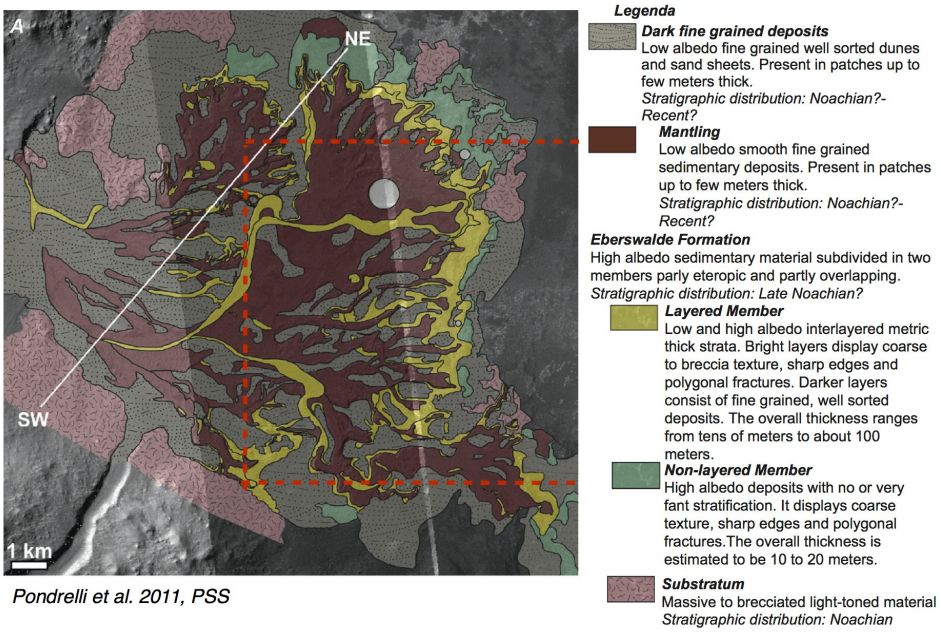


FIGURE 5.15 – Carte géologique du delta dans le cratère Eberswalde. (credit : *Pondrelli et al.* (2011, Fig. 2))

— *Albedo de diffusion simple.* L'unité claire (vue au nadir) dominée par des affleurements riches en phyllosilicates est associée à des valeurs d'albedo de diffusion simple les plus élevées ($\omega \simeq 0.6-0.7$, Figure 5.16b) comparées aux terrains dominés par des cônes alluviaux ou matériaux granulaires sombres ($\omega \simeq 0.4$, Figure 5.16b).

— *Fonction de phase.* On constate que les valeurs du paramètre ω les plus élevées associées aux terrains riches en phyllosilicates, ont les valeurs du paramètre b les plus forts et les valeurs du paramètre c les plus faibles et inversement pour les matériaux basaltiques (Figures 5.32). Les valeurs des paramètres de diffusion soulignent deux unités distinctes. Les terrains les plus clairs ont un comportement de diffusion principalement vers l'avant ($c < 0.5$) (Figure 5.25d) avec un lobe de diffusion étroit ($b > 0.4$). Ce comportement est associé au comportement de diffusion des particules avec peu ou pas de diffuseurs internes. Les résultats sont similaires aux terrains riches en phyllosilicates de la région d'Holden Crater (Figure 5.13f) et montrent un milieu homogène composé de grains sans structure interne. Les matériaux éoliens sont associés à un comportement de diffusion principalement vers l'arrière ($c > 0.5$) (Figure 5.25d) avec un lobe de diffusion plutôt large ($b < 0.4$), associé au comportement de diffusion des particules avec une densité intermédiaire de diffuseurs internes (Figure 5.16f). Ce comportement est similaire aux matériaux granulaires éoliens de la région d'Holden Crater (Figures 5.12f et 5.13f), cohérent avec la présence de cristaux et/ou de pores dans les particules basaltiques.

— *Rugosité macroscopique de surface.* Les valeurs du paramètre ω les plus élevées, associées aux terrains riches en phyllosilicates montrent des valeurs du paramètre $\bar{\theta}$ les plus fortes et inversement pour les terrains sombres (Figure 5.32). Les valeurs associées à l'unité granu-

laire éolienne suggèrent une texture de la surface est relativement lisse, cohérente avec une distribution homogène de la taille de grain des matériaux éoliens où les grains sont disposés les uns à côté des autres (Figure 5.29). De même que les valeurs du paramètre $\bar{\theta}$ de l'unité des cônes alluviaux (dépourvue des matériaux éoliens) semblent indiquer un aplanissement de la surface par abrasion liée à une activité éolienne (Figure 5.29). Pour l'unité claire riche en phyllosilicates, les valeurs du paramètre $\bar{\theta}$ sont les plus élevées ($\bar{\theta} \sim$ 20-25°, Figure 5.32 de l'Annexe), semblant être liées à la stratification des lits horizontaux (Figure 5.11d) mise à l'air libre par érosion où les différentes strates sont visibles latéralement (Figure 5.29).

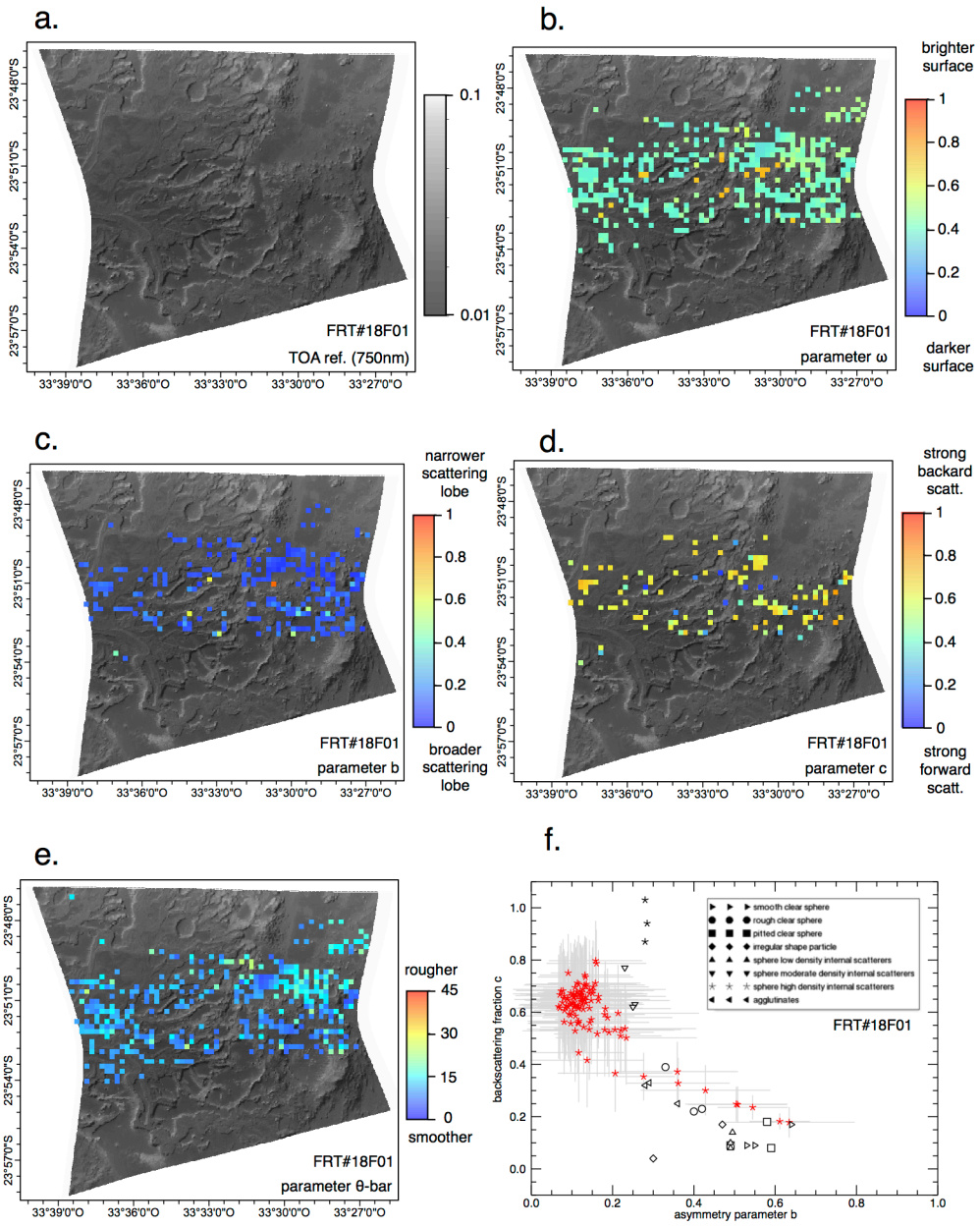


FIGURE 5.16 – Cartes de l'observation FRT#18F01. Même légende que la Figure 5.12.

5.2.2.4 Affleurements de roches riches en phyllosilicates, témoin d'une altération supergène et manteau granulaire riche en pyroxènes de la région de Mawrth Vallis

Mawrth Vallis est un chenal de débâcle qui a érodé le plateau cratérisé de l'hémisphère sud noachien (*Scott and Tanaka*, 1986), durant le début de l'Hespérien ou durant la fin du Noachien (*Scott and Tanaka*, 1986). Le chenal débouche dans la région de Chryse Planitia au nord.

Le spectro-imageur OMEGA/MEx a permis de mettre en évidence la présence de minéraux hydratés et notamment la présence d'une vaste étendue d'affleurements de phyllosilicates dans la région de Mawrth Vallis (*Poulet et al.*, 2005). Les images HRSC/MEx couplées aux résultats spectroscopiques OMEGA ont permis de montrer que les phyllosilicates apparaissent dans les terrains composés de matériaux clairs et principalement sur les plateaux (Figure 5.17) (*Loizeau et al.*, 2007). Une séquence stratigraphique composée de phyllosilicates riches en Al sur des phyllosilicates riches en Fe/Mg a été identifiée dans la région (*Loizeau et al.*, 2010).

Les phyllosilicates n'ont pas été détectés en combinaison avec les minéraux mafiques (*Loizeau et al.*, 2007). Les minéraux mafiques détectés sont des pyroxènes principalement présents recouvrant les unités claires riches en phyllosilicates constituant l'unité la plus jeune (*Loizeau et al.*, 2007). L'unité des phyllosilicates forme une couche composée de strates (quelques mètres) avec une épaisseur minimale de 150 m (*Loizeau et al.*, 2007). Ces matériaux ont des propriétés physiques et minéralogiques comparables à des schistes ou des argilites formés par le dépôt puis l'induration d'un sédiment meuble de type argile qui sont aisément érodés par le vent.

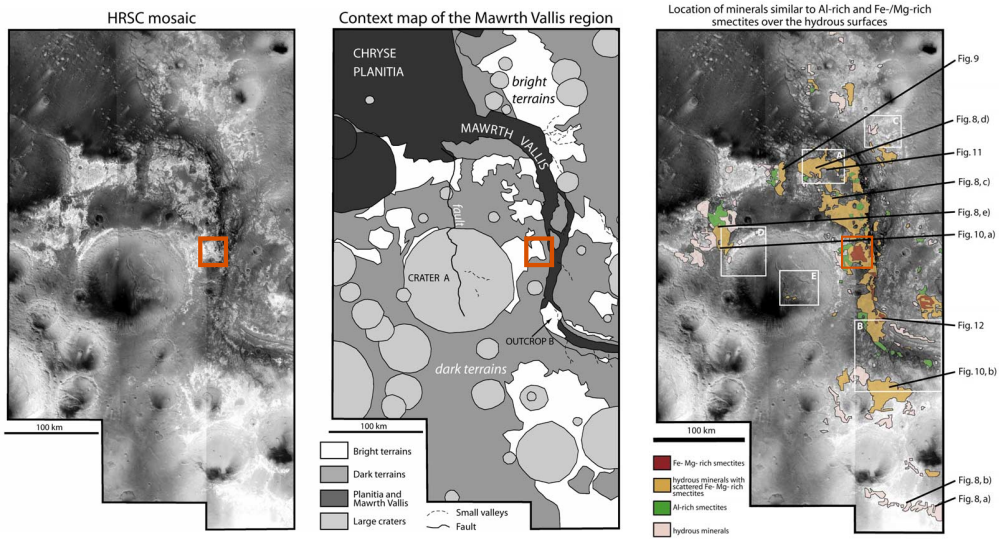


FIGURE 5.17 – Cartes présentant (gauche) la mosaïque de trois images HRSC/MEx prises au nadir (résolution d'environ 14 m/pixel, (centre) le contexte régional montrant les principales unités, (droite) les détections des smectites riches en Al et riches en Fe/Mg dans la région de Mawrth Vallis avec la position de l'observation CRISM FRT#117BB étudiée dans cette section. (credit : *Loizeau et al.* (2007, figures 3 et 6))

L'observation CRISM FRT#117BB a été sélectionnée pour l'étude photométrique de la région

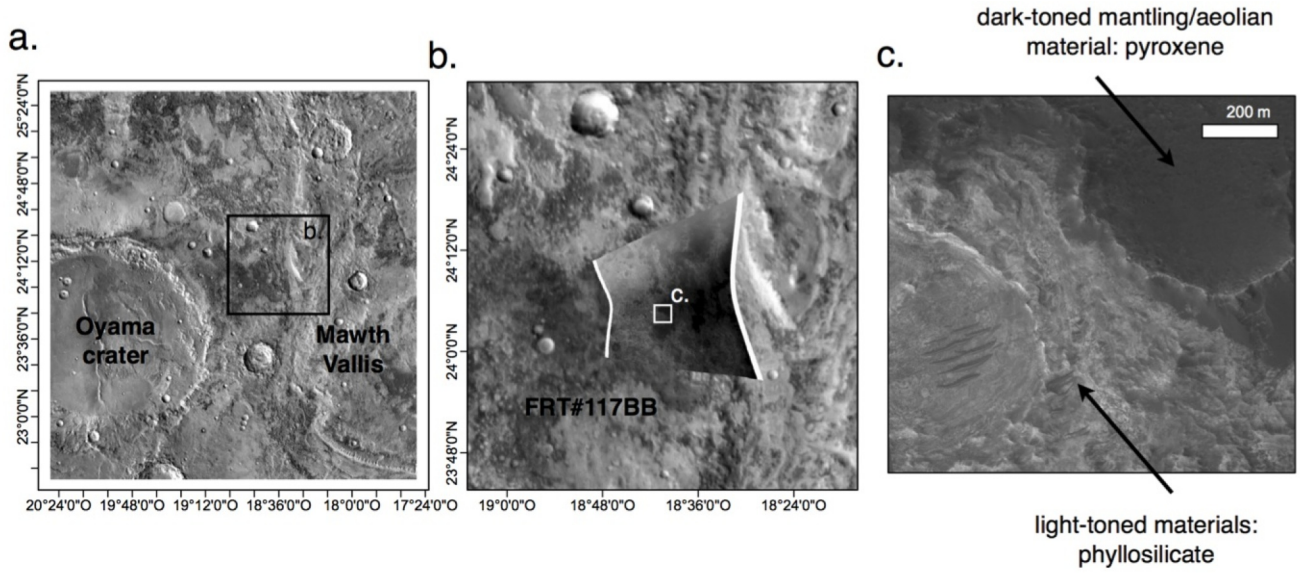


FIGURE 5.18 – Contexte de la zone d'étude dans la région de Mawrth Vallis. a. Image THEMIS VIS présentant la région de Mawrth Vallis, b. image centrale CRISM (FRT#117BB) sélectionnée pour l'étude photométrique , c. zoom HiRISE (ESP_012240_2045) présentant l'unité supérieure composée de matériaux sombres recouverte de matériaux éoliens sombres et l'unité inférieure composée d'affleurements de roches claires fortement érodés et indurés.

de Mawrth Vallis. L'observation (Figure 5.18b) est localisée dans les terrains clairs (Figures 5.17a et b) dominés par des matériaux riches en phyllosilicates de type Fe/Mg (Figure 5.17c). L'image HiRISE montre la présence de terrains clairs fortement érodés, recouverts partiellement de matériaux sombres éoliens formant des dunes ou un manteau (Figures 5.18c et d).

Compte tenu de l'incertitude sur l'estimation de la profondeur optique des aérosols (Table 5.3), les résultats photométriques peuvent être biaisés en partie par la contribution des aérosols atmosphériques. Par conséquent, les résultats pour cette observation sont à utiliser avec beaucoup de prudence.

Les cartes photométriques (Figure 5.13) montrent peu de variations des paramètres au sein de l'observation. L'analyse des différents paramètres photométriques est présentée ci-dessous.

— *Albedo de diffusion simple.* Les terrains dominés par des matériaux clairs (vue nadir) associés aux matériaux riches en phyllosilicates ont des valeurs moyennes d'albedo de diffusion simple de $\omega \simeq 0.8$ (Figure 5.19b) alors que les terrains plus sombres riches en pyroxènes ont des valeurs moyennes de $\omega \simeq 0.7$ (Figure 5.19b). D'une part, ceci est cohérent avec le fait que les matériaux riches en phyllosilicates sont érodés par le vent indiquant une taille de grains inférieure à 10 μm (*Loizeau et al.*, 2007). D'autre part, ceci est en accord avec le fait que les matériaux sombres riches en pyroxènes sont mobilisés par le vent formant des rides éoliennes suggérant la présence de particules de type sable ou silt.

— *Fonction de phase.* Les valeurs des paramètres de la fonction de phase indiquent une diffusion principalement vers l'avant ($c < 0.5$) (Figure 5.13d) avec un lobe de diffusion plutôt étroit

($b > 0.4$) (Figure 5.13c), similaire pour les deux unités (Figure 5.33). Ce comportement est associé à des particules avec peu ou sans diffuseur interne d'après les travaux de *McGuire and Hapke* (1995) (Figure 5.13f). Ce comportement de diffusion indique que les matériaux riches en phyllosilicates forment un milieu homogène composé de grains sans structure interne. Concernant les matériaux granulaires sombres éoliens, les paramètres de la fonction de phase suggèrent que le milieu granulaire est composé majoritairement de particules (pyroxènes) isolés et transparents (sans diffuseur interne). On peut donc en déduire que le matériau est suffisamment désagrégé pour que le milieu granulaire soit composé de cristaux isolés comme cela est observé dans l'échantillon des sables volcaniques (Islande) en taille C2 de l'étude photométrique expérimentale de *Souchon et al.* (2011) (Figure 2.19b).

— *Rugosité macroscopique de surface.* Les valeurs du paramètre de rugosité macroscopique sont homogènes et faibles indiquant une texture de la surface plutôt lisse (Figure 5.33). Pour les terrains riches en pyroxènes, les valeurs de rugosité macroscopique suggèrent une distribution de la taille de grains homogène où les grains sont positionnés les uns côté des autres formant un manteau éolien. Cela peut suggérer qu'il y a eu un tri granulométrique suffisamment important par le vent pour homogénéiser la taille des grains. Pour les affleurements de matériaux riches en phyllosilicates, les valeurs du paramètre $\bar{\theta}$ suggèrent une surface relativement lisse ($\bar{\theta} \sim 5°$) pouvant indiquer que la surface est suffisamment aplanie pour effacer les rugosités de celle-ci (Figure 5.29) alors qu'à l'échelle métrique, les images suggèrent un relief très érodé (e.g. buttes témoins).

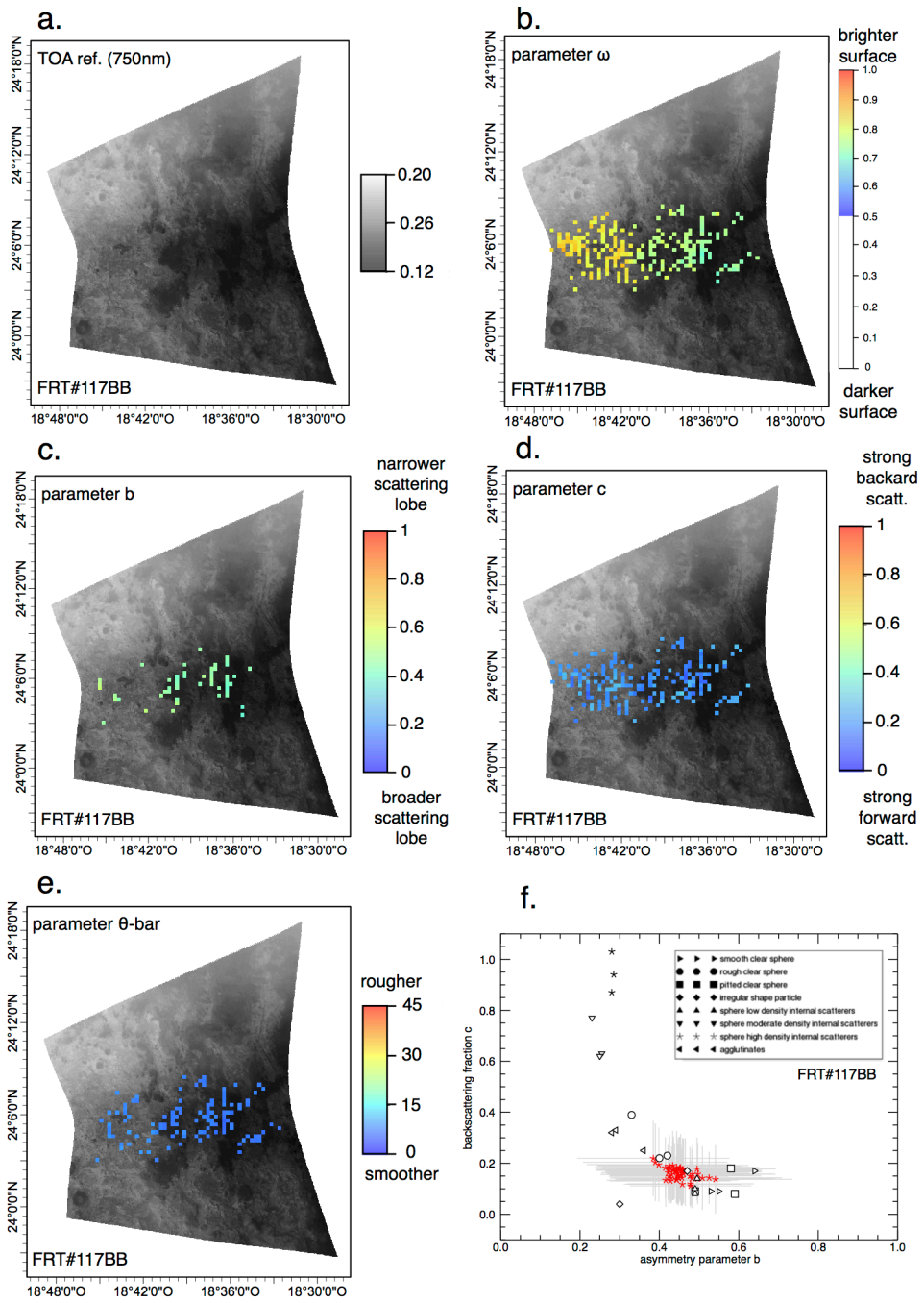


FIGURE 5.19 – Cartes de l'observation FRT#117BB. Même légende que la Figure 5.12.

5.2.2.5 Affleurements de roches riches en phyllosilicates dans les paléo-lacs de la région de Eridania Basin

Eridania Basin est localisé dans les terrains des hauts plateaux cratérisés de l'hémisphère sud composé d'un grand nombre de cratères anciens dégradés. Cette région est située en amont de Ma'adim Vallis (Figure 5.20), l'une des plus grandes vallées martiennes. Les larges cratères ont formé des paléolacs isolés, il y a plus ∼3.5 Ga (*Irwin et al.*, 2002). Les témoins morphologiques ont montré la présence d'un réseau très développé de chenaux entre Ma'adim Vallis et la région de Eridania Basin (*Irwin et al.*, 2004) suggérant que la région d'Eridania Basin a probablement constitué sa source en eau (*Irwin et al.*, 2002, 2004).

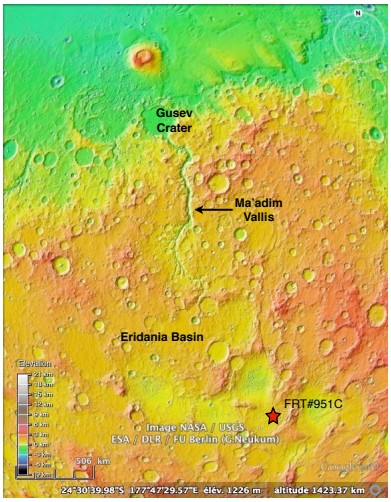


FIGURE 5.20 – Contexte globale de la région de Ma'adim Vallis et de Eridania Basin avec la localisation de l'observation FRT#951C sur une carte altimétrique MOLA. (credit : Google Earth)

Les fonds de ces bassins contiennent un grand nombre de terrains chaotiques visibles dans la Figure 5.21a dans la région d'Atlantis Basin. Ces structures très érodées constituent l'unité la plus ancienne de la région. L'unité est composée de matériaux clairs interprétés comme étant des affleurements riches en phyllosilicates de type Fe-Mg (*Noe Dobrea et al.*, 2008) qui se sont mis en place probablement durant l'activité des paléolacs. Ces matériaux clairs ont également été observés en périphérie de ces bassins plus au sud (Figure 5.21c).

L'observation sélectionnée pour l'étude est l'observation FRT#951C, localisée au sud d'Atlantis Basin. Cette observation est située au niveau de la bordure du bassin (Figure 5.21) où des matériaux clairs sont visibles (Figure 5.22). Au niveau de la bordure, des figures d'érosion associées aux nombreux chenaux fluviaux sont observées (Figure 5.21). Proche de ces chenaux, des terrains clairs (Figure 5.22a) riches en phyllosilicates de type Fe/Mg et Al ont été détectés qui résultent probablement de l'altération du substratum, exposés par les activités fluviatiles (*Adeli et al.*, 2013). Les images HiRISE révèlent également la présence d'une unité sombre qui superpose l'unité claire. Les deux unités présentent une surface indurée très érodée ("pitted surface") visible sur les observations

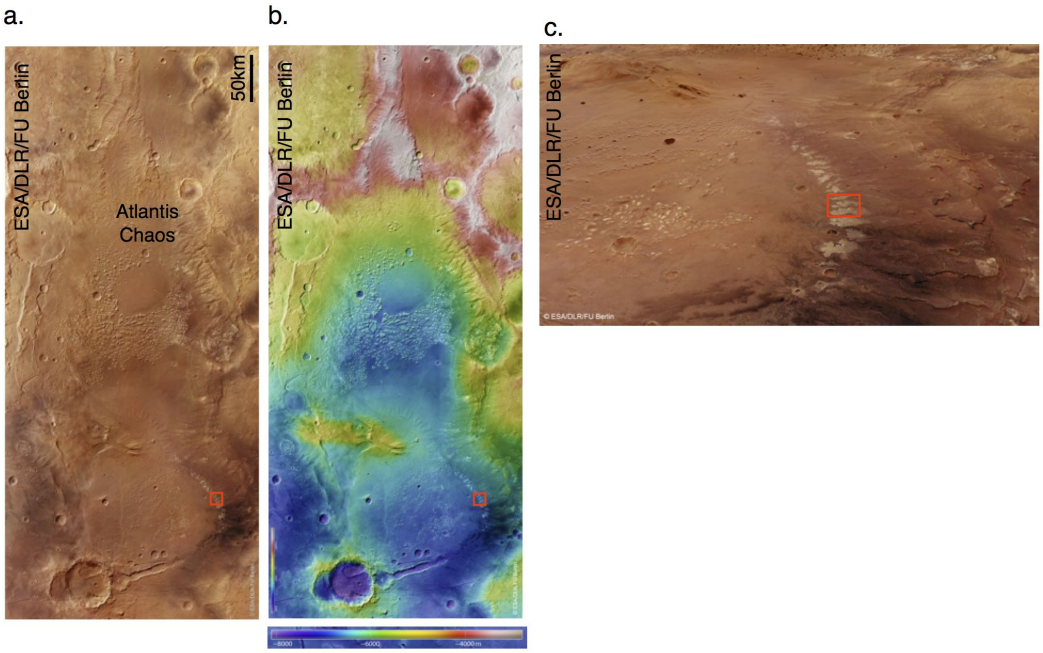


FIGURE 5.21 – Images HRSC de la région de Atlantis Basin. (a) Mosaïque d'images HRSC, (b) modèle numérique de terrain HRSC et (c) vue en perspective de la zone d'étude. Le carré rouge représente la position de l'observation FRT#951C (Figure 5.22a).

HiRISE (Figure 5.22).

Les résultats photométriques sont les suivants.

— *Albedo de diffusion simple.* Les terrains clairs (vue nadir) dominés par des affleurements de phyllosilicates sont associés à des valeurs d'albedo de diffusion simple les plus élevées ($\omega \simeq 0.6 - 0.7$, Figure 5.23b) comparés aux terrains dominés par des affleurements sombres ($\omega \simeq 0.5$, Figure 5.23b).

— *Fonction de phase.* Les valeurs de la fonction de phase ont un comportement de diffusion similaire sur les deux unités (Figure 5.33). Les terrains clairs comme les terrains sombres ont un comportement de diffusion principalement vers l'arrière ($c > 0.5$) (Figure 5.23d) avec un large lobe de diffusion ($b < 0.3$) (Figure 5.8c). Ce comportement est associé à des particules avec une densité intermédiaire de diffuseurs internes d'après les travaux expérimentaux de (*McGuire and Hapke*, 1995) (Figure 5.23d).

— *Rugosité macroscopique de surface.* Les résultats des paramètres de rugosité macroscopique nous indiquent une texture de la surface plutôt rugueuse pour les terrains associés à des matériaux riches en phyllosilicates ($\bar{\theta} \sim 15 - 20°$) et moins rugueuses pour les terrains basaltiques ($\bar{\theta} < 15°$) (Figure 5.33). Tout d'abord, on constate que la couche inférieure est visible à travers l'érosion de la couche sombre supérieure ce qui suggère que cette dernière a connu une érosion par des processus éoliens ou/et aqueux. Malgré cette érosion, la rugosité macroscopique reste relativement élevée ce qui peut suggérer que la surface était relativement plus rugueuse auparavant (e.g., coulée de lave visqueuse).

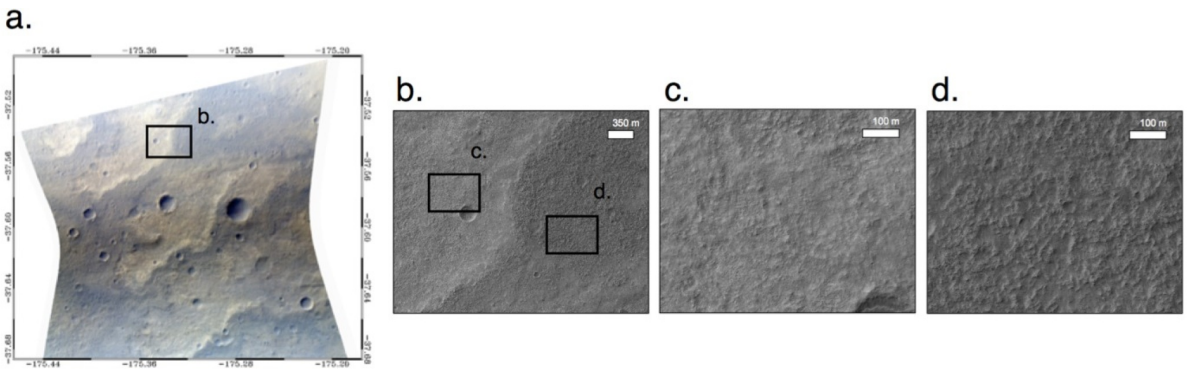


FIGURE 5.22 – Contexte de l'observation FRT#951C localisée dans le bassin Eridania. a. Image CRISM centrale en RVB (credit : http ://crism-map.jhuapl.edu), b. zoom HiRISE (PSP_006827_1420_RED) présentant l'unité claire associée à des dépôts riches en phyllosilicates (c) et l'unité sombre (d). Les deux unités montrent une surface très érodée ("pitted surface") à l'échelle métrique.

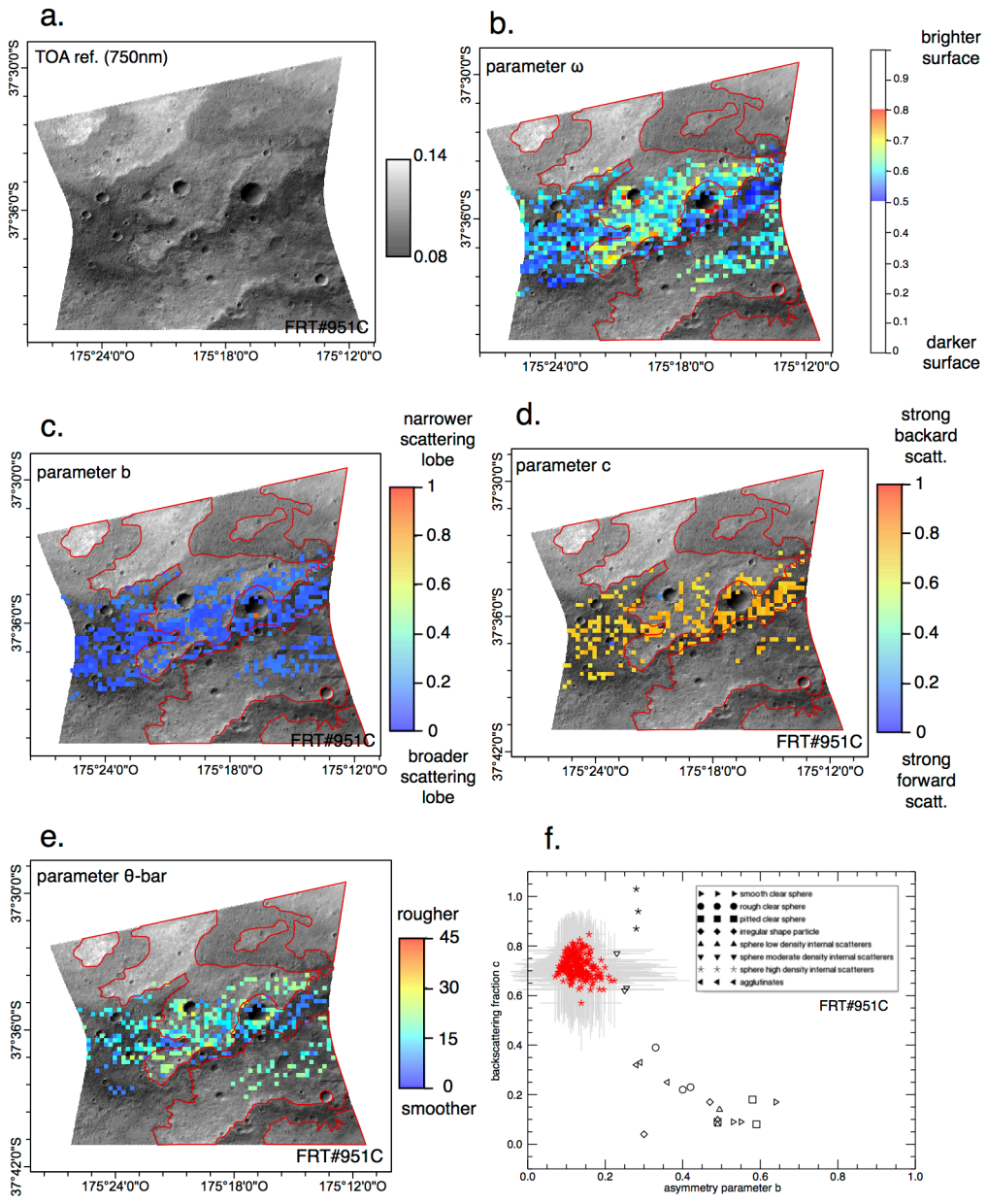


FIGURE 5.23 – Cartes de l'observation FRT#951C. Même légende que la Figure 5.12.

5.2.2.6 Affleurements de roches riches en phyllosilicates dans les plaines noachiennes et de roches basaltiques

Les plaines noachiennes sont fortement érodées par les processus éoliens et aqueux (nombreux réseaux fluviaux) mettant à l'air libre des dépôts d'apparence clairs et fracturés (Figure 5.24d). L'observation FRT#163B2 montre une forme annulaire où des affleurements clairs, indurés sont observés (Figure 5.24). Au cours de sa thèse, John Carter détecte à partir des observations CRISM la présence de phyllosilicates Fe/Mg (vermiculite) associée aux dépôts clairs (Figure 5.24b). Tout autour, le terrain est dominé par des matériaux basaltiques sombres et indurés (Figure 5.24a). Cette observation a été choisie pour l'étude photométrique (Figure 5.24a).

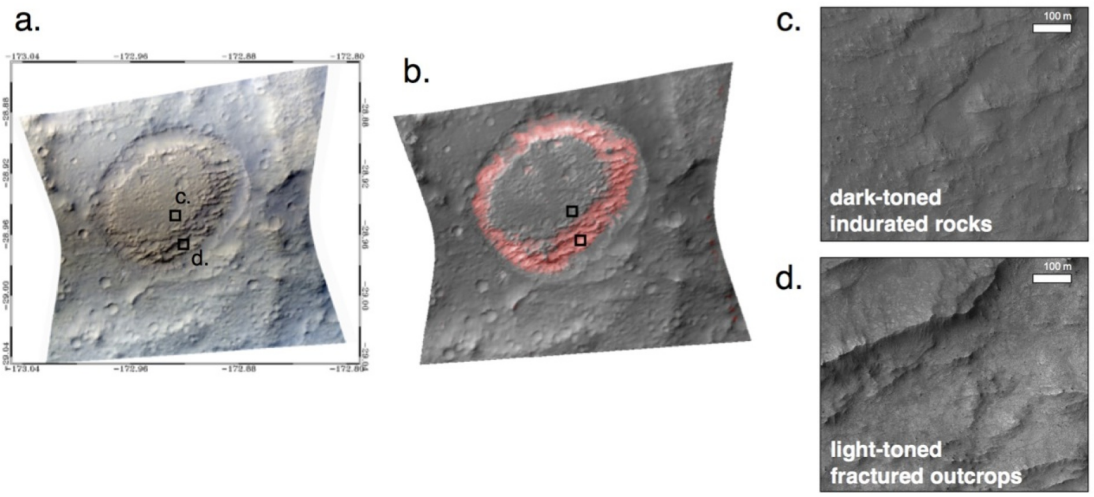


FIGURE 5.24 – Contexte de l'observation FRT#163B2 localisée dans les plaines noachiennes. a. Image CRISM centrale en RVB (credit : http ://crism-map.jhuapl.edu), b. détection de phyllosilicates Fe/Mg (credit : thèse de J. Carter), c. zoom HiRISE (PSP_010901_1510) présentant l'unité sombre indurée, d. zoom HiRISE (PSP_010901_1510) présentant l'unité claire avec des fractures visibles à l'échelle métrique. Aucune stratification n'est apparente.

Les résultats photométriques sont les suivants.

— *Albedo de diffusion simple.* Les affleurements clairs riches en phyllosilicates (au nadir) sont associés à des valeurs moyennes d'albedo de diffusion simple ($\omega \simeq 0.6$, Figure 5.24b) et les affleurements sombres riches en matériaux basaltiques ont des valeurs faibles ($\omega \simeq 0.4$, Figure 5.25b).

— *Fonction de phase.* Les cartes de la fonction de phase montrent deux comportements de diffusion distincts (Figure 5.33). Tout d'abord, les terrains associés aux plus grandes valeurs de ω (riches en phyllosilicates) ont un comportement de diffusion principalement vers l'avant ($c < 0.5$) (Figure 5.25d) et avec un large lobe de diffusion ($b < 0.4$) (Figure 5.8c), un comportement associé à des particules de type agglomérat ou des particules avec une faible densité de diffuseurs internes. Contrairement aux terrains clairs, les affleurements sombres ont un comportement de diffusion principalement vers l'arrière ($c > 0.5$) (Figure 5.25d), associé

à des particules avec une densité moyenne de diffuseurs internes. Ces résultats suggèrent que les terrains basaltiques, sont des matériaux avec une quantité modérée de cristaux comme observé au niveau des matériaux granulaires basaltiques riches en olivines dans la région de Gusev Crater (Chapitre 4), de Holden crater et de Eberswalde crater.

— *Rugosité macroscopique de surface.* Les résultats des paramètres $\bar{\theta}$ indiquent que la texture de surface est plutôt rugueuse ($\bar{\theta} \sim 30°$) pour les affleurements riches en phyllosilicates et légèrement moins rugueux ($\bar{\theta} = 15 - 20°$) pour les affleurements basaltiques (Figure 5.33). Ces valeurs sont cohérentes avec l'aspect très érodé des affleurements lié probablement à une érosion aqueuse et éolienne (Figure 5.29). La différence des valeurs de rugosité macroscopique est probablement le reflet de la présence d'une grande densité de fractures dans les terrains clairs (Figures 5.24 et 5.29).

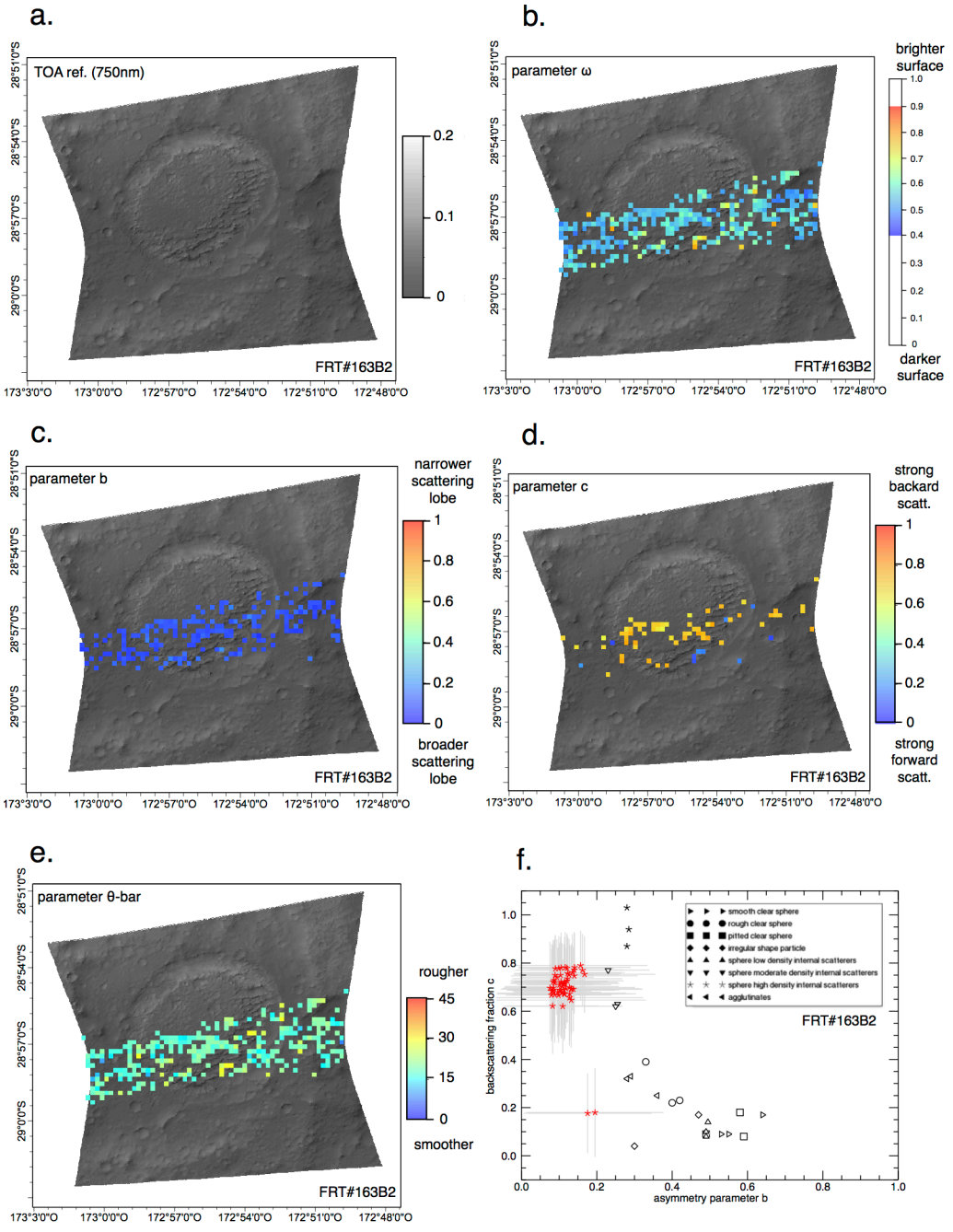


FIGURE 5.25 – Cartes de l'observation FRT#163B2. Même légende que la Figure 5.12.

5.2.2.7 Affleurements de roches riches en sulfates hydratés et matériaux granulaires basaltiques éoliens dans la région de Capri Mensa dans Valles Marineris

Les dépôts sédimentaires riches en sulfates dans la région équatoriale de Mars peut être de deux natures, issues de mécanismes différents, impliquant la présence d'eau : des évaporites ou des dépôts éoliens préexistants, altérés lors des variations de nappes d'eau souterraines. L'identification de sulfates témoigne d'un environnement acide dans les régions où ils ont été détectés lié à l'injection de soufres dans l'atmosphère lors des phases volcaniques intenses des volcans boucliers.

Deux sites où des sulfates ont été détectés, ont été sélectionnés : le premier correspond aux dépôts stratifiés observés au sein de Valles Marineris (e.g., *Gendrin et al.*, 2005; *Flahaut et al.*, 2010) et le deuxième est le site d'atterrissage de MER-Opportunity à Meridiani Planum (*Squyres et al.*, 2004b) présenté en Chapitre 4.

La région de Capri Chasma est localisée dans le canyon Valles Marineris, dans la partie Est en amont de la zone des vallées de débâcles (Figure 5.26a). Capri Chasma présente une portion centrale remplie par l'unité claire stratifiée identifiée comme étant des matériaux riches en sulfates appelée "Interior Layered Deposits" (ILD) (*Gendrin et al.*, 2005), formant des mensas, comme celle de Capri Mensa (unité la plus étendue) (*Flahaut et al.*, 2010) (Figure 5.26b).

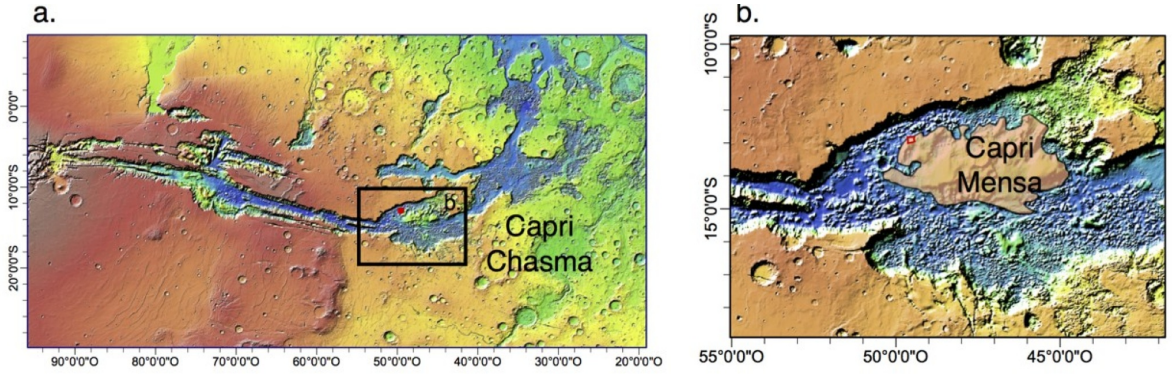


FIGURE 5.26 – Valles Marineris et la région de Capri Chasma et localisation de l'observation FRT#A82E. a. Localisation de Capri Chasma (rectangle noir) sur la carte altimétrique MOLA de la région de Valles Marineris, b. zoom sur la région de Capri Chasma et localisation de l'observation FRT#A82E dans la région de Capri Mensa où des dépôts stratifiés clairs sont observés. Le carré rouge représente l'empreinte de l'image centrale FRT#A82E.

L'observation FRT#A82E sélectionnée est localisée au nord-ouest de Capri mensa (Figure 5.26b). L'observation centrale CRISM (Figure 5.27a) montre la présence de l'unité ILD assez massive (env. 3 km) (*Flahaut et al.*, 2010) (Figures 5.27c et d) qui est recouverte par des matériaux granulaires fins plus sombres ("capping layer material") visible en haut et en bas du plateau formant des rides éoliennes (Figures 5.27a, b, et c). *Flahaut et al.* (2010) ont détecté à partir des spectres CRISM de cette observation, la présence d'une alternance de sulfates avec à la base des matériaux riches en sulfates polyhydratés, au milieu des matériaux riches en sulfates monohydratés puis au sommet des matériaux riches en sulfates polyhydratés de l'unité des ILD.

Les résultats photométriques sont présentés dans la Figure 5.28. Les cartes photométriques

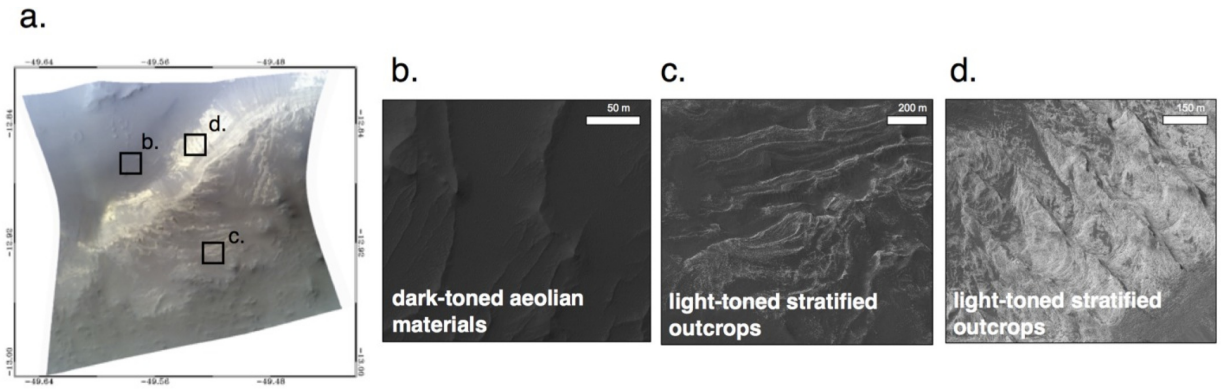


FIGURE 5.27 – Contexte de l'observation FRT#A82E localisée dans la région de Capri mensa dans Valles Marineris. a. Image CRISM centrale en RVB (credit : http ://crism-map.jhuapl.edu), b. zoom HiRISE (PSP_008088_1670_RED) sur l'unité en bas du plateau, présentant l'unité sombre composée de matériaux granulaires formant des rides éoliennes, c. zoom HiRISE (PSP_008088_1670_RED) correspondant au sommet du plateau présentant l'unité claire riche en sulfates recouverte partiellement de matériaux granulaires sombres éoliens et d. zoom HiRISE (PSP_008088_1670_RED) présentant l'unité claire riche en sulfates stratifiées.

montrent deux unités photométriques bien distinctes. Les résultats photométriques sont présentés ci-dessous.

— *Albedo de diffusion simple.* Les terrains dominés par des matériaux clairs riches en sulfates montrent des valeurs d'albedo de diffusion simple les plus élevées ($\omega \simeq 0.8$, Figure 5.28b) comparés aux terrains dominés par des matériaux sombres ($\omega \simeq 0.6$, Figure 5.28b). Les valeurs du paramètre ω sont en accord avec la petite taille des matériaux clairs suggérée par les images HiRISE montrant que les affleurements sont composés de strates de matériaux fins comme les affleurements riches en sulfates dans la région de Meridiani Planum (Figure 4.7) dont la taille est inférieure à la résolution de l'instrument MI (150 μm).

— *Fonction de phase.* Peu de pixels présentant une solution pour le paramètre c sont observés. Cependant, les résultats des paramètres de la fonction de phase montrent trois unités photométriques différentes (Figures 5.33 et 5.28c). En bas du plateau (Figures 5.27a), composés de matériaux granulaires éoliens sombres, les valeurs des paramètres b et c indiquent une diffusion principalement vers l'avant ($c < 0.5$) (Figure 5.28d) avec un lobe de diffusion plutôt large ($b < 0.3$) (Figure 5.28c), un comportement de diffusion associé à des particules de type agglomérat ou des particules avec une faible densité de diffuseurs internes, d'après les travaux de *McGuire and Hapke* (1995) (Figure 5.8f). Ceci suggère que les matériaux basaltiques formés d'un ensemble de cristaux en se désagrégeant par le vent forment des particules plus petites avec de moins en moins de diffuseurs comme observés dans les travaux de *Souchon et al.* (2011) (Chapitre 2, Sous-section 2.2.2.1). Au niveau du plateau (Figures 5.27d), composé de matériaux clairs associés à l'unité ILD, les valeurs des paramètres b et c indiquent une diffusion principalement vers l'avant ($c < 0.5$) (Figure 5.28d) avec un lobe de diffusion plutôt étroit ($b > 0.6$) (Figure 5.28c). La Figure 5.32 indique aussi cette tendance.

Ce comportement suggère que les affleurements riches en sulfates sont composés de matériaux fins de monocristaux de sulfates comme observés dans les affleurements dans les plaines de Meridiani. Cependant en comparaison avec les valeurs de la fonction de phase estimées à partir des mesures in situ Pancam au niveau des affleurements riches en sulfates dans la région de Meridiani Planum, les résultats montrent un comportement de diffusion un peu plus prononcé vers l'arrière avec un lobe de diffusion plus large ($b \sim 0.4$, $c \sim 0.3$, Figure 4.11c). Cette différence peut s'expliquer par une plus grande texture de la roche créée par la présence de mélanges de cristaux de sulfate et de fines particules siliclastiques, de texture cristallines de ciments précipités, de zones de recristallisation, et des sphérules d'hématites millimétriques). En haut du plateau (Figure 5.27c), un mélange en couche est observé avec les matériaux éoliens sombres qui recouvrent partiellement les matériaux clairs. Les valeurs des paramètres de la fonction de phase suggèrent une diffusion principalement vers l'arrière ($c > 0.5$) (Figure 5.28d) avec un lobe de diffusion plutôt large ($b < 0.3$) (Figure 5.28c), un comportement associé à des particules avec une densité modérée de diffuseurs internes. Ce comportement est différent de celui des matériaux sombres granulaires localisés en bas du plateau (Figure 5.27b). Si ce changement de comportement de diffusion est directement le reflet d'un changement de propriétés physique cela signifie que l'origine et le mécanisme d'érosion de ces matériaux sont différents entre ces deux matériaux. Sinon, comme discuté en Chapitre 2, Sous-section 2.3, le cas d'un mélange en couche d'un matériau sombre sur un matériau clair rend les interprétations des paramètres de la fonction complexes et difficiles à relier à l'une des phases présentes.

— *Rugosité macroscopique de surface.* Concernant les paramètres de rugosité macroscopique, on observe deux groupes de valeurs qui sont en lien avec la nature des unités géologiques. Ces résultats indiquent une texture de surface relativement rugueuse ($\bar{\theta} > 20°$) à certains endroits au niveau des terrains riches en sulfates (Figure 5.28e), pouvant être liés à la stratification des lits horizontaux (Figure 5.27d) que l'on peut apercevoir due à l'érosion de celles-ci laissant apparaître les différents strates latéralement (Figure 5.29). La valeur du paramètre $\bar{\theta}$ est relativement faible ($\bar{\theta} < 10°$) au niveau des sommets des strates pouvant indiquer une surface plutôt lisse expliquée par une forte érosion éolienne qui a aplani la surface. Concernant les matériaux granulaires éoliens, les valeurs de rugosité macroscopique sont plus faibles suggérant une texture de surface plus lisse, cohérente avec une distribution de la taille homogène dont les particules sont positionnées les unes à côté des autres (Figure 5.29) issu d'un tri granulométrique par le vent.

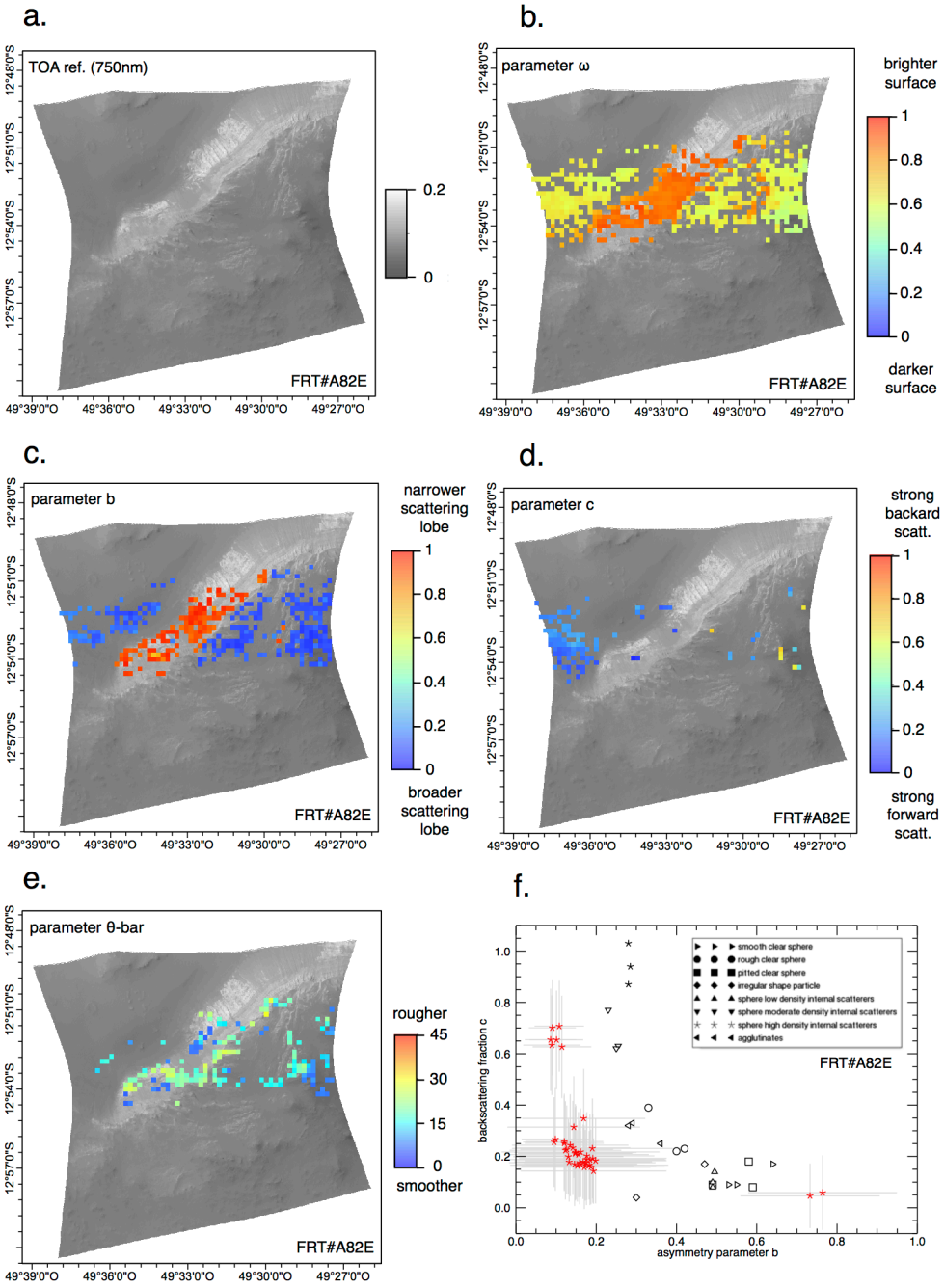


FIGURE 5.28 – Cartes de l'observation FRT#A82E. Même légende que la Figure 5.12.

5.3 Synthèse et discussion

Diverses unités géologiques ont été étudiées que ce soient des terrains avec des matériaux clairs pouvant être associés majoritairement à des phyllosilicates (FRT#C1D1, FRT#117BB, FRT#18F01, FRT#163B2, FRT#951C), des sulfates (FRT#193AB, FRT#B6B5, FRT#A82E), des sels de chlorures (FRT#A941) ou des poussières atmosphériques (FRT#C9FB) ou soient des terrains avec des matériaux sombres associés majoritairement à des matériaux basaltiques (FRT#C1D1, FRT#BB9F, FRT#117BB, FRT#18F01, FRT#163B2, FRT#951C, FRT#A82E, FRT#A941) ou à des matériaux riches en hématites (FRT#B6B5, FRT#193AB). Les cartes photométriques des différents exemples présentés ci-dessus montrent en premier ordre, des variations des paramètres ω, b, c et $\bar{\theta}$ suggérant des propriétés physiques des matériaux très diverses. Les cartes photométriques ont permis de mettre en avant les résultats suivants. Bien que les paramètres de Hapke ne soient pas toujours représentatifs des propriétés de surface (Chapitre 2), les résultats indiquent les tendances suivantes.

Paramètre d'albedo de diffusion simple.

- Les matériaux des grains ont une gamme de valeur de ω de 0.4 à 0.9, sachant que les plus fortes valeurs indiquent des matériaux moins absorbants à 750 nm et/ou de taille de grains plus fins. (Figure 5.29).
- *D'un point de vue géologique.* L'estimation du paramètre ω déterminée par cette approche est plus précise que celle calculée en supposant une fonction de phase des particules équivalente à celle des rovers MER. À partir de l'estimation du paramètre ω, il est possible de fournir des informations quantitatives sur les matériaux présents comme la taille des grains et l'abondance relative si la nature des matériaux est identifiée (e.g., par spectroscopie) et si les constantes optiques des matériaux sont connues. Ces informations pourront nous donner des contraintes sur les processus géologiques et climatiques.

Paramètres de la fonction de phase.

- Toutes les valeurs du "L" possibles dans l'espace des paramètres b et c sont observées dans les différents exemples présentés (Figure 5.29).
- *Diffusant majoritairement vers l'avant avec un lobe de diffusion étroit ($c < 0.5$, $b > 0.5$).* Ce comportement est associé aux particules ayant peu ou pas de diffuseurs internes (*McGuire and Hapke*, 1995; *Souchon et al.*, 2011; *Johnson et al.*, 2013). On constate que seul un certain type de matériaux de surface, comme les affleurements de roches sédimentaires avec des matériaux riches en phyllosilicates, sulfates et sels de chlorure ont ce type de comportement de diffusion (Figure 5.29).
- *Diffusion majoritairement vers l'arrière avec un lobe de diffusion large ($c > 0.5$, $b < 0.5$).* Ce comportement associé aux particules avec une densité moyenne ou forte de diffuseurs internes (*McGuire and Hapke*, 1995; *Souchon et al.*, 2011; *Johnson et al.*, 2013) est le comportement majoritaire des terrains basaltiques comme constatés dans les observations FRT#C9FB à

Gusev Crater, FRT#BB9F à Holden Crater, FRT#163B2 (Figure 5.29). On observe également ce comportement pour les observations FRT#163B2 (Noachian Terra) et FRT#951C (Eridania Basin), là où des matériaux riches en phyllosilicates ont été détectés.

— *Diffusion majoritairement vers l'avant avec un lobe de diffusion large ($c < 0.5$, $b < 0.5$), situation intermédiaire.* Ce comportement est associé aux particules ayant une densité moyenne de diffuseurs internes (*McGuire and Hapke*, 1995; *Souchon et al.*, 2011; *Johnson et al.*, 2013). Les matériaux caractérisés par un lobe de diffusion plutôt large ($b < 0.4$) sont généralement les matériaux de composition basaltique sous forme granulaire éolien dans les exemples présentés.

— *D'un point de vue géologique.* Les variations des paramètres de la fonction de phase mettent en avant la présence de deux types de particules vis-à-vis de leur structure interne, nous apportant des contraintes importantes sur le mode de formation et d'évolution des matériaux.

  — Matériaux basaltiques. On constate tout d'abord que les particules ayant des diffuseurs internes (densité faible à modérée), sont associées principalement aux particules de type basaltique que ce soit sous forme d'affleurements ou granulaires (e.g., FRT#A941-FRT#A102 à Terra Sirenum, FRT#117BB à Mawrth Vallis, FRT#A82E à Capri Mensa). Ce comportement est similaire à l'échantillon des basaltes du Pic d'Ysson et aux sables volcaniques d'Islande de classe C5 (500-1000 μm), où les diffuseurs sont principalement des cristaux. Les données minéralogiques orbitales suggèrent une forte abondance d'olivines qui sont très probablement les diffuseurs principaux. Ce résultat est en accord avec les observations in situ dans le site de Gusev Crater montrant que les basaltes de la région sont composés principalement de cristaux d'olivines (*McSween et al.*, 2006). Ainsi les résultats minéralogiques et photométriques suggèrent que les matériaux basaltiques sont issus d'un refroidissement relativement lent pour permettre aux cristaux de croître.

    On constate une légère différence de comportement de diffusion entre les matériaux granulaires éoliens basaltiques formant des rides et les matériaux granulaires qui ne sont pas mobilisés. En effet, les matériaux éoliens ont un comportement de diffusion majoritairement vers l'avant, indiquant peu de diffuseurs internes. Ce résultat suggère que les matériaux éoliens caractérisés par de particules fines (en accord avec les faibles valeurs du paramètre ω) sont issus de l'abrasion des affleurements de composition basaltique. Le processus de désagrégation, si celui-ci est suffisamment avancé, transforme des grains basaltiques initialement composés de cristaux en un matériau granulaire de cristaux isolés, comme les échantillons C2 (75-125 μm) des sables volcaniques (Islande) (Figure 2.19b) et des basaltes (Pic d'Ysson) (Figure 2.19a) des travaux de *Souchon et al.* (2011) (Chapitre 2, Sous-section 2.2.2.1) après érosion ou broyage mécanique. Les cristaux isolés ont un comportement de diffusion plutôt vers l'avant avec un lobe de diffusion étroit, similaire aux grains de l'échantillon d'olivine (Hawaii) (Figures 2.18a et b) partageant les mêmes propriétés physiques, des grains sans diffuseurs internes. Cependant, les résultats martiens présentés montrent ici un comportement de diffusion intermédiaire ce qui signifie

que le stade de désagrégation n'est pas suffisamment avancé pour former uniquement des cristaux isolés.

— Matériaux sédimentaires. En opposition aux particules basaltiques, les résultats photométriques indiquent que les affleurements sédimentaires riches en phyllosilicates et en sels (sulfate et chlorure) forment des milieux homogènes (peu de mélanges) composés de grains avec peu ou sans diffuseurs internes. Ces résultats nous fournissent des contraintes sur le mode et les conditions de formation. En effet, cela nous indique que ces matériaux avant leur mise en place, ont été transportés suffisamment longtemps pour que ces derniers subissent une érosion et un tri suffisamment importante pour que les grains présentent une structure plus simple (e.g., surface lisse, peu de structures internes) et forment un milieu homogène. Si les grains se sont formés majoritairement in situ (par précipitation pour les sels), l'une des hypothèse de formaion peut être un dépôt en milieu calme, sans perturbations du milieu (e.g., apport de produits détritiques par des écoulements en masse). De plus, la préservation de leur structure indique qu'il n'y a pas eu de processus qui les ont modifiés a posteriori, comme les impacts. Cependant, on constate que pour certains sites d'étude, les matériaux riches en phyllosilicates peuvent montrer un comportement de diffusion opposé indiquant la présence d'une hétérogénéité du milieu. Cette hétérogénéité peut être le signe d'un faible transport de ces matériaux ou d'un apport détritique extérieur ou encore l'effet du bombardement cosmique.

Paramètre de rugosité macroscopique.

— Une grande diversité dans les valeurs du paramètre $\bar{\theta}$ (allant de 0 à 30°) est observée pour les différents exemples présentés, traduisant différentes organisations des grains et différentes textures de surface. On distingue trois catégories de valeurs de rugosité.

— Texture de surface lisse ($\bar{\theta} \lesssim 15°$). Cette texture est associée d'une part à des matériaux granulaires ayant une distribution de taille homogène suggérant un tri granulométrique par des processus éoliens comme cela est observé dans la région de Terra Sirenum (FRT#A941-A102), d'Holden Crater (FRT#C1D1, FRT#BB9F), d'Eberswalde Crater (FRT#18F01), de Mawrth Vallis (FRT#117BB) et de Capri Mensa (FRT#A82E) (Figure 5.29). D'autre part, on retrouve également cette texture sur des affleurements suffisamment aplanis par l'abrasion importante par le vent ou par des agents aqueux (Figure 5.29).

— Texture de surface intermédiaire ($15 \lesssim \bar{\theta} \lesssim 20°$). Ces surfaces correspondent à des affleurements présentant une texture rugueuse liée à une érosion éolienne et/ou aqueuse (e.g., à Eridania avec l'observation FRT#951C) et peuvent correspondre également à une différence de distribution de taille entre les matériaux de la couche supérieure composée de particules éparses plus grosses que les matériaux de la couche sous-jacente (e.g., à Gusev Crater avec l'observation FRT#C9FB et à Meridiani Planum avec les observations FRT#B6B5-334D, FRT#193AB) (Figure 5.29).

— Texture de surface élevée ($\bar{\theta} \gtrsim 20°$). Ces surfaces correspondent dans notre cas à des stratifications latérales (e.g., à Capri Mensa avec l'observation FRT#A82E et à Hol-

den Crater avec l'observation FRT#C1D1) mises à l'air libre par érosion, à des affleurements rugueux et fracturés liés à la dessiccation (e.g., Meridiani Planum avec les observations FRT#B6B5-334D, FRT#193AB et dans les terrains noachiens avec l'observation FRT#163B2) ou à des rugosités héritées d'un mode de cristallisation comme les évaporites dans la région de Terra Sirenum (FRT#A941-A102) similaires aux dépôts de sels des Death Valley en Californie (Figure 5.29).

— *D'un point de vue géologique.* Le paramètre de rugosité macroscopiquespermet de fournir des informations (i) sur l'organisation des grains entre eux dans le cas d'un milieu granulaire et (ii) sur la texture des affleurements.

— Matériaux granulaires. Les valeurs de rugosité macroscopique de surface permettent de distinguer les milieux homogènes (composés d'un même type de particules) très biens triés où les grains présentent des caractéristiques morphologiques semblables (e.g., taille des grains) disposés les uns à côté des autres (Figure 5.29) créant une texture très lisse. Ce type d'organisation est le reflet d'un transport principalement par saltation ou roulement (car présence de rides) induit par le vent. Au cours de ce transport, les grains ont subi une abrasion de leur surface suffisamment important pour émousser les grains. De plus ces surfaces sont plutôt compatibles avec un phénomène de tri granulométrique.

  Les valeurs de rugosité macroscopique de surface permettent de distinguer également les milieux en couche, où des particules/roches de tailles plus grandes peuvent recouvrir partiellement des particules plus petites. Ce cas est observé à deux endroits dans nos exemples : (i) à Meridiani Planum où des sphérules millimétriques recouvrent partiellement des matériaux granulaires basaltiques de plusieurs centaines de microns et (ii) dans Gusev crater où cette fois-ci ce sont des clastes de plusieurs centimètres qui recouvrent partiellement des matériaux granulaires basaltiques de plusieurs centaines de microns. Cette disposition éparse des matériaux de la couche supérieure et leur taille importante par rapport aux matériaux sous-jacents crée de grandes zones d'ombres induisant de fortes valeurs de rugosités macroscopiques (Figures 4.6 et 4.13). Dans le cas de Gusev crater cela nous informe sur la présence d'une population importante de matériaux d'éjecta qui peut être une contrainte pour la navigation des rovers dans ce type de surface.

— Affleurements. Les valeurs de rugosité macroscopique de surface permettent de distinguer les différents stades d'érosion de surface où les surfaces subissent parfois depuis plusieurs millions d'années une abrasion importante par le vent.

  On observe des surfaces montrant une texture très lisse, reflet de l'aplanissement des surfaces par abrasion forte par le vent. On distingue également des textures très rugueuses qui sont liées à leur mode de formation et d'évolution. C'est le cas avec les sels de chlorure à Terra Sirenum qui montrent une texture de surface très complexe liée à la précipitation ou la déstabilisation des sels, ou avec les sulfates de Meridiani Planum associés à des fentes de dessiccation témoignant d'une phase d'assèchement de la surface.

Sites	Unités	paramètre ω	paramètres b et c	paramètre θ-bar	représentation
Gusev Crater *FRT#C9FB*	grains de sables basaltiques	*ω~0.55* $(n,k)_{bas}$ identique que les poussières *grains plus grossiers*	*b < 0.4, c > 0.6* densité moyenne de diffuseurs internes (cristaux, pores)	*15<θ-bar<20°*	
	poussières	*ω~0.85* $(n,k)_{pous}$ identique aux grains basaltiques agrégat *grains plus fins*	-		
Meridiani Planum *FRT#B6B5-FRT#334D* *FRT#193AB*	monocouche de sphérules riche en hématite sur un matériau granulaire de type sable	*ω~0.5* (n,k,d) grains grossiers (mm) and k élevé	*b < 0.4, c > 0.6* densité moyenne de diffuseurs internes (strie de croissance, cristaux, pores)	*15<θ-bar<20°*	
	sphérules riche en hématite sur un affleurement «brillant» riche en sulfate et fortement fracturé	*ω~0.7* $(n,k)_{sul}$ *grains plus fins*	*b < 0.4, c > 0.6* densité moyenne de diffuseurs internes (strie de croissance, cristaux, pores)	*20<θ-bar<25°*	
	sphérules riche en hématite sur un affleurement «sombre» riche en sulfate	*ω~0.5* $(n,k)_{sul}$ *grains plus grossiers*	*b < 0.4, c > 0.6* densité moyenne de diffuseurs internes (cristaux, pores)	*θ-bar<10°*	
Terra Sirenum *FRT#A941-FRT#A102*	cristaux de sels de chlorure	*ω~0.7* (n,k,d) *peu absorbant à 750 nm et/ou grains fins*	*b > 0.5, c < 0.5* grains transparents (sans diffuseurs)	*25<θ-bar<30°*	
	grains basaltiques - manteau éolien + rides	*ω~0.5* (n,k,d) *absorbant à 750 nm et/ou grains grossiers*	*b < 0.5, c < 0.5* peu de diffuseurs internes / agrégats	*10<θ-bar<15°*	

FIGURE 5.29 – Synthèse des résultats photométriques.

Les exemples présentés ont permis de mettre en avant la présence d'une grande variabilité des valeurs des paramètres photométriques à travers l'albedo de diffusion simple, les paramètres de la fonction de phase et le paramètre de rugosité macroscopique, qui traduisent des compositions, des tailles, des structures internes des grains et des textures de surface variés. Cette variabilité est le reflet d'une grande diversité et complexité des processus géologiques qui ont formé et fortement modelé la surface de Mars au cours du temps.

Une des nouveautés observée dans cette étude est que les matériaux riches en minéraux associés à l'activité de l'eau sont associés à un comportement de diffusion principalement vers l'avant avec un lobe de diffusion plutôt étroit. Ce type de comportement est très peu observé dans les matériaux des surfaces planétaires. En effet, généralement, on constate que les matériaux des surfaces planétaires ont un comportement de diffusion majoritairement vers l'arrière, reflet de leur complexité morphologique (forme et rugosité des grains) et structurelle (interne) comme la majorité des matériaux lunaires (e.g., *Sato et al.*, 2014; *Souchon et al.*, 2013), des matériaux basaltiques martiens (e.g., *Jehl et al.*, 2008; *Vincendon*, 2013; *Fernando et al.*, 2014) ou de la surface des satellites glacés (e.g., *Verbiscer et al.*, 1990). Ce comportement peut en partie s'expliquer par les effets du "space weathering" (bombardement de météorites et du vent solaire) qui déstructurent les matériaux. On retrouve un comportement de diffusion principalement vers l'avant sur Terre avec la glace d'eau (e.g., *Verbiscer et al.*, 1990) par exemple. Sur la Lune, aucune évidence n'a été faite en surface, mais seule des matériaux apportés par les missions Apollo, broyés et analysés en laboratoire ont montré

Sites	Unités	paramètre ω	paramètres b et c	paramètre θ-bar	représentation
Holden crater *FRT#C1D1* *FRT#BB9F*	affleurement riche en phyllosilicate	*ω~0.7* (n,k,d) *peu absorbant à 750 nm et/ou grains fins*	*b > 0.5, c < 0.5* grains transparents (sans diffuseurs)	*20<θ-bar<25°* *θ-bar<10°*	
	grains basaltiques riche en olivine - manteau éoliens	*ω~0.4* (n,k,d) *absorbant à 750 nm et/ou grains grossiers*	*b < 0.4, c > 0.6* densité moyenne de diffuseurs internes (cristaux, pores)	*θ-bar<10°*	
	grains basaltiques riche en olivine - cône alluvial	*ω~0.4* (n,k,d) *absorbant à 750 nm et/ou grains grossiers*	*b < 0.4, c > 0.6* densité moyenne de diffuseurs internes (cristaux, pores)	*θ-bar<10°*	
Eberswalde crater *FRT#18F01*	affleurement riche en phyllosilicate	*ω~0.6-0.7* (n,k,d) *peu absorbant à 750 nm et/ou grains fins*	*b > 0.5, c < 0.5* grains transparents (sans diffuseurs)	*10<θ-bar<15°*	
	grains basaltiques - manteau éolien + rides	*ω~0.4* (n,k,d) *absorbant à 750 nm et/ou grains grossiers*	*b < 0.5, c > 0.5* peu de diffuseurs internes / agrégats	*θ-bar<10°*	
Mawrth Vallis *FRT#117BB*	affleurement riche en phyllosilicate	*ω~0.8* (n,k,d) *peu absorbant à 750 nm et/ou grains fins*	*b > 0.5, c < 0.5* grains transparents (sans diffuseurs)	*θ-bar<10°*	
	grains basaltiques (px) - manteau éolien + rides	*ω~0.7* (n,k,d) *absorbant à 750 nm et/ou grains grossiers*	*b < 0.5, c < 0.5* peu de diffuseurs internes / agrégats	*θ-bar<10°*	

FIGURE 5.30 – (suite)

ce comportement. Sur Mars, la diffusion vers l'avant a été observée au niveau de la couverture de poussières dans la région de Gusev Crater (*Jehl et al.*, 2008) et au niveau de certaines roches basaltiques ou sédimentaires depuis des mesures in situ (*Johnson et al.*, 2006b,a). Une des questions que l'on peut se poser est pourquoi ce type de particules est observable sur Mars ? Plusieurs raisons peuvent l'expliquer. La première est que dans son passé, Mars a possédé une atmosphère qu'il lui a permis de maintenir un environnement propice à des dépôts de matériaux fins, homogènes en milieu calme et aqueux. De plus, la présence d'une atmosphère même ténue, suffit à protéger et préserver les matériaux de surface des bombardements des particules énergétiques du vent solaire qui modifient la nature et la structure des matériaux, ce qui n'est pas le cas pour les surfaces sans atmosphère comme la Lune et les satellites glacés. Une autre explication est que des matériaux ayant ce type de comportement existent mais sont masqués par un autre matériau. Comme je l'ai discuté dans le Chapitre 2, Sous-section 2.3, un mélange de matériaux en couche et notamment dans le cas où les matériaux de la couche supérieure sont plus absorbants alors il est difficile d'interpréter les résultats photométriques. Pour expliquer le fait que les surfaces des satellites glacés sont majoritairement diffusants vers l'arrière, **?** suggèrent que la présence d'une monocouche de grains sombres diffusant principalement vers l'arrière reposant sur une surface composée de glace d'eau peut créer un comportement de diffusion global majoritairement vers l'arrière.

Pour aller pour loin dans les interprétations des paramètres photométriques, des études expérimentales sont nécessaires. En effet, des mesures spectro-photométriques de laboratoire sur des

Sites	Unités	paramètre ω	paramètres b et c	paramètre θ-bar	représentation
Plaines noachiennes *FRT#163B2*	affleurement riche en phyllosilicate	*ω~0.6* (n,k,d) *peu absorbant à 750 nm et/ou grains fins*	*b < 0.5, c < 0.5* peu de diffuseurs internes / agrégats	*25<θ-bar<30°*	
	affleurement basaltique	*ω~0.4* (n,k,d) *absorbant à 750 nm et/ou grains grossiers*	*b < 0.4, c > 0.6* densité moyenne de diffuseurs internes (cristaux, pores)	*15<θ-bar<20°*	
Eridana Basin *FRT#951C*	affleurement riche en phyllosilicate	*ω~0.6-0.7* (n,k,d) *peu absorbant à 750 nm et/ou grains fins*	*b < 0.4, c > 0.6* densité moyenne de diffuseurs internes (cristaux, pores)	*15<θ-bar<20°*	
	affleurement basaltique ?	*ω~0.5* (n,k,d) *absorbant à 750 nm et/ou grains grossiers*	*b < 0.4, c > 0.6* densité moyenne de diffuseurs internes (cristaux, pores)	*θ-bar<10°*	
Capri Mensa *FRT#A82E*	affleurement riche en sulfate	*ω~0.8* (n,k,d) *peu absorbant à 750 nm et/ou grains fins*	*b > 0.5, c < 0.5* grains transparents (sans diffuseurs)	*20<θ-bar<25°* *θ-bar~15°*	
	grains basaltiques - manteau éoliens	*ω~0.6* (n,k,d) *absorbant à 750 nm et/ou grains grossiers*	*b < 0.5, c < 0.5* peu de diffuseurs internes / agrégats	*θ-bar<10°*	

FIGURE 5.31 – (suite)

échantillons naturels analogues (d'un point de leur composition mais aussi et surtout de leur état de surface) sont indispensables afin de relier les paramètres photométriques aux propriétés physiques des matériaux. D'autre part, peu d'informations existent concernant les constantes optiques (n et k) pour des matériaux analogues purs. Ces dernières peuvent être déduites de manière indirecte à partir de mesures de laboratoire de spectres de poudres pures en utilisant un modèle de diffusion comme le modèle de Hapke (*Lucey*, 1998) mais aussi à partir de mesures plus directes en lame fine.

D'autres observations CRISM sont en cours d'analyse pour compléter ces observations et pour enrichir notre connaissance des propriétés physiques des matériaux afin de mieux identifier et caractériser les processus géologiques.

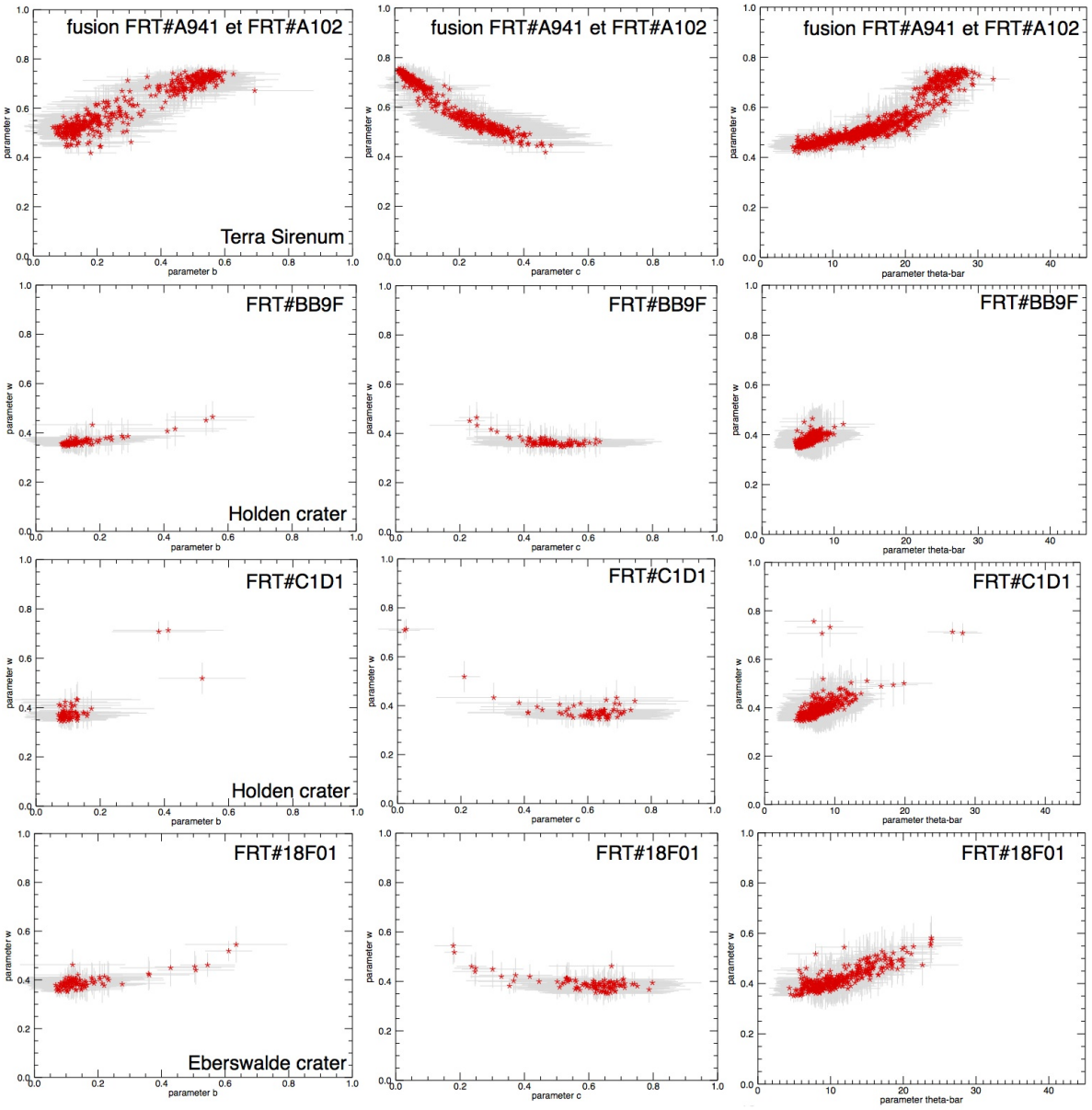


FIGURE 5.32 – Corrélation entre le paramètre d'albedo de diffusion simple ω, le paramètre d'asymétrie b (colonne de gauche), la fraction de rétrodiffusion c (colonne centrale) et le paramètre de rugosité macroscopique $\bar{\theta}$ (colonne de droite) pour les observations FRT#A941-A102, FRT#BB9F, FRT#C1D1, FRT#18F01.

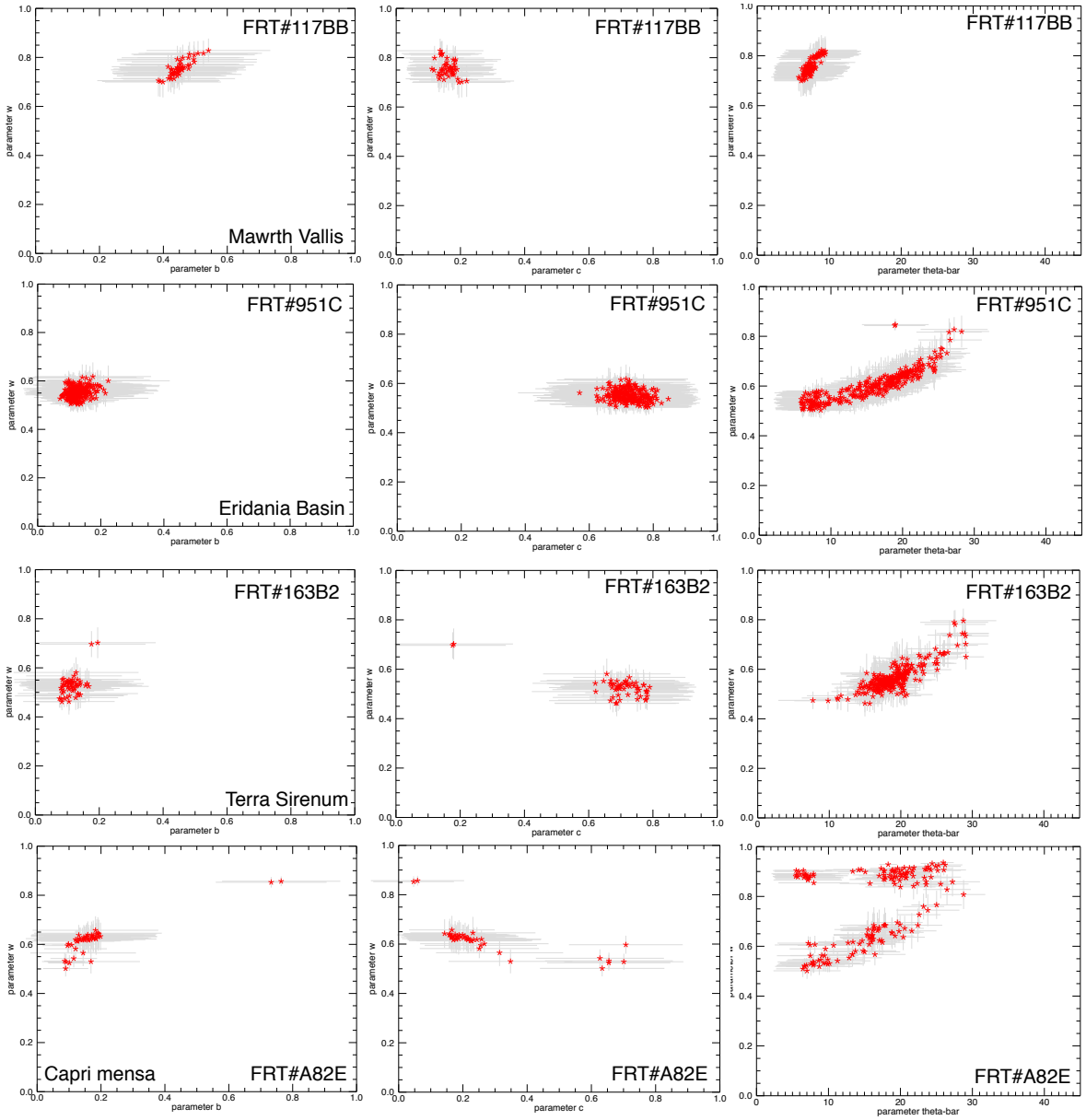


FIGURE 5.33 – Corrélation entre le paramètre d'albedo de diffusion simple ω, le paramètre d'asymétrie b (colonne de gauche), la fraction de rétrodiffusion c (colonne centrale) et le paramètre de rugosité macroscopique $\bar{\theta}$ (colonne de droite) pour les observations FRT#117BB, FRT#951C, FRT#163B2 et FRT#A82E.

Conclusions et perspectives

La planète Mars est une cible d'étude particulièrement intéressante car elle partage des similarités avec la Terre comme la présence d'une atmosphère, d'une hydrosphère, d'une cryosphère et d'une lithosphère avec des échanges entre ces différentes enveloppes. De ce point de vue, étudier Mars revient à étudier une autre Terre pour mieux comprendre les processus d'évolution de notre histoire géologique.

L'objectif principal de cette thèse est d'obtenir des informations sur les propriétés physiques des matériaux de la surface de Mars (e.g. taille, forme, structure interne des grains, rugosité du régolithe) en utilisant la technique de photométrie, en particulier grâce au spectro-imageur CRISM.

Pour cela, j'ai développé et validé une approche basée sur l'utilisation des onze images hyperspectrales multi-angulaires CRISM, prises à des angles d'émergence différents entre 0 et 70° qui me donnent accès aux comportements de diffusion des matériaux de surface. J'ai dressé des cartes des paramètres photométriques afin d'étudier leurs variations, reflet des variations des propriétés physiques de la surface. Pour cela, mon approche est basée sur deux étapes. La première est la correction de la contribution atmosphérique (aérosols minéraux) à l'aide de l'algorithme nommé MARS-ReCO, développé en collaboration avec X. Ceamanos et S. Douté (IPAG) (Chapitre 3, Section 3.2). L'avantage de cet outil est une meilleure estimation de la réflectance de surface grâce à la prise en compte de l'hypothèse non-lambertienne des aérosols minéraux et des matériaux de surface. J'ai pu montrer sur un cas réel l'avantage de cette méthode (Chapitre 3, Section 3.5). La seconde étape, qui correspond à la partie développée au cours de ma thèse, est l'analyse des données de surface en inversant le modèle photométrique de Hapke à l'aide d'une approche bayésienne (Chapitre 3, Section 3.3). L'avantage de l'inversion bayésienne comparée aux autres méthodes de résolution est l'estimation d'une densité de probabilité pour chacun des paramètres permettant d'estimer proprement les incertitudes pour chacun des paramètres. L'estimation précise des incertitudes permet de contrôler la fiabilité des estimations, compte tenu du faible échantillonnage et de la diversité restreinte des données photométriques spatiales.

Le modèle photométrique choisi dépend de six paramètres de surface qui sont l'albedo de diffusion, les paramètres de la fonction de phase, la rugosité macroscopique de surface, paramètres reliés aux propriétés physiques des matériaux comme la taille, la structure interne, la forme, la rugosité des grains, et la rugosité de la surface. L'ensemble de la méthodologie a été validé en comparant les résultats photométriques estimés à partir des observations CRISM avec ceux estimés à partir des données photométriques in situ au niveau des sites d'atterrissage de MER-Spirit et MER-Opportunity, où de

bonnes concordances des résultats ont été observées (Chapitre 3, Section 3.5).

Les tests synthétiques sur des jeux de paramètres photométriques et des géométries variés ont tout d'abord montré qu'il était possible d'estimer de façon précise les paramètres photométriques à partir d'une seule observation CRISM malgré un échantillonnage géométrique limité. Dans certains cas, il n'est pas possible d'obtenir des solutions suffisamment bien contraintes mais j'ai proposé la solution de fusionner plusieurs observations présentant des géométries d'acquisition variées. Les tests ont également permis d'estimer de manière quantitative les conditions géométriques favorables pour une estimation précise de chacun des paramètres photométriques pour tous les types de surface possibles. Les situations les plus favorables sont celles où les mesures photométriques sont prises proche du plan principal et à des angles d'incidence supérieurs à 50° permettant d'avoir une large gamme d'angles de phase (Chapitre 3, Section 3.4).

Afin d'étudier les variations spatiales des propriétés de diffusion des matériaux de la surface de Mars, j'ai développé des outils pour la cartographie des paramètres photométriques. Une première application a été menée au niveau des sites d'atterrissage des rovers MER (Gusev Crater et Meridiani Planum), où des données orbitales et in situ sont disponibles, ces dernières étant utilisées comme «vérité terrain» pour appuyer les interprétations des paramètres photométriques estimés (Chapitre 4). Les résultats obtenus sont cohérents avec les données in situ (photométriques et imageries). Dans cette partie, je fournis des cartes des paramètres photométriques autour du trajet des rovers permettant d'avoir accès aux informations des propriétés des matériaux sur une étendue plus importante que les données in situ. J'ai proposé une interprétation de chacun des paramètres que j'ai tenté de relier aux propriétés physiques afin d'établir les processus géologiques de formation. Les résultats montrent des propriétés de diffusion variées au sein d'une observation CRISM (10x10km) suggérant des processus géologiques locaux (e.g., processus éoliens, fragmentation de la croûte par impact). La diversité photométrique des surfaces observée encourage à étendre cette étude à divers autres contextes géologiques.

Dans le dernier chapitre (Chapitre 5), j'ai exposé l'amorce d'une étude plus systématique. Après avoir dressées les cartes de la répartition de l'ensemble des observations CRISM utilisables pour une étude photométrique, je me suis focalisée sur des sites présentant des matériaux riches en minéraux associés à l'activité de l'eau passée. À travers les exemples présentés, une très grande variabilité des paramètres photométriques (albedo de diffusion simple, fonction de phase et rugosité macroscopique) est observée, traduisant des compositions, des tailles, des structures internes des grains et des textures de surface variés. Cette variabilité est le signe d'une grande diversité des processus géologiques martiens. Jusqu'à présent les matériaux des surfaces planétaires explorés sont caractérisés par un comportement de diffusion majoritairement vers l'arrière, reflet de leur complexité morphologique et structurelle, très souvent due aux effets de bombardement. Cependant, un comportement de diffusion principalement vers l'avant avec un lobe de diffusion plutôt étroit est observé et est associé dans nos exemples aux matériaux riches en minéraux associés à l'activité de l'eau. Ce type de comportement est peu observé sur les surfaces des corps du Système Solaire. Comme discuté dans le Chapitre 5, l'existence d'une atmosphère dans le passé de Mars a permis de maintenir un environnement

propice à des dépôts de matériaux fins, homogènes en milieu calme et aqueux. La présence d'une atmosphère même fine protège et préserve les matériaux de surface des bombardements cosmiques qui ont tendance à déstructurer les matériaux.

Ces premières découvertes nous encouragent à poursuivre les investigations photométriques afin de compléter nos connaissances sur les propriétés physiques des matériaux. Grâce aux développement effectués au cours de cette thèse, nous disposons d'un nouveau jeu de données exploitable et combinable avec tout autres jeux de données plus classiques sur Mars comme les données spectroscopiques (e.g., OMEGA/MEx, CRISM/MRO), l'imagerie (e.g., CTX/MRO, HiRISE/MRO), la topographie (e.g., MOLA/MGS, HiRISE/MRO) et l'inertie thermique (e.g., THEMIS/MO) permettant de mieux contraindre les processus de formation et d'évolution qui ont formé et modelé la surface martienne. Une perspective de ce travail de thèse serait le traitement systématique de toutes les observations CRISM le permettant.

De plus, grâce à l'amélioration de l'algorithme de correction de la contribution atmosphérique MARS-ReCO III qui permet l'estimation simultanée de la profondeur optique des aérosols, il sera possible d'explorer les diverses longueurs d'onde disponibles des observations CRISM (0.3 à 3.9 μm). Les paramètres photométriques pourront ainsi être estimés non plus sur une longueur d'onde, comme fait durant cette thèse, mais sur une plus large gamme de longueurs d'onde. Cette perspective nous permettra d'étudier la dépendance des paramètres photométriques à la longueur d'onde et de comprendre le lien entre les variations des paramètres et l'état physique de la surface.

La photométrie est une technique innovante et offre des perspectives pour l'étude des autres corps du Système Solaire. En effet, la méthodologie développée est applicable pour l'exploration d'autres corps telluriques si l'on dispose d'un instrument permettant d'acquérir plusieurs images d'un même site à des conditions géométriques différentes. On peut citer par exemple le spectro-imageur VIMS/Cassini pour l'étude de la surface de Titan et la camera LROC/LRO et le radiomètre Diviner/LRO pour l'étude de la surface de Lune. Cette perspective permettrait d'étendre nos connaissances des propriétés physiques des matériaux des surfaces planétaires.

La photométrie offre également des perspectives pour l'amélioration de l'estimation des proportions relatives des phases minérales au sein du régolithe. Cette amélioration pourrait apporter des contraintes cruciales pour déterminer les processus géologiques et les conditions environnementales lors de leur formation et de leur évolution. En effet, les surfaces planétaires sont des mélanges (souvent intimes) de différents matériaux (composition et/ou composition chimique). Ainsi un spectre de réflectance d'un mélange intime est une fonction non-linéaire des spectres de chacun des composants purs mais aussi de la taille, la forme et la structure interne des grains qui influencent également les abondances relatives estimées des différentes phases présentes. Par conséquent, à travers la détermination de l'albedo de diffusion simple et de la fonction de phase couplée, il est possible de mieux estimer les abondances de phases minérales. *Mustard and Pieters* (1989) ont démontré à partir de données de laboratoire que si les propriétés de diffusion des matériaux sont bien caractérisées (albedo de diffusion simple et fonction de phase) et incorporées aux analyses alors des estimations des abondances fiables peuvent être obtenues.

Un autre volet à explorer pour mieux interpréter les données spectro-photométriques spatiales et pour mieux comprendre le lien entre les paramètres photométriques (par exemple ceux du modèle de Hapke) et les paramètres physiques des matériaux, c'est l'étude spectro-photométriques en laboratoire.

Pour cela, il est important tout d'abord de constituer une base de données spectro-photométriques de matériaux purs, naturels, typiques des matériaux des surfaces des corps planétaires (e.g. Lune, Mars) et bien caractérisés. Divers échantillons de compositions variées pourront être étudiés, comme les matériaux volcaniques (e.g. verres, basaltes plus ou moins cristallisés) et les matériaux sédimentaires (e.g. sels comme les sulfates, phyllosilicates, hydroxyde). Aussi, des échantillons de propriétés physiques variées (e.g. taille, forme, structure interne, rugosité de surface des grains) seraient intéressants à étudier. Cette base permettra de mettre en évidence les variabilités des paramètres photométriques et les paramètres photométriques typiques rencontrés pour différents types de matériaux. Elle permettra aussi de calibrer et de valider les modélisations analytiques du transfert radiatif.

Un autre point que j'ai souligné au cours de la thèse, est que la plupart des mesures spectro-photométriques en laboratoire se concentre sur des analogues en terme minéralogique et non sur leur état de surface. En effet, les grains sont généralement broyés artificiellement, un mécanisme non observé dans des environnements naturels qui a un impact sur la forme et la rugosité de la surface des grains. La forme et la rugosité de surface des grains sont des paramètres clés pour l'étude des processus de transport et d'érosion dans les milieux éoliens et aqueux. Les paramètres de la fonction de phase de la particule (paramètre d'asymétrie b, et fraction de rétrodiffusion c du lobe de diffusion) sont reliés à la forme, à la structure interne et à la rugosité de la surface des grains (*Hapke*, 1993, 2012b). Cependant, l'influence de la forme et de la rugosité de surface des grains sur les paramètres de la fonction de phase est mal-connue. Afin d'étudier cette influence sur la courbe photométrique et sur les paramètres photométriques notamment les paramètres de la fonction de phase, j'ai commencé à développer au cours de la thèse une expérience simulant l'érosion de grains naturels permettant de changer progressivement la forme des grains. Le but est d'éroder les grains de façon mécanique et naturelle. Le protocole doit permettre d'obtenir de façon efficace et rapide des grains d'origine scoriacée (rugueuse), plus lisse, en d'autres termes de réduire les facettes présentes à la surface des grains. La solution apportée pour cette étude est d'effectuer une érosion mécanique grain contre grain pour émousser les grains de façon homogène sur toutes les faces. Des échantillons de pouzzolanes (env. 5 mm de diamètre) de la chaîne des Puy (Auvergne) ont été sélectionnés. Les grains ont été érodés et des mesures spectro-photométriques ont été acquises en utilisant le spectro-photogoniomètre de l'IPAG à Grenoble. Les analyses des courbes spectro-photométriques sont en cours de traitement. Des études similaires pourront être faites à partir de divers échantillons afin de reproduire diverses formes et rugosités de surface de grains dans des conditions naturelles.

Pour finir, il serait intéressant d'explorer la variabilité des paramètres photométriques en fonction de la longueur d'onde. Cet effort permettrait de comprendre à quelles échelles de rugosités de surface et de structures internes des grains sont sensibles les photons lorsque la longueur d'onde varie. Je

travaille actuellement sur un projet en collaboration avec C. Pilorget (Caltech, Californie, USA), B. Ehlmann (Caltech, Californie, USA) et F. Schmidt (GEOPS, France) sur l'étude de la variabilité des paramètres photométriques en fonction de la longueur d'onde dans le visible et le proche-infrarouge, à partir de mesures spectro-photométriques sur des échantillons naturels avec des compositions et des propriétés physiques variées. Après une caractérisation précise des propriétés physiques (taille, forme, rugosité de surface, structure interne) de chacun des échantillons, les paramètres photométriques seront estimés à chaque longueur d'onde en inversant le modèle photométrique de Hapke à partir des courbes photométriques, à l'aide de l'approche bayésienne développée au cours de la thèse. Cette étude constituera un support pour l'interprétation des paramètres photométriques à différentes longueurs d'onde.

Bibliographie

Ackiss, S. E., and J. J. Wray, Hydrated sulfates in the southern high latitudes of mars, *43th Lunar and Planetary Science Conference*, *abstract 2434*, 2012.

Acuna, M. H., J. E. P. Connerney, N. F., Ness, R. P. Lin, D. Mitchell, C. W. Carlson, J. McFadden, K. A. Anderson, H. Reme, C. Mazelle, D. Vignes, P. Wasilewski, and P. Cloutier, Global distribution of crustal magnetization discovered by the mars global surveyor mag/er experiment, *Science*, *284*(5415), 790–793, doi :10.1126/science.284.5415.790, 1999.

Adeli, S., E. Hauber, L. Le Deit, and R. Jaumann, Different phyllosilicate-rich materials on the terra sirenum region, mars, *44th Lunar and Planetary Science Conference*, *abstract 2752*, 2013.

Ansan, V., N. Mangold, G. E. Masson, P., and G. Neukum, Topography of valley networks on mars from mars express high resolution stereo camera digital elevation models, *J. Geophys. Res.*, *113*, E07,006, doi : 10.1029/2007JE002986, 2008.

Arvidson, R. E., R. C. Anderson, P. Bartlett, J. F. Bell, D. Blaney, P. R. Christensen, P. Chu, L. Crumpler, K. Davis, B. L. Ehlmann, R. Fergason, M. P. Golombek, S. Gorevan, J. A. Grant, R. Greeley, E. A. Guinness, A. F. C. Haldemann, K. Herkenhoff, J. Johnson, G. Landis, R. Li, R. Lindemann, H. McSween, D. W. Ming, T. Myrick, L. Richter, F. P. Seelos, S. W. Squyres, R. J. Sullivan, A. Wang, and J. Wilson, Localization and physical properties experiments conducted by spirit at gusev crater, *Science*, *305*, 821–824, doi :10.1126/science.1099922, 2004.

Arvidson, R. E., F. Poulet, R. V. Morris, J.-P. Bibring, I. Bell, J. F., S. W. Squyres, P. R. Christensen, G. Bellucci, B. Gondet, B. L. Ehlmann, W. H. Farrand, R. L. Fergason, M. Golombek, J. L. Griffes, J. Grotzinger, E. A. Guinness, K. E. Herkenhoff, J. R. Johnson, G. Klingelhofer, Y. Langevin, D. Ming, K. Seelos, R. J. Sullivan, J. G. Ward, S. M. Wiseman, and M. Wolff, Nature and origin of the hematite-bearing plains of terra meridiani based on analyses of orbital and mars exploration rover data sets, *J. Geophys. Res.*, *111*, E12S08, doi :10.1029/2006JE002728, 2006a.

Arvidson, R. E., S. W. Squyres, R. C. Anderson, I. Bell, J. F., D. Blaney, J. Bruckner, N. A. Cabrol, W. M. Calvin, M. H. Carr, P. R. Christensen, B. C. Clark, L. Crumpler, D. J. Des Marais, J. de Souza, P. A., C. d'Uston, T. Economou, J. Farmer, W. H. Farrand, W. Folkner, M. Golombek, S. Gorevan, J. A. Grant, R. Greeley, J. Grotzinger, E. Guinness, B. C. Hahn, L. Haskin, K. E. Herkenhoff, J. A. Hurowitz, S. Hviid, J. R. Johnson, G. Klingelhofer, A. H. Knoll, G. Landis, C. Leff, M. Lemmon, R. Li, M. B. Madsen, M. C. Malin, S. M. McLennan, H. Y. McSween, D. W. Ming, J. Moersch, R. V. Morris, T. Parker, J. Rice, J. W., L. Richter, R. Rieder, D. S. Rodionov, C. Schroder, M. Sims, M. Smith, P. Smith, L. A. Soderblom, R. Sullivan, S. D. Thompson, N. J. Tosca, A. Wang, H. Wanke, J. Ward, T. Wdowiak, M. Wolff, and

A. Yen, Overview of the spirit mars exploration rover mission to gusev crater : Landing site to backstay rock in the columbia hills, *J. Geophys. Res.*, *111*, E02S01, doi :10.1029/2005JE002499, 2006b.

Arvidson, R. E., S. W. Ruff, R. V. Morris, D. W. Ming, L. S. Crumpler, A. S. Yen, S. W. Squyres, R. J. Sullivan, J. F. Bell, N. A. Cabrol, B. C. Clark, W. H. Farrand, R. Gellert, R. Greenberger, J. A. Grant, E. A. Guinness, K. E. Herkenhoff, J. A. Hurowitz, J. R. Johnson, G. Klingelhofer, K. W. Lewis, R. Li, T. J. McCoy, J. Moersch, H. Y. McSween, S. L. Murchie, M. Schmidt, C. Schroder, A. Wang, S. Wiseman, M. B. Madsen, W. Goetz, and S. M. McLennan, Spirit mars rover mission to the columbia hills, gusev crater : Mission overview and selected results from the cumberland ridge to home plate, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *113*(E12), n/a–n/a, doi :10.1029/2008JE003183, 2008.

Arvidson, R. E., J. W. Ashley, J. F. Bell, M. Chojnacki, J. Cohen, T. E. Economou, W. H. Farrand, R. Fergason, I. Fleischer, P. Geissler, R. Gellert, M. P. Golombek, J. P. Grotzinger, E. A. Guinness, R. M. Haberle, K. E. Herkenhoff, J. A. Herman, K. D. Iagnemma, B. L. Jolliff, J. R. Johnson, G. Klingelhoefer, A. H. Knoll, A. T. Knudson, R. Li, S. M. McLennan, D. W. Mittlefehldt, R. V. Morris, T. J. Parker, M. S. Rice, C. Schroder, L. A. Soderblom, S. W. Squyres, R. J. Sullivan, and M. J. Wolff, Opportunity mars rover mission : Overview and selected results from purgatory ripple to traverses to endeavour crater, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *116*(E7), n/a–n/a, doi :10.1029/2010JE003746, 2011.

Arvidson, R. E., S. W. Squyres, J. F. Bell, J. G. Catalano, B. C. Clark, L. S. Crumpler, P. A. de Souza, A. G. Fairen, W. H. Farrand, V. K. Fox, R. Gellert, A. Ghosh, M. P. Golombek, J. P. Grotzinger, E. A. Guinness, K. E. Herkenhoff, B. L. Jolliff, A. H. Knoll, R. Li, S. M. McLennan, D. W. Ming, D. W. Mittlefehldt, J. M. Moore, R. V. Morris, S. L. Murchie, T. J. Parker, G. Paulsen, J. W. Rice, S. W. Ruff, M. D. Smith, and M. J. Wolff, Ancient aqueous environments at endeavour crater, mars, *Science*, *343*(6169), doi :10.1126/science.1248097, 2014.

Baker, V. R., The channels of mars, *University of Texas Press, Austin*, 1982.

Baker, V. R., R. G. Strom, V. C. Gulick, J. S. Kargel, G. Komatsu, and V. S. Kale, Ancient oceans, ice sheets and the hydrological cycle on mars, *Nature*, *352(6336)*, 589Ð594, doi :10.1038/352589a0, 1991.

Barlow, N., Mars : An introduction to its interior ; surface and atmosphere, *Cambridge University Press, Cambridge*, *UK*, 2008.

Barlow, N. G., and T. L. Bradley, Martian impact craters : Correlations of ejecta and interior morphologies with diameter, latitude, and terrain, *Icarus*, *87*(1), 156 – 179, doi :http://dx.doi.org/10.1016/0019-1035(90)90026-6, 1990.

Beard, D. C., and P. K. Weyl, Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand, *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, *51*, 349Ð369, 1973.

Beck, P., A. Pommerol, N. Thomas, B. Schmitt, F. Moynier, and J.-A. Barrat, Photometry of meteorites, *Icarus*, *218*, 364–377, doi :10.1016/j.icarus.2011.12.005, 2012.

Bell, I., J. F., S. W. Squyres, K. E. Herkenhoff, J. N. Maki, H. M. Arneson, D. Brown, S. A. Collins, A. Dingizian, S. T. Elliot, E. C. Hagerott, A. G. Hayes, M. J. Johnson, J. R. Johnson, J. Joseph, K. Kinch, M. T. Lemmon, R. V. Morris, L. Scherr, M. Schwochert, M. K. Shepard, G. H. Smith, J. N. Sohl-Dickstein, R. J. Sullivan, W. T. Sullivan, and M. Wadsworth, Mars exploration rover athena panoramic camera (pancam) investigation, *J. Geophys. Res.*, *108(E12)*, E128,063, doi :10.1029/2003JE002070, 2003.

Bell, J. (Ed.), *The Martian Surface : Composition, Mineralogy and Physical Properties*, Cambridge Univ. Press, 2008.

Bell, J. F., S. W. Squyres, R. E. Arvidson, H. M. Arneson, D. Bass, D. Blaney, N. Cabrol, W. Calvin, J. Farmer, W. H. Farrand, W. Goetz, M. Golombek, J. A. Grant, R. Greeley, E. Guinness, A. G. Hayes, M. Y. H. Hubbard, K. E. Herkenhoff, M. J. Johnson, J. R. Johnson, J. Joseph, K. M. Kinch, M. T. Lemmon, R. Li, M. B. Madsen, J. N. Maki, M. Malin, E. McCartney, S. McLennan, H. Y. McSween, D. W. Ming, J. E. Moersch, R. V. Morris, E. Z. N. Dobrea, T. J. Parker, J. Proton, J. W. Rice, F. Seelos, J. Soderblom, L. A. Soderblom, J. N. Sohl-Dickstein, R. J. Sullivan, M. J. Wolff, and A. Wang, Pancam multispectral imaging results from the spirit rover at gusev crater, *Science*, *305, no. 5685*, 800–806, doi :10.1126/science.1100175, 2004.

Bell III, J. F., M. J. Wolff, T. C. Daley, P. B. Crisp, S. W. Lee, J. T. Trauger, and R. W. Evans, Near-infrared imaging of mars from hst : Surface reflectance, photometric properties, and implications for mola data, *Icarus*, *138*, 25–35, doi :10.1006/icar.1998.6057, 1999.

Berman, D. C., and W. K. Hartmann, Recent fluvial, volcanic, and tectonic activity on the cerberus plains of mars, *Icarus*, *159 (1)*, 1Ð17, doi :S0019103502969204, 2002.

Bibring, J.-P., Y. Langevin, J. F. Mustard, F. Poulet, R. Arvidson, A. Gendrin, B. Gondet, N. Mangold, P. Pinet, F. Forget, and the OMEGA team, Global mineralogical and aqueous mars history derived from omega/mars express data, *Science*, *312*(5772), 400–404, doi :10.1126/science.1122659, 2006.

Bonnefoy, N., Developpement d'un spectrophoto-goniometre pour l'etude de la reflectance bidirectionnelle de surfaces geophysiques. application au soufre et perspectives pour le satellite io, Ph.D. thesis, Univ. Joseph Fourier - Grenoble I, Laboratoire de planetologie de Grenoble, 2001.

Bouley, S., and R. A. Craddock, Age dates of valley network drainage basins and subbasins within sabae and arabia terrae, mars, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *119*(6), 1302–1310, doi :10.1002/2013JE004571, 2014.

Bouley, S., R. A. Craddock, N. Mangold, and V. Ansan, Characterization of fluvial activity in parana valles using different age-dating techniques, *Icarus*, *207*, 686–698, doi :10.1016/j.icarus.2009.12.030, 2010.

Boynton, W. et al., Distribution of hydrogen in the near surface of mars : Evidence for subsurface ice deposits, *Science*, *297*, 81–85, doi :10.1126/science.1073722, 2002.

Bridges, N. T., P. E. Geissler, A. S. McEwen, B. J. Thomson, F. C. Chuang, K. E. Herkenhoff, L. P. Keszthelyi, and S. Martinez-Alonso, Windy mars : A dynamic planet as seen by the hirise camera, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L23,205,, doi :10.1029/2007GL031445, 2007.

Brown, A. J., and M. J. Wolff, Atmospheric modeling of the martian polar regions : One mars year of crism epf observations of the south pole, *Lunar Planet. Sci.*, *XXXIX*, abstract 1675, 2009.

Buratti, B. J., Voyager disk resolved photometry of the saturnian satellites, *Icarus*, *59*, 49–74, 1984.

Byrne, S., The polar deposits of mars, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, *37 (1)*, 535Ð 560., doi :annurev.earth.031208.100101, 2009.

Cabrol, N. A., E. A. Grin, M. H. Carr, B. Sutter, J. M. Moore, J. D. Farmer, R. Greeley, R. O. Kuzmin, D. J. DesMarais, M. G. Kramer, H. Newsom, C. Barber, I. Thorsos, K. L. Tanaka, N. G. Barlow, D. A. Fike, M. L. Urquhart, B. Grigsby, F. D. Grant, and O. de Goursac, Exploring gusev crater with spirit : Review of science objectives and testable hypotheses, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *108*(E12), n/a–n/a, doi :10.1029/2002JE002026, 2003.

Cantor, B. A., K. M. Kanak, and K. S. Edgett, Mars orbiter camera observations of martian dust devils and their tracks (september 1997 to january 2006) and theoretical vortex models, *J. Geophys. Res.*, *111*, E12,002, doi :10.1029/2006JE002700, 2006.

Carr, M. H., Volcanism on mars, *Journal of Geophysical Research*, *78*(20), 4049–4062, doi :10.1029/JB078i020p04049, 1973.

Carr, M. H., Water on mars., *Oxford Univ. Press, New York*, 1996.

Carr, M. H., Mars global surveyor observations of martian fretted terrain, *J. Geophys. Res.*, *106 (E10)*, 23,571Ð23,593., doi :10.1029/2000JE001316, 2001.

Carr, M. H., and G. D. Clow, Martian channels and valleys : Their characteristics, distribution, and age, *Icarus*, *48 (1)*, 91Ð117, doi :0019103581901561, 1981.

Carr, M. H., and J. W. Head, Geologic history of mars, *Earth and Planetary Science Letters*, *294*, 185–203, doi :10.1016/j.epsl.2009.06.042, 2010.

Carter, J., F. Poulet, J.-P. Bibring, N. Mangold, and S. Murchie, 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, doi :10.1029/2012JE004145, 2013.

Ceamanos, X., Evaluation des performances de l'analyse statistique et physique dÕimages hyperspectrales de mars application au capteur multi-angulaire crism, Ph.D. thesis, Univ. de Grenoble, 2011.

Ceamanos, X., S. Douté, J. Fernando, F. Schmidt, P. Pinet, and A. Lyapustin, Surface reflectance of mars observed by crism/mro : 1. multi-angle approach for retrieval of surface reflectance from crism observations (mars-reco), *J. Geophys. Res.*, *118*, doi :10.1029/2012JE004195, 2013.

Chandrasekhar, S., *Radiative Transfer*, Dover, Mineola, NY., 1960.

Cheng, A., and D. L. Domingue, Radiative transfer models for light scattering from planetary surfaces., *J. Geophys. Res.*, *105 (E4)*, 9477Ð9482, doi :10.1029/1999JE001170, 2000.

Chojnacki, M., J. Moerch, J. Wray, and D. Burr, The stratigraphy, composition and thermophysical properties of endeavour crater, meridiani planum, mars, from orbital remote sensing, *Lunar Planet. Sci.*, *XXXXI*, abstract 2175, 2010.

Christensen, P. R., Formation of recent martian gullies through melting of extensive water-rich snow deposits., *Nature*, *422 (6927)*, 45Ð48, doi :10.1038/nature01436, 2003.

Christensen, P. R., J. L. Bandfiel, R. N. Clark, K. S. Edgett, V. E. Hamilton, T. Hoefen, H. H. Kieffer, R. O. Kuzmin, M. D. Lane, M. C. Malin, R. V. Morris, J. C. Pearl, R. Pearson, T. L. Roush, S. W. Ruff, and M. D. Smith, Detection of crystalline hematite mineralization on mars by the thermal emission spectrometer : Evidence for near-surface water, *J. Geophys. Res.*, *115*, 9623–9642, doi :10.1029/1999JE001093, 2000.

Christensen, P. R., R. V. Morris, M. D. Lane, J. L. Bandfield, and M. C. Malin, Global mapping of martian hematite mineral deposits : Remnants of water-driven processes on early mars, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *106*(E10), 23,873–23,885, doi :10.1029/2000JE001415, 2001.

Christensen, P. R., B. M. Jakosky, H. H. Kieffer, M. C. Malin, H. Y. McSween, K. N. Jr., G. L. Mehall, S. H. Silverman, S. Ferry, M. Caplinger, and M. Ravine, The thermal emission imaging system (themis) for the mars 2001 odyssey mission, *SSR*, *110*, 85–130, doi :10.1023/B:SPAC.0000021008.16305.94, 2004a.

Christensen, P. R., M. B. Wyatt, T. D. Glotch, A. D. Rogers, S. Anwar, R. E. Arvidson, J. L. Bandfield, D. L. Blaney, C. Budney, W. M. Calvin, A. Fallacaro, R. L. Fergason, N. Gorelick, T. G. Graff, V. E. Hamilton, A. G. Hayes, J. R. Johnson, A. T. Knudson, H. Y. M. Jr., G. L. Mehall, L. K. Mehall, J. E. Moersch, R. V. Morris, M. D. Smith, S. W. Squyres, S. W. Ruff, and M. J. Wolff, Mineralogy at meridiani planum from the mini-tes experiment on the opportunity rover, *Science*, *306*, 1733, doi :10.1126/science.1104909, 2004b.

Clancy, R. T., and S. W. Lee, A new look at dust and clouds in the mars atmosphere : analysis of emission-phase-function sequences from global viking irtm observations, *Icarus*, *93*, 135–158, doi : 10.1016/0019-1035(91)90169-T, 1991.

Clancy, R. T., M. J. Wolff, and P. R. Christensen, Mars aerosol studies with the mgs tes emission phase function observations : Optical depths, particle sizes, and ice cloud types versus latitude and solar longitude, *J. Geophys. Res.*, *E9*, 5098, doi :10.1029/2003JE002058, 2003.

Cord, A., Heterogeneite optique et reflectance spectrale des surfaces planetaires solides : Etudes experimentales et theoriques, Ph.D. thesis, Univ. Paul Sabatier, 2003.

Cord, A. M., P. C. Pinet, Y. Daydou, and S. D. Chevrel, Planetary regolith surface analogs : optimized determination of hapke parameters using multi-angular spectro-imaging laboratory data, *Icarus*, *165*, 414–427, doi :10.1016/S0019-1035(03)00204-5, 2003.

Cord, A. M., P. C. Pinet, Y. Daydou, and S. D. Chevrel, Experimental determination of the surface photometric contribution in the spectral reflectance deconvolution processes for a simulated martian crater-like regolithic target, *Icarus*, *175*, 78–91, doi :10.1016/j.icarus.2004.08.010, 2005.

Costard, F., F. Forget, N. Mangold, and J. P. Peulvast, Formation of recent martian debris flows by melting of near-surface ground ice at high obliquity, *Science*, *295 (5552)*, 110Ð113., 2002.

Costard, F., The spatial distribution of volatiles in the martian hydrolithosphere, *Earth, Moon, and Planets*, *45*(3), 265–290, doi :10.1007/BF00057747, 1989.

Craddock, R. A., and A. D. Howard, The case for rainfall on a warm, wet early mars, *J. Geophys. Res.*, *107*, E11, doi :10.1029/2001JE001505, 2002.

Cull, S., R. E. Arvidson, M. Mellon, S. Wiseman, R. Clark, T. Titus, R. V. Morris, and P. McGuire, Seasonal h2o and co2 ice cycles at the mars phoenix landing site : 1. prelanding crism and hirise observations, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *115*(E4), n/a–n/a, doi :10.1029/2009JE003340, 2010.

de Grenier, M., and P. C. Pinet, Near-opposition martian limb-darkening : quantification and implication for visible-near-infrared bidirectional reflectance studies, *Icarus*, *115*, 354Ð368, doi :10.1006/icar.1995.1103, 1995.

Dickson, J. L., C. I. Fassett, and J. W. Head., Amazonian-aged fluvial valley systems in a climatic microenvironment on mars : Melting of ice deposits on the interior of lyot crater, *Geophysical Research Letters*, *36*, L08,201, doi :10.1029/2009GL037472, 2009.

Domingue, D., B. Hartman, and A. Verbiscer., The scattering properties of natural terrestrial snows versus icy satellite surfaces, *Icarus*, *128*, 28–48, doi :10.1006/icar.1997.5733, 1997.

Douté, S., and X. Ceamanos, Retrieving mars aerosol optical depth from crism/mro imagery, *IEEE Workshop on Hyperspectral Image and Signal Processing : Evolution in Remote Sensing*, 2010.

Douté, S., Retrieving mars surface reflectance from omega/mex imagery, *IEEE Workshop on Hyperspectral Image and Signal Processing : Evolution in Remote Sensing*, 2009.

Drossart, P., J. Rosenqvist, S. Erard, Y. Langevin, J.-P. Bibring, and M. Combes, Martian aerosol properties from the phobos/ism experiment, *Ann. Geophys.*, *9(11)*, 54Ð–760, 1991.

Edgett, K. S., and M. C. Malin, Martian dust raising and surface albedo controls : Thin, dark (and sometimes bright) streaks and dust devils in mgs moc high resolution images, *Lunar Planet. Sci.*, *XXXI*, abstract 1073, 2000.

Edwards, C. S., J. L. Bandfield, P. R. Christensen, and R. L. Fergason, Global distribution of bedrock exposures on mars using themis high-resolution thermal inertia, *J. Geophys. Res.*, *114*, E1101, doi :10.1029/2009JE003363,, 2009.

Edwards, C. S., P. R. Christensen, and J. Hill, Mosaicking of global planetary image datasets : 2. modeling of wind streak thicknesses observed in thermal emission imaging system (themis) daytime and nighttime infrared data, *J. Geosphys. Res.*, *116*, E10,005, doi :10.1029/2011JE003857, 2011.

Ehlmann, B., The first billion years : Warm and wet vs. cold and icy ?, *Eight International Conference on Mars*, *abstract 1245*, 2014.

Ehlmann, B. L., J. F. Mustard, S. L. Murchie, F. Poulet, J. L. Bishop, A. J. Brown, W. M. Calvin, R. N. Clark, D. J. D. Marais, R. E. Milliken, L. H. Roach, T. L. Roush, G. A. Swayze, and J. J. Wray, Orbital identification of carbonate-bearing rocks on mars, *Science*, *322*(5909), 1828–1832, doi :10.1126/science.1164759, 2008.

Ehlmann, B. L., J. F. Mustard, S. L. Murchie, J.-P. Bibring, A. Meunier, A. A. Fraeman, and Y. Langevin, Subsurface water and clay mineral formation during the early history of mars, *Nature*, *479*, 53–60, doi :10.1038/nature10582, 2011.

Erard, S., J. Mustard, S. Murchie, J. P. Bibring, P. Cerroni, and A. Coradini, Martian aerosols : Near-infrared spectral properties and effects on the observation of the surface, *Icarus*, *111*, 317–337, doi :10.1006/icar.1994.1148, 1994.

Fassett, C., and J. W. Head, Valley formation on martian volcanoes in the hesperian : Evidence for melting of summit snowpack, caldera lake formation, drainage and erosion on ceraunius tholus, *Icarus*, *189*, 118–135, doi :10.1016/j.icarus.2006.12.021, 2007.

Fassett, C. I., and J. W. Head, Valley network-fed, open-basin lakes on mars : Distribution and implications for noachian surface and subsurface hydrology, *Icarus*, *198*(1), 37 – 56, doi :http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2008.06.016, 2008.

Feldman, W. C., T. H. Prettyman, S. Maurice, J. J. Plaut, D. L. Bish, D. T. Vaniman, M. T. Mellon, A. E. Metzger, S. W. Squyres, S. Karunatillake, W. V. Boynton, R. C. Elphic, H. O. Funsten, D. J. Lawrence, and R. L. Tokar, Global distribution of near-surface hydrogen on mars, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *109*(E9), n/a–n/a, doi :10.1029/2003JE002160, 2004.

Fergason, R., P. R. Christensen, and H. H. Kieffer, High-resolution thermal inertia derived from the thermal emission imaging system (themis) : Thermal model and applications, *J. Geophys. Res.*, *111*, E12,004, doi :10.1029/2006JE002735, 2006a.

Fergason, R. L., P. R. Christensen, J. F. Bell, M. Golombek, K. Herkenhoff, and H. Kieffer, Physical properties of the mars exploration rover landing sites as inferred from mini-tes-derived thermal inertia, *J. Geophys. Res*, *111*, E02S21, doi :10.1029/2005JE002583, 2006b.

Fernando, J., F. Schmidt, X. Ceamanos, P. Pinet, S. Douté, and Y. Daydou, Surface reflectance of mars observed by crism/mro : 2. estimation of surface photometric properties in gusev crater and meridiani planum, *J. Geophys. Res.*, *118*, doi :10.1029/2012JE004194, 2013a.

Fernando, J., F. Schmidt, X. Ceamanos, P. Pinet, S. Douté, and Y. Daydou, Estimation of surface photometric parameters : Bayesian inversion on hapkeÕs model, *EPSC*, *Vol. 8*, abstract 574, 2013b.

Fernando, J., F. Schmidt, C. Pilorget, P. Pinet, X. Ceamanos, S. Douté, Y. Daydou, and F. Costard, Characterization and mapping of surface physical properties of mars from crism multi-angular data : application to gusev crater and meridiani planum, *in revision, Icarus*, 2014.

Fisher, R. A., *The Genetical Theory Of Natural Selection*, Clarendon Press, 1930.

Flahaut, J., C. Quantin, P. Allemand, P. Thomas, and L. Le Deit, Identification, distribution and possible origins of sulfates in capri chasma (mars), inferred from crism data, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *115*(E11), n/a–n/a, doi :10.1029/2009JE003566, 2010.

Folk, R., Student operator error in determination of roundness, sphericity, and grain size, *Journal of Sedimentary Research*, *25*, 297–301, doi :10.1306/74D70493-2B21-11D7-8648000102C1865D, 1955.

Forget, F., R. M. Haberle, F. Montmessin, B. Levrard, and J. W. Head, Formation of glaciers on mars by atmospheric precipitation at high obliquity, *Science*, *311*(5759), 368–371, doi :10.1126/science.1120335, 2006.

Frey, H., Ages of very large impact basins on mars : Implications for the late heavy bombardment in the inner solar system, *Geophysical Research Letters*, *35*(13), n/a–n/a, doi :10.1029/2008GL033515, 2008.

Frey, H. V., Impact constraints on, and a chronology for, major events in early mars history, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *111*(E8), n/a–n/a, doi :10.1029/2005JE002449, 2006.

Friedman, and Sanders, *Principles of Sedimentology*, New York, 1978.

Gaudin, A., E. Dehouck, and N. Mangold, Evidence for weathering on early mars from a comparison with terrestrial weathering profiles, *Icarus*, *216*(1), 257 – 268, doi :http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2011.09.004, 2011.

Gendrin, A., N. Mangold, J.-P. Bibring, Y. Langevin, B. Gondet, F. Poulet, G. Bonello, C. Quantin, J. Mustard, R. Arvidson, and S. LeMouelic, Sulfates in martian layered terrains : The omega/mars express view, *Science*, *307*(5715), 1587–1591, doi :10.1126/science.1109087, 2005.

Glotch, T. D., Olivine and pyroxene-rich deposits in holden crater, *Eos (Transactions, American Geophysical Union)*, *87*, P22A–04, 2006.

Glotch, T. D., R. V. Morris, P. R. Christensen, and T. G. Sharp, Effect of precursor mineralogy on the thermal infrared emission spectra of hematite : Application to martian hematite mineralization, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *109*(E7), n/a–n/a, doi :10.1029/2003JE002224, 2004.

Glotch, T. D., P. R. Christensen, and T. G. Sharp, Fresnel modeling of hematite crystal surfaces and application to martian hematite spherules, *Icarus*, *181*(2), 408 – 418, doi :http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2005.11.020, 2006.

Glotch, T. D., J. L. Bandfield, L. L. Tornabene, H. B. Jensen, and F. P. Seelos, Distribution and formation of chlorides and phyllosilicates in terra sirenum, mars, *Geophysical Research Letters*, *37*(16), n/a–n/a, doi :10.1029/2010GL044557, 2010.

Golden, D. C., D. W. Ming, R. V. Morris, and T. G. Graff, Hydrothermal synthesis of hematite spherules and jarosite : Implications for diagenesis and hematite spherule formation in sulfate outcrops at meridiani planum, Mars, *American Mineralogist*, *93*, 1201–1214, doi :10.2138/am.2008.2737, 2008.

Golden, D. C., D. W. Ming, and R. V. Morris, Spherulitic growth of hematite under hydrothermal conditions : Insights into the growth mechanism of hematite spherules at meridiani planum, mars, *Lunar Planet. Sci.*, *abstract 2541*, 2010.

Golombek, M. P., L. S. Crumpler, J. A. Grant, R. Greeley, N. A. Cabrol, T. J. Parker, J. Rice, J. W., J. G. Ward, R. E. Arvidson, J. E. Moersch, R. L. Fergason, P. R. Christensen, A. Castano, R. Castano, A. F. C. Haldemann, R. Li, I. Bell, J. F., and S. W. Squyres, Geology of the gusev cratered plains from the spirit rover transverse, *J. Geophys. Res.*, *111*, E02S07, doi :10.1029/2005JE002503, 2006.

Gomes, R., H. F. Levison, K. Tsiganis, and A. Morbidelli, Origin of the cataclysmic late heavy bombardment period of the terrestrial planets, *Nature*, *435*, 466–469, doi :10.1038/nature03676, 2005.

Gorevan, S. P., T. Myrick, K. Davis, J. J. Chau, P. Bartlett, S. Mukherjee, R. Anderson, S. W. Squyres, R. E. Arvidson, M. B. Madsen, P. Bertelsen, W. Goetz, C. S. Binau, and L. Richter, Rock abrasion tool : Mars exploration rover mission, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *108*(E12), n/a–n/a, doi :10.1029/2003JE002061, 2003.

Grant, J. A., and T. J. Parker, Drainage evolution in the margaritifer sinus region, mars, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *107*(E9), 4–1–4–19, doi :10.1029/2001JE001678, 2002.

Grant, J. A., R. Arvidson, J. F. Bell, N. A. Cabrol, M. H. Carr, P. Christensen, L. Crumpler, D. J. Des Marais, B. L. Ehlmann, J. Farmer, M. Golombek, F. D. Grant, R. Greeley, K. Herkenhoff, R. Li, H. Y. McSween, D. W. Ming, J. Moersch, J. W. Rice, S. Ruff, L. Richter, S. Squyres, R. Sullivan, and C. Weitz, Surficial deposits at gusev crater along spirit rover traverses, *Science*, *305*, no. 5685, doi :10.1126/science.1099849, 2004.

Grant, J. A., S. A. Wilson, M. Ruff, S. W. Golombek, and D. Koestler, Distribution of roacks on the gusev plains and on husband hill, mars, *J. Geophys. Res.*, *33*, L16,202, doi :10.1029/2006GL026964, 2006.

Grant, J. A., R. P. Irwin III, J. P. Grotzinger, R. E. Milliken, L. L. Tornabene, A. S. McEwen, C. M. Weitz, S. W. Squyres, T. D. Glotch, and B. J. Thomson, Hirise imaging of impact megabreccia and sub-meter aqueous strata in holden crater, mars, *Geology*, *36*, 195–198, doi :10.1130/G24340A.1, 2008.

Graton, L. C., and H. J. Fraser, Systematic packing of spheres : With particular relation to porosity and permeability, *The Journal of Geology*, *43*, 785–909, 1935.

Greeley, R., Silt-clay aggregates on mars, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, *84*(B11), 6248–6254, doi :10.1029/JB084iB11p06248, 1979.

Greeley, R., and P. D. Spudis, Volcanism on mars, *Reviews of Geophysics*, *19*(1), 13–41, doi :10.1029/RG019i001p00013, 1981.

Greeley, R., S. D. Kadel, D. A. Williams, L. R. Gaddis, J. W. Head, A. S. McEwen, S. L. Murchie, E. Nagel, G. Neukum, C. M. Pieters, J. M. Sunshine, R. Wagner, and M. J. S. Belton, Galileo imaging observations of lunar maria and related deposits, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *98*(E9), 17,183–17,205, doi :10.1029/93JE01000, 1993.

Greeley, R., R. O. Kuzmin, S. C. R. Rafkin, T. I. Michaels, and R. Haberle, Wind-related features in gusev crater, mars, *J. Geophys. Res.*, *108*, E128,077, doi :10.1029/2002JE002006, 2003.

Greeley, R., S. W. Squyres, R. E. Arvidson, P. Bartlett, J. F. Bell, D. Blaney, N. A. Cabrol, J. Farmer, B. Farrand, M. P. Golombek, S. P. Gorevan, J. A. Grant, A. F. C. Haldemann, K. E. Herkenhoff, J. Johnson, G. Landis, M. B. Madsen, S. M. McLennan, J. Moersch, J. W. Rice, L. Richter, S. Ruff, R. J. Sullivan, S. D. Thompson, A. Wang, C. M. Weitz, P. Whelley, and A. S. Team, Wind-related processes detected by the spirit rover at gusev crater, mars, *Science*, *305*, no. 5685, doi :10.1126/science.1100108, 2004.

Greeley, R., R. Arvidson, J. F. B. III, P. R. Christensen, D. Foley, A. Haldemann, R. O. Kuzmin, G. Landis, L. S. V. Neakrase, G. Neukum, S. W. Squyres, R. Sullivan, S. D. Thompson, P. L. Whelley, and D. Williams, Martian variable features : New insight from the mars express orbiter and the mars exploration rover spirit, *J. Geophys. Res.*, *110*, E06,002, doi :10.1029/2005JE002403, 2005a.

Greeley, R., B. H. Foing, H. Y. M. Jr., G. Neukum, M. v. K. P. Pinet, S. C. Werner, D. A. Williams, and T. E. Zegers, Fluid lava flows in gusev crater, mars, *J. Geophys. Res.*, *110*, E05,008, doi :10.1029/2005JE002401, 2005b.

Greeley, R., R. E. Arvidson, P. W. Barlett, D. Blaney, N. A. Cabrol, P. R. Christensen, R. L. Fergason, M. P. Golombek, G. A. Landis, M. T. Lemmon, S. M. McLennan, J. N. Maki, T. Michaels, J. E. Moersch, L. D. V. Neakrase, S. C. R. Rafkin, L. Richter, S. W. Squyres, J. de Souza, P. A., R. J. Sullivan, S. D. Thompson, and P. L. Whelley, Gusev crater : Wind-related features and processes observed by the mars exploration rover spirit, *J. Geophys. Res.*, *111*, E02S09, doi :10.1029/2005JE002491, 2006a.

Greeley, R., P. L. Whelley, R. E. Arvidson, N. A. Cabrol, D. J. Foley, B. J. Franklin, P. G. Geissler, M. P. Golombek, R. O. Kuzmin, G. A. Landis, M. T. Lemmon, L. D. V. Neakrase, S. W. Squyres, and S. D. Thompson, Active dust devils in gusev crater, mars : Observations from the mars exploration rover spirit, *J. Geophys. Res.*, *111*, E12S09, doi :10.1029/2006JE002743, 2006b.

Grotzinger, J., R. Arvidson, J. B. III, W. Calvin, B. Clark, D. Fike, M. Golombek, R. Greeley, A. Haldemann, K. Herkenhoff, B. Jolliff, A. Knoll, M. Malin, S. McLennan, T. Parker, L. Soderblom, J. Sohl-Dickstein, S. Squyres, N. Tosca, and W. Watters, 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, doi :http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2005.09.039, <ce :title>Sedimentary Geology at Meridiani Planum, Mars</ce :title>, 2005.

Grundy, R., S. Doute, and B. Schmitt, A monte carlo ray-tracing model for scattering and polarization by large particles with complex shapes, *J. Geophys. Res.*, *105*, 29,291–29,314, doi :10.1029/2000JE001276, 2000.

Grynko, Y., and Y. Shkuratov, Ray tracing simulation of light scattering by spherical clusters consisting of particles with different shapes, *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, *106*, 56–62, doi :10.1016/j.jqsrt.2007.01.005, 2007.

Guinness, E. A., R. E. Arvidson, I. H. D. Clark, and M. K. Shepard, Optical scattering properties of terrestrial varnished basalts compared with rocks and soils at the viking lander sites, *J. Geophys. Res.*, *102*, 28,687–28,703, doi :10.1029/97JE03018, 1997.

Gulick, V. C., Origin of the valley networks on mars : a hydrological perspective, *Geomorphology*, *37 (3-4)*, 241Ð268., doi :S0169555X00000866, 2001.

Gunderson, K., N. Thomas, and J. Whitby, First measurements with the physikalisches institut radiometric experiment (phire), *Planetary and Space Science*, *54*(11), 1046 – 1056, doi :http://dx.doi.org/10.1016/j.pss.2005.12.020, simulations in Laboratory Experiments, Instrumentation and Modelling for Space Applications European Geosciences Union General Assembly - Session {PS} 9, 2006.

Hansen, C., N. Thomas, G. Portyankina, A. McEwen, T. Becker, S. Byrne, K. Herkenhoff, H. Kieffer, and M. Mellon, Hirise observations of gas sublimation-driven activity in mars' southern polar regions : I. erosion of the surface, *Icarus*, *205*, 283–295, doi :10.1016/j.icarus.2009.07.021, 2010.

Hapke, B., Bidirectional reflectance spectroscopy 1. theory, *J. Geophys. Res.*, *86*, 3039–3054, doi :10.1029/JB086iB04p03039, 1981.

Hapke, B., Bidirectional reflectance spectroscopy 3. correction for macroscopic roughness, *Icarus*, *59*, 41–59, doi :10.1016/0019-1035(84)90054-X, 1984.

Hapke, B., Bidirectional reflectance spectroscopy 4. the extinction coefficient and the opposition effect, *Icarus*, *67*, 264–280, doi :10.1016/0019-1035(86)90108-9, 1986.

Hapke, B., *Theory of Reflectance and Emittance Spectroscopy*, Cambridge Univ. Press, 1993.

Hapke, B., Are planetary regolith particles backscattering ? response to a paper by m. mishchenko, *J. Quant. Spectrosc. Radiot. Transfer*, *55*, 837–848, doi :10.1016/0022-4073(95)00190-5,, 1996.

Hapke, B., Bidirectional reflectance spectroscopy 5. the coherent backscatter opposition effect and anisotropic scattering, *Icarus*, *157*, 523–534, doi :10.1006/icar.2002.6853, 2002.

Hapke, B., Bidirectional reflectance spectroscopy 6. effects of porosity, *Icarus*, *195*, 918–926, doi :10.1016/j.icarus.2008.01.003, 2008.

Hapke, B., Bidirectional reflectance spectroscopy 7 the single particle phase function hocky stick relation, *Icarus*, *221*, 1079–1083, doi :10.1016/j.icarus.2012.10.022, 2012a.

Hapke, B., *Theory of Reflectance and Emittance Spectroscopy*, Cambridge Univ. Press, 2012b.

Hapke, B., Comment on a critical assessment of the hapke photometric model by y. shkuratov et al., *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, *116*(0), 184 – 190, doi :http://dx.doi.org/10.1016/j.jqsrt.2012.11.002, 2013.

Hapke, B., and E. Wells, Bidirectional reflectance spectroscopy 2. experiments and observations, *J. Geophys. Res.*, *86*, 3055–3060, doi :10.1029/JB086iB04p03055, 1981.

Hapke, B., R. R. Nelson, and W. Smythe, The opposition effect of the moon : coherent backscatter and shadow hiding, *Icarus*, *133*, 89–97, doi :10.1006/icar.1998.5907, 1998.

Hapke, B. W., M. K. Shepard, R. Nelson, W. D. Smythe, and J. L. Piatek, A quantitative test of the ability of models based on the equation of radiative transfer to predict the bidirectional reflectance of a well-characterized medium, *Icarus*, *199*, 210–218, doi :10.1016/j.icarus.2008.09.006, 2009.

Hartman, B., and D. Domingue, Scattering of light by individual particles and the implications for models of planetary surfaces, *Icarus*, *131*, 421–448, doi :10.1016/j.jqsrt.2011.04.006, 1998.

Hartmann, W. K., and G. Neukum, Cratering chronology and the evolution of mars., *Space Science Reviews*, *96*, 165Ð194, 2001.

Helfenstein, P., The geological interpretation of photometric surface roughness, *Icarus*, *73*, 462–481, doi : 10.1016/0019-1035(88)90056-5, 1988.

Helfenstein, P., and M. K. Shepard, Submillimeter-scale topography of the lunar regolith, *Icarus*, *141*(1), 107 – 131, doi :http://dx.doi.org/10.1006/icar.1999.6160, 1999.

Helfenstein, P., and M. K. Shepard, Testing the hapke photometric model : Improved inversion and the porosity correction, *Icarus*, *215*, 83–100, doi :10.1016/j.icarus.2011.07.002, 2011.

Helfenstein, P., J. Veverka, and J. Hillier, The lunar opposition effect : a test of alternative models, *Icarus*, *128*, 2–14, doi :10.1006/icar.1997.5726, 1997.

Henyey, L. G., and J. L. Greenstein, Diffuse radiation in the galaxy, *Astrophysical Journal*, *93*, 70–83, doi : 10.1086/144246, 1941.

Herkenhoff, K. E., S. W. Squyres, R. Arvidson, D. S. Bass, J. F. Bell, P. Bertelsen, N. A. Cabrol, L. Gaddis, A. G. Hayes, S. F. Hviid, J. R. Johnson, K. M. Kinch, M. B. Madsen, J. N. Maki, S. M. McLennan, H. Y. McSween, J. W. Rice, M. Sims, P. H. Smith, L. A. Soderblom, N. Spanovich, R. Sullivan, and A. Wang, Textures of the soils and rocks at gusev crater from spirit's microscopic imager, *Science*, *305*, 5685, doi :10.1126/science.3050824, 2004a.

Herkenhoff, K. E., S. W. Squyres, R. Arvidson, D. S. Bass, J. F. Bell, P. Bertelsen, B. L. Ehlmann, W. Farrand, L. Gaddis, R. Greeley, J. Grotzinger, A. G. Hayes, S. F. Hviid, J. R. Johnson, B. Jolliff, K. M. Kinch, A. H. Knoll, M. B. Madsen, J. N. Maki, S. M. McLennan, H. Y. McSween, D. W. Ming, J. W. Rice, L. Richter, M. Sims, P. H. Smith, L. A. Soderblom, N. Spanovich, R. Sullivan, S. Thompson, T. Wdowiak, C. Weitz,

and P. Whelley, Evidence from opportunity's microscopic imager for water on meridiani planum, *Science*, *306*(5702), 1727–1730, doi :10.1126/science.1105286, 2004b.

Herkenhoff, K. E., J. Grotzinger, A. H. Knoll, S. M. McLennan, C. Weitz, A. Yingst, R. Anderson, B. A. Archinal, R. E. Arvidson, J. M. Barrett, K. J. Becker, I. Bell, James F., C. Budney, M. G. Chapman, D. Cook, B. Ehlmann, B. Franklin, L. R. Gaddis, D. M. Galuszka, P. A. Garcia, P. Geissler, T. M. Hare, E. Howington-Kraus, J. R. Johnson, L. Keszthelyi, R. L. Kirk, P. Lanagan, E. M. Lee, C. Leff, J. N. Maki, K. F. Mullins, T. J. Parker, B. L. Redding, M. R. Rosiek, M. H. Sims, L. A. Soderblom, N. Spanovich, R. Springer, S. W. Squyres, D. Stolper, R. M. Sucharski, T. Sucharski, R. Sullivan, and J. M. Torson, Surface processes recorded by rocks and soils on meridiani planum, mars : Microscopic imager observations during opportunityÕs first three extended missions, *J. Geophys. Res.*, *113*, E12S32, doi :10.1029/2008JE003100, 2008.

Herkenhoff, K. E., et al., Overview of the microscopic imager investigation during spiritÕs first 450 sols in gusev crater, *J. Geophys. Res.*, *111*, E02S04, doi :10.1029/2005JE002574, 2006.

Hillier, J. K., Scattering of light by composite particles in a planetary surface, *Icarus*, *130*(2), 328 – 335, doi :http://dx.doi.org/10.1006/icar.1997.5829, 1997.

Hillier, J. K., and B. J. Buratti, Monte carlo simulations of light scattering by composite particles in a planetary surface, *Icarus*, *149*, 251–261, doi :10.1006/icar.2000.6500, 2001.

Irwin, R. P., T. A. Maxwell, A. D. Howard, R. A. Craddock, and D. W. Leverington, A large paleolake basin at the head of ma'adim vallis, mars, *Science*, *296*(5576), 2209–2212, doi :10.1126/science.1071143, 2002.

Irwin, R. P., A. D. Howard, and T. A. Maxwell, Geomorphology of ma'adim vallis, mars, and associated paleolake basins, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *109*(E12), n/a–n/a, doi :10.1029/2004JE002287, 2004.

Irwin, R. P., R. A. Craddock, A. D. Howard, and H. L. Flemming, Topographic influences on development of martian valley networks, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *116*(E2), E02,005, doi :10.1029/2010JE003620, 2011.

Jehl, A., P. C. Pinet, D. Baratoux, Y. Daydou, S. Chevrel, F. Heuripeau, N. Manaud, A. Cord, C. Rosemberg, G. Neukum, K. Gwinner, F. Scholten, H. Hoffman, T. Roatsh, and the HRSC Team, Gusev photometric variability as seen from orbit by hrsc/mars-express, *Icarus*, *197*, 403–428, doi :10.1016/j.icarus.2008.05.022, 2008.

Jerolmack, D. J., D. Mohrig, J. P. Grotzinger, D. A. Fike, and W. A. Watters, Spatial grain size sorting in eolian ripples and estimation of wind conditions on planetary surfaces : Application to meridiani planum, mars, *J. Geophys. Res.*, *111*, E12S02, doi :10.1029/2005JE002544, 2006.

Johnson, C. L., and R. J. Phillips, Evolution of the tharsis region of mars : insights from magnetic field observations, *Earth and Planetary Science Letters*, *230*, 241 – 254, doi :http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2004.10.038, 2005.

Johnson, J. R., R. Kirk, L. A. Soderblom, L. Gaddis, R. J. Reid, D. T. Britt, P. Smith, M. Lemmon, N. Thomas, I. Bell, James F., N. T. Bridges, R. Anderson, K. E. Herkenhoff, J. Maki, S. Murchie, A. Dummel, R. Jaumann, F. Trauthan, and G. Arnold, Preliminary results on photometric properties of materials at the sagan memorial station, mars, *J. Geophys. Res.*, *104*, 8809–8830, doi :doi:10.1029/98JE02247, 1999.

Johnson, J. R., W. M. Grundy, M. T. Lemmon, I. Bell, James F., M. J. Johnson, R. Deen, R. E. Arvidson, W. H. Farrand, E. Guinness, A. G. Hayes, K. E. Herkenhoff, I. Seelos, F., J. Soderblom, and S. Squyres, Spectrophotometric properties of materials observed by pancam on the mars exploration rovers : 2. opportunity, *J. Geophys. Res.*, *111*, E12S16, doi :10.1029/2006JE002762, 2006a.

Johnson, J. R., W. M. Grundy, M. T. Lemmon, I. Bell, James F., M. J. Johnson, R. G. Deen, R. E. Arvidson, W. H. Farrand, E. A. Guinness, A. G. Hayes, K. E. Herkenhoff, I. Seelos, Frank, J. Soderblom, and S. Squyres, Spectrophotometric properties of materials observed by pancam on the mars exploration rovers : 1. spirit, *J. Geophys. Res.*, *111*, E02S14, doi :10.1029/2005JE002494, 2006b.

Johnson, J. R., J. Sohl-Dickstein, W. M. Grundy, R. E. Arvidson, I. Bell, James, P. Christensen, T. Graff, E. A. Guinness, K. Kinch, R. Morris, and M. K. Shepard, Radiative transfer modeling of dust-coated pancam calibration target materials : Laboratory visible/near-infrared spectrogoniometry, *J. Geophys. Res.*, *111*, E12S07, doi :10.1029/2005JE002658, 2006c.

Johnson, J. R., J. F. Bell, P. Geissler, W. M. Grundy, E. A. Guinness, P. C. Pinet, and J. Soderblom, The martian surface, chap. physical properties of the martian surface from spectrophotometric observations, *Cambridge University Press*, 2008.

Johnson, J. R., M. K. Shepard, R. Grundy, D. A. Paige, and E. Foote, Spectrometry and modeling of martian and lunar analog samples and apollo soils, *Icarus*, *223*, 383–406, doi :10.1016/j.icarus.2012.12.004, 2013.

Jouannic, G., J. Gargani, F. Costard, G. G. Ori, C. Marmo, F. Schmidt, and A. Lucas, Morphological and mechanical characterization of gullies in a periglacial environment : The case of the russell crater dune (mars), *Planetary and Space Science*, *71*(1), 38 – 54, doi :http://dx.doi.org/10.1016/j.pss.2012.07.005, 2012.

Kamei, A., and A. M. Nakamura, Laboratory study of the bidirectional reflectance of powdered surfaces : On the asymmetry parameter of asteroid photometric data, *Icarus*, *156*, 551–561, doi :10.1006/icar.2002.6818, 2002.

Kieffer, H. H., T. Z. Martin, A. R. Peterfreund, B. M. Jakosky, E. D. Minert, and F. D. Palluconi, Thermal and albedo mapping of mars during the viking primary mission, *J. Geophys. Res.*, *82(28)*, 4249Ð4291, 1977.

Kieffer, H. H., P. R. Christensen, and T. N. Titus, Co2 jets formed by sublimation beneath translucent slab ice in mars' seasonal south polar ice cap, *Nature*, *442*, 793–796, doi :10.1038/nature04945, 2006.

Kite, E., J.-P. Williams, A. Lucas, and O. Aharonson, Low palaeopressure of the martian atmosphere esitimated from the size distribution of ancient craters, *Nature Geoscience*, *7*, 335–339, doi :10.1038/ngeo2137, 2014.

Klingelhofer, G., R. V. Morris, B. Bernhardt, D. Rodionov, P. A. de Souza, S. W. Squyres, J. Foh, E. Kankeleit, U. Bonnes, R. Gellert, C. Schroder, S. Linkin, E. Evlanov, B. Zubkov, and O. Prilutski, Athena mimos ii mossbauer spectrometer investigation, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *108*(E12), n/a–n/a, doi :10.1029/2003JE002138, 2003.

Korablev, O., V. Moroz, E. Petrova, and A. Rodin, Optical properties of dust and the opacity of the martian atmosphere, *Adv. Space Res.*, *307(5715)*, 1–30, doi :10.1016/j.asr.2003.01.061, 2005.

Kuzmin, R., R. Greeley, R. Landheim, N. Cabrol, and J. Farmer, Geologic map of the mtm-15182 and mtm-15187 quadrangles, gu- sev craterÐmaÕadim vallis region, *Mars. Geologic Investigative Series, U.S. Geological Survey, Reston, VA*, 2000.

Lambert, J. H., Photometria sive de mensura et gradibus luminis, *Colorum et Umbrae, Detleffsen, Augsburg*, 1760.

Lane, M. D., R. V. Morris, S. A. Mertzman, and P. R. Christensen, Evidence for platy hematite grains in sinus meridiani, mars, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *107*(E12), 9–1–9–15, doi :10.1029/2001JE001832, 2002.

Langevin, Y., F. Poulet, J.-P. Bibring, and B. Gondet, Sulfates in the north polar region of mars detected by omega/mars express, *Science*, *307(5715)*, 1584–1586, doi :10.1126/science.1109091, 2005.

Laskar, J., A. Correia, M. Gastineau, F. Joutel, B. Levrard, and P. Robutel, Long term evolution and chaotic diffusion of the insolation quantities of mars, *Icarus*, *170*(2), 343 – 364, doi :http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2004.04.005, 2004.

Le Deit, L., J. Flahaut, C. Quantin, E. Hauber, D. Mège, O. Bourgeois, J. Gurgurewicz, M. Massé, and R. Jaumann, Extensive surface pedogenic alteration of the martian noachian crust suggested by plateau phyllosilicates around valles marineris, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *117*(E11), n/a–n/a, doi :10.1029/2011JE003983, 2012.

Lemmon, M. T., M. J. Wolff, M. D. Smith, R. T. Clancy, D. Banfield, G. A. Landis, A. Ghosh, P. H. Smith, N. Spanovich, B. Whitney, P. Whelley, R. Greeley, S. Thompson, J. F. Bell III, and S. W. Squyres, Atmospheric imaging results from the mars exploration rovers : Spirit and opportunity, *Science*, *306*, 1753Ð1756, doi :10.1126/science.1104474, 2004.

Lichtenberg, K. A., R. E. Arvidson, F. Poulet, R. V. Morris, A. Knudson, J. F. Bell, G. Bellucci, J.-P. Bibring, W. H. Farrand, J. R. Johnson, D. W. Ming, P. C. Pinet, A. D. Rogers, and S. W. Squyres, Coordinated analyses of orbital and spirit rover data to characterize surface materials on the cratered plains of gusev crater, mars, *J. Geophys. Res.*, *112*, E12S90, doi :10.1029/2006JE002850, 2007.

Lichtenberg, K. A., R. E. Arvidson, R. V. Morris, S. L. Murchie, J. L. Bishop, D. Fernandez Remolar, T. D. Glotch, E. Noe Dobrea, J. F. Mustard, J. Andrews-Hanna, and L. H. Roach, Stratigraphy of hydrated sulfates in the sedimentary deposits of aram chaos, mars, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *115*(E6), n/a–n/a, doi :10.1029/2009JE003353, 2010.

Loizeau, D., N. Mangold, F. Poulet, J.-P. Bibring, A. Gendrin, V. Ansan, C. Gomez, B. Gondet, Y. Langevin, P. Masson, and G. Neukum, Phyllosilicates in the mawrth vallis region of mars, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *112*(E8), n/a–n/a, doi :10.1029/2006JE002877, 2007.

Loizeau, D., N. Mangold, F. Poulet, V. Ansan, E. Hauber, B. J.-P., B. Gondet, Y. Langevin, P. Masson, and G. Neukum, Stratigraphy in the mawrth vallis region through omega, hrsc color imagery and dtm, *Icarus*, *205*, 396–418, doi :10.1016/j.icarus.2009.04.018, 2010.

Loizeau, D., J. Carter, N. Mangold, F. Poulet, A. Rossi, P. Allemand, C. Quantin, and J.-P. Bibring, Widespread surface weathering on early mars : Possible implication on the past climate, *Eighth International Conference on Mars*, *abstract 1203*, 2014.

Lucchitta, B. K., Mars and earth : Comparison of cold-climate features, *Icarus*, *45 (2)*, 264Ð303., 1981.

Lucey, P. G., Model near-infrared optical constants of olivine and pyroxene as a function of iron content, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *103*(E1), 1703–1713, doi :10.1029/97JE03145, 1998.

Lucht, W., C. B. Schaaf, and A. H. Strahler, An algorithm for the retrieval of albedo from space using semiempirical brdf models, *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, *38(2)*, 977–998, 2000.

Lumme, K., J. Rahola, and J. Hovenier, Light scattering by dense clusters of spheres, *Icarus*, *126*(2), 455 – 469, doi :http://dx.doi.org/10.1006/icar.1996.5650, 1997.

Lyapustin, A., and Y. Knyazikhin, Green's function method for the radiative transfer problem. i. homogeneous non-lambertian surface, *Applied Optics*, *vol. 40, no 21*, 3495–3501, 2001.

Lyapustin, A., J. Martonchik, Y. Wang, I. Laszlo, and S. Korkin, Multiangle implementation of atmospheric correction (maiac) : 1. radiative transfer basis and look ?up tables, *J. Geophys. Res.*, *116*, D03,210, doi : 10.1029/2010JD014985, 2011.

Lyapustin, A. et al., Analysis of snow bidirectional reflectance from arctas spring-2008 campaign, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *10*, 4359Ð4375, doi :10.5194/acp-10-4359-2010, 2010.

Malin, M. C., and K. S. Edgett, Evidence for recent groundwater seepage and surface runoff on mars, *Science*, *288 (5475)*, 2330Ð2335, 2000.

Malin, M. C., and K. S. Edgett, Mars global surveyor mars orbiter camera : Interplanetary cruise through primary mission, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *106*(E10), 23,429–23,570, doi : 10.1029/2000JE001455, 2001.

Malin, M. C., and K. S. Edgett, Evidence for persistent flow and aqueous sedimentation on early mars, *Science*, *302*, 1931–1934, 2003.

Mangold, N., Geomorphic analysis of lobate debris aprons on mars at mars orbiter camera scale : Evidence for ice sublimation initiated by fractures, *J. Geophys. Res.*, *108*, (E4), doi :10.1029/2002JE001885, 2003.

Mangold, N., High latitude patterned grounds on mars : Classification, distribution and climatic controls, *Icarus*, *174*(2), 336 – 359, doi :http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2004.07.030, mars Polar Science {III}, 2005.

Mangold, N., S. Maurice, W. C. Feldman, F. Costard, and F. Forget, Spatial relationships between patterned ground and ground ice detected by the neutron spectrometer on mars, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *109*(E8), doi :10.1029/2004JE002235, 2004a.

Mangold, N., C. Quantin, V. Ansan, C. Delacourt, and P. Allemand, Evidence for precipitation on mars from dendritic valleys in the valles marineris area, *Science*, *305*, 2004b.

Mangold, N., F. Poulet, J. F. Mustard, J.-P. Bibring, B. Gondet, Y. Langevin, V. Ansan, P. Masson, C. Fassett, J. W. Head, H. Hoffmann, and G. Neukum, Mineralogy of the nili fossae region with omega/mars express data : 2. aqueous alteration of the crust, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *112*(E8), n/a–n/a, doi :10.1029/2006JE002835, 2007.

Mangold, N., E. Kite, M. Kleinhans, H. Newsom, V. Ansan, E. Hauber, E. Kraal, C. Quantin, and K. Tanaka, The origin and timing of fluvial activity at eberswalde crater, mars, *Icarus*, *220*(2), 530 – 551, doi : http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2012.05.026, 2012.

Martinez-Alonso, S., B. M. Jakosky, M. T. Mellon, and N. E. Putzig, A volcanic interpretation of gusev crater surface materials from thermophysical, spectral, and morphological evidence, *J. Geophys. Res.*, *110*, E01,003, doi :10.1029/2004JE002327, 2005.

McCord, J. B. A., T.B., G. Belluccia, J.-P. J.-P Combe, A. R. Gillespie, G. Hansen, H. Hoffmann, R. Jaumann, G. Neukum, P. C. Pinet, F. Poulet, K. Stephan, the HRSC Spectrophotometric Working group, and the HRSC Co-I Team, The mars express high resolution stereo camera spectrophotometric data : Characteristics and science analysis., *J. Geophys. Res.*, *112*, E06,004, doi :10.1029/2006JE002769.E06004, 2007.

McEwen, A., S. S. Dundas, C. M. Mattson, A. D. Toigo, L. Ojha, J. J. Wray, M. Chojnacki, S. Byrne, S. L. Murchie, and T. N., Recurring slope lineae in equatorial regions of mars, *Nature Geoscience*, *7*, 53–58, doi :10.1038/ngeo2014, 2014.

McEwen, A. S., L. Ojha, C. M. Dundas, S. S. Mattson, S. Byrne, J. J. Wray, S. C. Cull, S. L. Murchie, N. Thomas, and V. C. Gulick, Seasonal flows on warm martian slopes, *Science*, *333*(6043), 740–743, doi : 10.1126/science.1204816, 2011.

McGlynn, I. O., C. M. Fedo, and H. Y. McSween, Origin of basaltic soils at gusev crater, mars, by aeolian modification of impact-generated sediment, *J. Geophys. Res.*, *116*, E00F22, doi :10.1029/2010JE003712, 2011.

McGuire, A., and B. Hapke, An experimental study of light scattering by large irregular particles, *Icarus*, *113*, 134–155, doi :10.1006/icar.1995.1012, 1995.

McGuire, P. C., M. J. Wolff, M. D. Smith, R. E. Arvidson, S. L. Murchie, et al., Mro/crism retrieval of surface lambert albedos for multispectral mapping of mars with disort-based radiative transfer modeling : Phase 1 - using historical climatology for temperatures, aerosol optical depths, and atmospheric pressures, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *46 (12)*, 4020Ð4040, 2008.

McLennan, S., J. B. III, W. Calvin, P. Christensen, B. Clark, P. de Souza, J. Farmer, W. Farrand, D. Fike, R. Gellert, A. Ghosh, T. Glotch, J. Grotzinger, B. Hahn, K. Herkenhoff, J. Hurowitz, J. Johnson, S. Johnson, B. Jolliff, G. KlingelhÌŠfer, A. Knoll, Z. Learner, M. Malin, H. M. Jr., J. Pocock, S. Ruff, L. Soderblom, S. Squyres, N. Tosca, W. Watters, M. Wyatt, and A. Yen, Provenance and diagenesis of the evaporite-bearing burns formation, meridiani planum, mars, *Earth and Planetary Science Letters*, *240*(1), 95 – 121, doi :http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2005.09.041, <ce :title>Sedimentary Geology at Meridiani Planum, Mars</ce :title>, 2005.

McSween, H. Y., M. B. Wyatt, R. Gellert, J. F. Bell, R. V. Morris, K. E. Herkenhoff, L. S. Crumpler, K. A. Milam, K. R. Stockstill, L. L. Tornabene, R. E. Arvidson, P. Bartlett, D. Blaney, N. A. Cabrol, P. R. Christensen, B. C. Clark, J. A. Crisp, D. J. Des Marais, T. Economou, J. D. Farmer, W. Farrand, A. Ghosh, M. Golombek, S. Gorevan, R. Greeley, V. E. Hamilton, J. R. Johnson, B. L. Joliff, G. Klingelhoefer, A. T. Knudson, S. McLennan, D. Ming, J. E. Moersch, R. Rieder, S. W. Ruff, C. Schroder, P. A. de Souza, S. W. Squyres, H. Wanke, A. Wang, A. Yen, and J. Zipfel, Characterization and petrologic interpretation

of olivine-rich basalts at gusev crater, mars, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *111*(E2), n/a–n/a, doi :10.1029/2005JE002477, 2006.

McSween, H. Y., G. J. Taylor, and M. B. Wyatt, Elemental composition of the martian crust, *Science*, *324*(5928), 736–739, doi :10.1126/science.1165871, 2009.

McSween, H. Y. et al., Basaltic rocks analyzed by the spirit rover in gusev crater, *Science*, *305*, 5685, doi : 10.1126/science.3050842, 2004.

Meador, W. E., and W. R. Weaver, A photometric function for diffuse reflection by particulate materials, *NASA Tech.*, *Note D-7903*, 1975.

Mellon, M. T., Small-scale polygonal features on mars : Seasonal thermal contraction cracks in permafrost, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *102*(E11), 25,617–25,628, doi :10.1029/97JE02582, 1997.

Mellon, M. T., B. M. Jakosky, H. H. Kieffer, and P. R. Christensen, High-resolution thermal inertia mapping from the mars global surveyor thermal emission spectrometer, *Icarus*, *148*, 437–455, doi :10.1006/icar.2000.6503, 2000.

Meresse, S., F. Costard, N. Mangold, P. Masson, and G. Neukum, Formation and evolution of the chaotic terrains by subsidence and magmatism : Hydraotes chaos, mars, *Icarus*, *194(2)*, 487–500, doi : S001910350700509X, 2008.

Meunier, A., S. Petit, B. Ehlmann, P. Dudoignon, F. Westall, A. Mas, A. El Albani, and E. Ferrage, Magmatic precipitation as a possible origin of noachian clays on mars, *Nature Geoscience*, *5*, 739–743, doi :10.1038/ngeo1572, 2012.

Milam, K. A., K. R. Stockstill, J. E. Moersch, J. McSween, Harry Y., L. L. Tornabene, A. Ghosh, M. B. Wyatt, and P. R. Christensen, Themis characterization of the mer gusev crater landing site, *J. Geophys. Res.*, *108*, E12,8078, doi :10.1029/2002JE002023, 2003.

Milliken, R., J. Grotzinger, J. Grant, S. Murchie, and C. S. Team, Clay minerals in holden crater as observed by mro crism, *International Conference on Mars, Pasadena, California*, *abstract 3282*, 2007a.

Milliken, R., J. Grotzinger, J. Grant, S. Murchie, and the CRISM Science Team, Clay minerals in holden crater as observed by mro crism, *7th International Conference on Mars*, *Pasadena, California*, abstract 3282, 2007b.

Milliken, R. E., and D. L. Bish, Sources and sinks of clay minerals on mars, *Philosophical Magazine*, *90*(17-18), 2293–2308, doi :10.1080/14786430903575132, 2010.

Milliken, R. E., J. P. Grotzinger, and B. J. Thomson, Paleoclimate of mars as captured by the stratigraphic record in gale crater, *Geophysical Research Letters*, *37*(4), n/a–n/a, doi :10.1029/2009GL041870, 2010.

Minnaert, M., The reciprocity principle in lunar photometry, *Astrophysical Journal*, *93*, 403–410, 1941.

Mishchenko, M., and A. Macke, Asymmetry parameters of the phase function for isolated and densely packed spherical particles with multiple internal inclusions in the geometric optics limit, *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, *57*(6), 767 – 794, doi :http://dx.doi.org/10.1016/S0022-4073(97)00012-5, 1997.

Mitrofanov, I., D. Antimov, A. Kozyrev, M. Litvak, A. Sanin, V. Tret'yakov, A. Krylov, V. Shvetsov, W. Boynton, C. Shinohara, D. Hamara, and R. Saunders, Maps of subsurface hydrogen from the high energy neutron detector, mars odyssey, *Science*, *297*, 78–91, doi :10.1126/science.1073616, 2002.

Moore, J. M., and A. D. Howard, Large alluvial fans on mars, *J. Geophys. Res.*, *110*, E04,005, doi :10.1029/2005JE002352, 2005.

Moore, J. M., A. D. Howard, W. E. Dietrich, and P. M. Schenk, Martian layered fluvial deposits : Implications for noachian climate scenarios, *Geophys. Res. Lett.*, *30*, doi :10.1029/2003GL019002, 2003.

Mosegaard, K., and A. Tarantola, Monte carlo sampling of solutions to inverse problems, *J. Geophys. Res.*, *100*, 12,431–12,447, doi :10.1029/94JB03097, 1995.

Mouginis-Mark, P., Ejecta emplacement and modes of formation of martian fluidized ejecta craters, *Icarus*, *45*(1), 60 – 76, doi :http://dx.doi.org/10.1016/0019-1035(81)90006-3, 1981.

Murchie, S., Crism on mro - instrument and investigation overview, *in MRO/CRISM Data Users' Workshop, The Woodlands, TX*, 2012.

Murchie, S. L., J. F. Mustard, B. L. Ehlmann, R. E. Milliken, J. L. Bishop, N. K. McKeown, E. Z. Noe Dobrea, F. P. Seelos, D. L. Buczkowski, S. M. Wiseman, R. E. Arvidson, J. J. Wray, G. Swayze, R. N. Clark, D. J. Des Marais, A. S. McEwen, and J.-P. Bibring, A synthesis of martian aqueous mineralogy after 1 mars year of observations from the mars reconnaissance orbiter, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *114*(E2), n/a–n/a, doi :10.1029/2009JE003342, 2009.

Murchie, S. et al., Compact reconnaissance imaging spectrometer for mars (crism) on mars reconnaissance orbiter (mro), *J. Geophys. Res.*, *112*, E05S03, doi :10.1029/2006JE002682, 2007.

Mustard, J. F., and C. M. Pieters, Quantitative abundance estimates from bidirectional reflectance measurements, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, *92*(B4), E617–E626, doi :10.1029/JB092iB04p0E617, 1987.

Mustard, J. F., and C. M. Pieters, Photometric phase functions of common geologic minerals and applications to quantitative analysis of mineral mixture reflectance spectra, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, *94*(B10), 13,619–13,634, doi :10.1029/JB094iB10p13619, 1989.

Myrick, T. M. et al., The rat as a mars rock plysical propertis tool, *Space Conference and Exhibit, San Diego, CA, American Institute of Aeronautics and Astronautics, Reston, VA*, *AIAA-2004-6096*, 2004.

Nelson, R. M., B. Hapke, W. D. Smythe, and L. J. Horn, Phase curve of selected particulate materials : The contribution of coherent backscattering to the opposition surge, *Icarus*, *131*, 223–230, 1998.

Neukum, G., Hrsc : the high resolution stereo camera of mars express, *Mars Express : the scientific payload, Ed. by Andrew Wilson, scientific coordination : Agustin Chicarro. ESA SP-1240, Noordwijk, Netherlands : ESA Publications Division, ISBN 92-9092-556-6*, pp. 17 – 35, 2004.

Neukum, G., R. Jaumann, H. Hoffmann, E. Hauber, J. W. Head, A. T. Basilevsky, B. A. Ivanov, S. C. Werner, S. van Gasselt, J. B. Murray, T. McCord, and H. C.-I. TeamThe, Recent and episodic volcanic and glacial activity on mars revealed by the high resolution stereo camera, *Nature*, *432 (7020)*, 971Ð979, doi :10.1038/nature03231, 2004.

Neumann, G. A., M. A. Zuber, M. T. Wieczorek, P. J. McGovern, F. G. Lemoine, and D. E. Smith, Crustal structure of mars from gravity and topography, *J. Geophys. Res.*, *109*, (E8), doi :10.1029/2004JE002262, 2004.

Nimmo, F., and K. Tanaka, Early crustal evolution of mars, *Annual Review of Earth and Pla- netary Sciences*, *33*, 133–161, doi :10.1146/annurev.earth.33.092203.122637, 2005.

Noe Dobrea, E., J. M. Moore, A. D. Howard, D. C. Catling, and J. Grant, Spectral and geormorphologic evidence for a past inland sea in eridana basin, mars, *American Geophysical Union*, *Fall meeting*, abstract P32B–03, 2008.

Noe Dobrea, E. Z., J. L. Bishop, N. K. McKeown, R. Fu, C. M. Rossi, J. R. Michalski, C. Heinlein, V. Hanus, F. Poulet, R. J. F. Mustard, S. Murchie, A. S. McEwen, G. Swayze, J.-P. Bibring, E. Malaret, and C. Hash, Mineralogy and stratigraphy of phyllosilicate-bearing and dark mantling units in the greater mawrth vallis/west arabia terra area : Constraints on geological origin, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *115*(E7), n/a–n/a, doi :10.1029/2009JE003351, 2010.

Noe Dobrea, E. Z., J. J. Wray, F. J. Calef, T. J. Parker, and S. L. Murchie, Hydrated minerals on endeavour crater's rim and interior, and surrounding plains : New insights from crism data, *Geophysical Research Letters*, *39*(23), n/a–n/a, doi :10.1029/2012GL053180, 2012.

Ockert-Bell, M. E., J. F. Bell, J. B. Pollack, C. P. McKay, and F. Forget, Absorption and scattering properties of the martian dust in the solar wavelengths, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *102*(E4), 9039–9050, doi :10.1029/96JE03991, 1997.

Ody, A., F. Poulet, Y. Langevin, J.-P. Bibring, G. Bellucci, F. Altieri, B. Gondet, M. Vincendon, J. Carter, and N. Manaud, Global maps of anhydrous minerals at the surface of mars from omega/mex, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *117*(E11), n/a–n/a, doi :10.1029/2012JE004117, 2012.

Ody, A., F. Poulet, J.-P. Bibring, D. Loizeau, J. Carter, B. Gondet, and Y. Langevin, Global investigation of olivine on mars : Insights into crust and mantle compositions, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *118*(2), 234–262, doi :10.1029/2012JE004149, 2013.

Okada, Y., A. Nakamura, and T. Mukai, Light scattering by particulate media of irregularly shaped particles : laboratory measurements and numerical simulations, *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, *100*, 295–304, doi :10.1016/j.jqsrt.2005.11.046, 2006.

Osterloo, M. M., V. E. Hamilton, J. L. Bandfield, T. D. Glotch, A. M. Baldridge, P. R. Christensen, L. L. Tornabene, and F. S. Anderson, Chloride-bearing materials in the southern highlands of mars, *Science*, *319*(5870), 1651–1654, doi :10.1126/science.1150690, 2008.

Osterloo, M. M., F. S. Anderson, V. E. Hamilton, and B. M. Hynek, Geologic context of proposed chloride-bearing materials on mars, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *115*(E10), n/a–n/a, doi :10.1029/2010JE003613, 2010.

Peltoniemi, J. I., and K. Lumme, Light scattering by closely packed particulate media, *J. Opt. Soc. Am. A*, *9*(8), 1320–1326, doi :10.1364/JOSAA.9.001320, 1992.

Pierce, T. L., and D. A. Crown, Morphologic and topographic analyses of debris aprons in the eastern hellas region, mars, *Icarus*, *163 (1)*, 46Ð65, doi :S0019103503000460, 2003.

Pilorget, C., M. Vincendon, and F. Poulet, A radiative transfer model to simulate light scattering in a compact granular medium using a monte-carlo approach : Validation and first applications, *Journal of Geophysical Research : Planets*, pp. n/a–n/a, doi :10.1002/2013JE004465, 2013.

Pinet, P., and C. Rosemberg, Regional photometry and spectral albedo of the eastern hemisphere of mars in the 0.7-1 micron domain, *Lunar Planet. Sci., XXXII*, abstract 1640, 2001.

Pinet, P. C., Y. Daydou, A. Cord, S. Chevrel, F. Poulet, S. Erard, J.-P. Bibring, Y. Langevin, R. Melchiorri, G. C. Bellucci, F. Altieri, R. Arvidson, and O. Team, Derivation of mars surface scattering properties from omega spot pointing, *Lunar Planet. Sci., XXXVI*, abstract 1694, 2005.

Piqueux, S., S. Byrne, and M. I. Richardson, Sublimation of mars' southern seasonal co2 ice cap and the formation of spider, *J. Geophys. Res., 108(E8)*, 5084, doi :10.1029/2002JE002007, 2003.

Pollack, J. B., O. B. Toon, and B. N. Khare, Optical properties of some terrestrial rocks and glasses, *Icarus*, *19*(3), 372 – 389, doi :http://dx.doi.org/10.1016/0019-1035(73)90115-2, 1973.

Pommerol, A., N. Thomas, B. Jost, P. Beck, C. Okubo, and A. McEwen, Photometric properties of mars soils analogs, *J. Geophys. Res.*, doi :10.1002/jgre.20158, 2013.

Pondrelli, M., S. Baliva, A. Di Lorenzo, L. Marinangeli, and R. A. P., Complex evolution of paleolacustrine systems on mars, *J. Geosphys. Res., 110*, E04,016, doi :10.1029/2004JE002335, 2005.

Pondrelli, M., A. Pio Rossi, L. Marinangeli, E. Hauber, K. Gwinner, A. Baliva, and S. Di Lorenzo, Evolution and depositional environments of the eberswalde fan delta, mars, *Icarus*, *197*, 429–451, doi :10.1016/j.icarus.2008.05.018, 2008.

Pondrelli, M., R. A. P., T. Platz, A. Ivanov, L. Marinangeli, and A. Baliva, Geological geomorphological, facies and allostratigraphic maps of the eberswalde fan delta, *Planetary and Space Science*, *59*, 1166–1178, 2011.

Poulet, F., J. Cuzzi, D. Cruikshank, T. Roush, and C. Dalle Ore, Comparison between the shkuratov and hapke scattering theories for solid planetary surfaces : Application to the surface composition of two centaurs, *Icarus*, *160*, 313–324, doi :10.1006/icar.2002.6970, 2002.

Poulet, F., B. J.-P., J. F. Mustard, A. Gendrin, N. Mangold, Y. Langevin, R. E. Arvidson, B. Gondet, and C. Gomez, Phyllosilicates on mars and implications for early martian climate, *Nature*, *438*, 623–627, doi :10.1038/nature04274, 2005.

Poulet, F., C. Gomez, J.-P. Bibring, Y. Lanagan, B. Gondet, P. Pinet, and J. Belluci, G. Mustard, Martian surface mineralogy from observation pour la mineralogie, l'eau, les glaces et l'activite on board the mars express spacecraft (omega/mex) : Global mineral maps, *J. Geosphys. Res., 112*, E08S02, doi :10.1029/2006JE002840, 2007.

Poulet, F., R. Arvidson, C. Gomez, R. Morris, J.-P. Bibring, Y. Langevin, B. Gondet, and J. Griffes, Mineralogy of terra meridiani and western arabia terra from omega/mex and implications for their formation, *Icarus*, *195*(1), 106 – 130, doi :http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2007.11.031, 2008.

Poulet, F., J.-P. Bibring, Y. Langevin, J. Mustard, N. Mangold, M. Vincendon, B. Gondet, P. Pinet, J.-M. Bardintzeff, and B. Platevoet, Quantitative compositional analysis of martian mafic regions using the

mex/omega reflectance data 1. methodology, uncertainties and examples of application, *Icarus*, *201*(1), 69 – 83, doi :10.1016/j.icarus.2008.12.025, 2009.

Powers, M., A new roundness scale for sedimentary particles, *Journal of Sedimentary Research*, *23*, 117–119, doi :10.1306/D4269567-2B26-11D7-8648000102C1865D, 1953.

Putzig, N. E., and M. T. Mellon, Apparent thermal inertia and the surface heterogeneity of mars, *Icarus*, *191*, 68–94, 2007.

Putzig, N. E., M. T. Mellon, K. A. Kretke, and R. E. Arvidson, Global thermal inertia and surface properties of mars from the mgs mapping mission, *Icarus*, *173(3)*, 325–341, doi :10.1016/j.icarus.2004.08.017, 2005.

Pye, K., and H. Tsoar, *Aeolian Sand and Sand Dunes*, doi :10.1007/978-3-540-85910-9, 2009.

Rice, M. S., S. Gupta, J. F. Bell, and N. H. Warner, Influence of fault-controlled topography on fluvio-deltaic sedimentary systems in eberswalde crater, mars, *Geophysical Research Letters*, *38*(16), n/a–n/a, doi :10.1029/2011GL048149, 2011.

Riley, A., Projection sphericity, *Journal of Sedimentary Research*, *11*, 94–95, doi :10.1306/D426910C-2B26-11D7-8648000102C1865D, 1941.

Robbins, S. J., G. D. Achille, and B. M. Hynek, The volcanic history of mars : High-resolution crater-based studies of the calderas of 20 volcanoes, *Icarus*, *211*(2), 1179 – 1203, doi :http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2010.11.012, 2011.

Roush, T. L., F. Esposito, G. R. Rossman, and L. Colangeli, Estimated optical constants of gypsum in the regions of weak absorptions : Application of scattering theories and comparisons to independent measurements, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *112*(E10), n/a–n/a, doi :10.1029/2007JE002920, 2007.

Sato, H., M. S. Robinson, B. Hapke, B. W. Denevi, and A. K. Boyd, Resolved hapke parameter maps of the moon, *Journal of Geophysical Research : Planets*, pp. n/a–n/a, doi :10.1002/2013JE004580, 2014.

Schaaf, C. B., F. Gao, A. H. Strahler, W. Lucht, X. Li, T. Tsang, N. C. Strugnell, X. Zhang, Y. Jin, J.-P. Muller, P. Lewis, M. Barnsley, P. Hobson, M. Disney, G. Roberts, M. Dunderdale, C. Doll, R. P. d'Entremont, B. Hu, S. Liang, J. L. Privette, and D. Roy, First operational brdf, albedo nadir reflectance products from {MODIS}, *Remote Sensing of Environment*, *83*, 135 – 148, doi :http://dx.doi.org/10.1016/S0034-4257(02)00091-3, the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) : a new generation of Land Surface Monitoring, 2002.

Schultz, P. H., R. A. Schultz, and J. Rogers, The structure and evolution of ancient impact basins on mars, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, *87*(B12), 9803–9820, doi :10.1029/JB087iB12p09803, 1982.

Schultz, R. A., Multiple-process origin of valles marineris basins and troughs, mars, *Planetary and Space Science*, *46*, 827 – 834, doi :http://dx.doi.org/10.1016/S0032-0633(98)00030-0, 1998.

Scott, D. H., and K. L. Tanaka, Geologic map of the western equatorial region of 855 mars, *U. S. Geological Survey Miscellaneous, Map I-1802-A, 1 :15M scale*, 1986.

Seelos, F. P., S. Murchie, D. Humm, O. S. Barnouin, F. Morgan, H. W. Taylor, C. Hash, and T. C. Team, Crism data processing and analysis products update - calibration, correction, and visualization, *Lunar Planet. Sci.*, *XXXXII*, abstract 1438, 2011.

Shaw, A., M. J. Wolff, F. P. Seelos, S. M. Wiseman, and S. Cull, Surface scattering properties at the opportunity mars rover's traverse region measured by crism, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *118*(8), 1699–1717, doi :10.1002/jgre.20119, 2013.

Shepard, M. K., and B. A. Campbell, Shadows on a planetary surface and implications for photometric roughness, *Icarus*, *134*, 279–291, doi :10.1006/icar.1998.5958, 1998.

Shepard, M. K., and P. Helfenstein, A test of the hapke photometric model, *J. Geophys. Res.*, *112*, E03,001, doi :10.1029/2005JE002625., 2007.

Shepard, M. K., and P. Helfenstein, A laboratory study of the bidirectional reflectance from particulate samples, *Icarus*, *215*, 526–533, doi :10.1016/j.icarus.2011.07.033, 2011.

Shkuratov, Y., S. Bondarenko, V. Kaydash, G. Videen, O. Munoz, and H. Volten, Photometry and polarimetry of particulate surfaces and aerosol particles over a wide range of phase angles, *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, *106*, 487–508, doi :10.1016/j.jqsrt.2007.01.031, 2007.

Shkuratov, Y., V. Kaydash, V. Korokhin, Y. Velikodsky, D. Petrov, E. Zubko, D. Stankevich, and G. Videen, A critical assessment of the hapke photometric model, *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, *113*(18), 2431 – 2456, doi :http://dx.doi.org/10.1016/j.jqsrt.2012.04.010, electromagnetic and Light Scattering by non-spherical particles {XIII}, 2012.

Shkuratov, Y. G., D. G. Stankevich, D. V. Petrov, P. C. Pinet, A. M. Cord, Y. H. Daydou, and S. D. Chevrel, Interpreting photometry of regolith-like surfaces with different topographies :, *ícarus*, *173*, 3–15, doi :10.1016/j.icarus.2003.12.017, 2005.

Smith, D. E., M. T. Zuber, S. C. Solomon, R. J. Phillips, J. W. Head, J. B. Garvin, W. B. Banerdt, D. O. Muhleman, G. H. Pettengill, G. A. Neumann, F. G. Lemoine, J. B. Abshire, O. Aharonson, C. David, Brown, S. A. Hauck, A. B. Ivanov, P. J. McGovern, H. J. Zwally, and T. C. Duxbury, The global topography of mars and implications for surface evolution, *Science*, *284*(5419), 1495–1503, doi :10.1126/science.284.5419.1495, 1999.

Smith, P. H., Phoenix on mars : The prime mission, *Bull. Am. Astron. Soc.*, *40*, 46.02., 2008.

Smith, P. H., L. K. Tamppari, R. E. Arvidson, D. Bass, D. Blaney, W. V. Boynton, A. Carswell, D. C. Catling, B. C. Clark, T. Duck, E. DeJong, D. Fisher, W. Goetz, H. P. Gunnlaugsson, M. H. Hecht, V. Hipkin, J. Hoffman, S. F. Hviid, H. U. Keller, S. P. Kounaves, C. F. Lange, M. T. Lemmon, M. B. Madsen, W. J. Markiewicz, J. Marshall, C. P. McKay, M. T. Mellon, D. W. Ming, R. V. Morris, W. T. Pike, N. Renno, U. Staufer, C. Stoker, P. Taylor, J. A. Whiteway, and A. P. Zent, H2o at the phoenix landing site, *Science*, *325 (5936)*, 58Ð61, 2009.

Sneed, E. D., and R. L. Folk, Pebbles in the lower colorado river, texas a study in particle morphogenesis, *The Journal of Geology*, *66*, 114–150 114–150 114–150, 1958.

Soderblom, J. M., J. F. Bell, R. E. Arvidson, J. R. Johnson, M. J. Johnson, and F. P. S. (2004), Mars exploration rover pancam photometric data qubs : Definition and example uses, eos trans., *AGU*, *85(47) Fall Meet. Suppl.*, Abstract P21A–0198., 2004a.

Soderblom, J. M., J. F. Bell III, M. Y. Hubbard, and M. J. Wolff, Martian phase function : Modeling the visible to near-infrared surface photometric function using hst-wfpc2 datas, *Icarus*, *184*, 401–423, doi : 10.1016/j.icarus.2006.05.006, 2006.

Soderblom, L. A., R. C. Anderson, R. E. Arvidson, J. F. B. III, N. A. Cabrol, W. Calvin, P. R. Christensen, B. C. Clark, T. Economou, B. L. Ehlmann, W. H. Farrand, D. Fike, R. Gellert, T. D. Glotch, M. P. Golombek, R. Greeley, J. P. Grotzinger, K. E. Herkenhoff, D. J. Jerolmack, J. R. Johnson, B. Jolliff, G. Klingelhofer, A. H. Knoll, Z. A. Learner, R. Li, M. C. Malin, S. M. McLennan, H. Y. McSween, D. W. Ming, R. V. Morris, J. W. R. Jr., L. Richter, R. Rieder, D. Rodionov, C. Shroder, F. P. S. IV, J. M. Soderblom, S. W. Squyres, R. Sullivan, W. A. Watters, C. M. Weitz, M. B. Wyatt, A. Yen, and J. Zipfel, Soils of eagle crater and meridiani planum at the opportunity rover landing site, *Science*, *306*, 1723, doi : 10.1126/science.1105127, 2004b.

Sokolik, I. N., and O. B. Toon, Incorporation of mineralogical composition into models of the radiative properties of mineral aerosol from uv to ir wavelengths, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, *104*(D8), 9423–9444, doi :10.1029/1998JD200048, 1999.

Souchon, A., Influence des phases amorphes dans la réponse optique des régolites planétaires : caractérisation des propriétés physiques et application a l'étude géologique de la lune, Ph.D. thesis, Univ. de Toulouse, France, 2012.

Souchon, A., S. Besse, P. Pinet, S. Chevrel, Y. Daydou, J. L. Josset, L. D'Uston, and J. Haruyama, Local spectrophotometric properties of pyroclastic deposits at the lavoisier lunar crater, *Icarus*, *225*, doi :10. 1016/j.icarus.2013.03.004, 2013.

Souchon, A. L., P. Pinet, S. Chevrel, Y. Daydou, D. Baratoux, K. Kurita, M. K. Shepard, and P. Helfenstein, An experimental study of hapke's modeling of natural granular surface samples, *Icarus*, *215*, 313–331, doi :10.1016/j.icarus.2011.06.023, 2011.

Squyres, S. W., The distribution of lobate debris aprons and similar flows on mars, *J. Geophys. Res.*, *84 (B14)*, 8087Ð8096., doi :10.1029/JB084iB14p08087, 1979.

Squyres, S. W., R. E. Arvidson, J. B. III, J. Bruckner, N. A. Cabrol, W. Calvin, M. H. Carr, P. R. Christensen, B. C. Clark, L. Crumpler, D. J. D. Marais, C. d'Uston, T. Economou, J. Farmer, W. Farrand, W. Folkner, M. Golombek, S. Gorevan, J. A. Grant, R. Greeley, J. Grotzinger, L. Haskin, K. E. Herkenhoff, S. Hviid, J. Johnson, G. Klingelhofer, A. H. Knoll, G. Landis, M. Lemmon, R. Li, M. B. Madsen, M. C. Malin, S. M. McLennan, H. McSween, D. W. Ming, J. Moersch, R. V. Morris, T. Parker, J. W. R. Jr., L. Richter, R. Rieder, M. Sims, M. Smith, P. Smith, L. A. Soderblom, R. Sullivan, H. Wanke, T. Wdowiak, M. Wolff, and A. Yen, The spirit rover's athena science investigation at gusev crater, mars, *Science*, *305*, 794, doi : 10.1126/science.3050794, 2004a.

Squyres, S. W., R. E. Arvidson, J. B. III, J. Bruckner, N. A. Cabrol, W. Calvin, M. H. Carr, P. R. Christensen, B. C. Clark, L. Crumpler, D. J. D. Marais, C. d'Uston, T. Economou, J. Farmer, W. Farrand, W. Folkner, M. Golombek, S. Gorevan, J. A. Grant, R. Greeley, J. Grotzinger, L. Haskin, K. E. Herkenhoff, S. Hviid, J. Johnson, G. Klingelhofer, A. H. Knoll, G. Landis, M. Lemmon, R. Li, M. B. Madsen, M. C. Malin, S. M. McLennan, H. McSween, D. W. Ming, J. Moersch, R. V. Morris, T. Parker, J. W. R. Jr., L. Richter, R. Rieder, M. Sims, M. Smith, P. Smith, L. A. Soderblom, R. Sullivan, H. Wanke, T. Wdowiak, M. Wolff, and A. Yen, The opportunity rover's athena science investigation at meridiani planum, mars, *Science*, *306*, 1698, doi :10.1126/science.1106171, 2004b.

Squyres, S. W., J. P. Grotzinger, R. E. Arvidson, J. F. Bell, W. Calvin, P. R. Christensen, B. C. Clark, J. A. Crisp, W. H. Farrand, K. E. Herkenhoff, J. R. Johnson, G. Klingelhofer, A. H. Knoll, S. M. McLennan, H. Y. McSween, R. V. Morris, J. W. Rice, R. Rieder, and L. A. Soderblom, In situ evidence for an ancient aqueous environment at meridiani planum, mars, *Science*, *306*(5702), 1709–1714, doi :10.1126/science.1104559, 2004c.

Squyres, S. W., R. E. Arvidson, D. Bollen, I. Bell, J. F., J. Bruckner, N. A. Cabrol, W. M. Calvin, M. H. Carr, P. R. Christensen, B. C. Clark, L. Crumpler, D. J. Des Marais, C. d'Uston, T. Economou, J. Farmer, W. H. Farrand, W. Folkner, R. Gellert, T. D. Glotch, M. Golombek, S. Gorevan, J. A. Grant, R. Greeley, J. Grotzinger, K. E. Herkenhoff, S. Hviid, J. R. Johnson, G. Klingelhofer, A. H. Knoll, G. Landis, M. Lemmon, R. Li, M. B. Madsen, M. C. Malin, S. M. McLennan, H. Y. McSween, D. W. Ming, J. Moersch, R. V. Morris, T. Parker, J. Rice, J. W., L. Richter, R. Rieder, C. Schroder, M. Sims, M. Smith, P. Smith, L. A. Soderblom, R. Sullivan, N. J. Tosca, H. Wanke, T. Wdowiak, M. Wolff, and A. Yen, Overview of the opportunity mars exploration rover mission to meridiani planum : Eagle crater to purgatory ripple, *J. Geophys. Res.*, *111*, E12S12, doi :10.1029/2006JE002771, 2006.

Squyres, S. W. et al., Two years at meridiani planum : Results from the opportunity rover, *Science*, *313*, 1403, doi :10.1126/science.1130890, 2006.

Stamnes, K., S.-C. Tsay, W. Wiscombe, and K. Jayaweera, Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media, *Appl. Opt.*, *27(12)*, 2502–2509, 1988.

Sullivan, R., D. Banfield, I. J. F. Bell, W. Calvin, D. Fike, M. Golombek, R. Greeley, J. Grotzinger, K. Herkenhoff, D. Jerolmack, M. Malin, D. Ming, L. A. Soderblom, S. W. Squyres, S. Thompson, W. A. Watters, C. M. Weitz, and A. Yen, Aeolian processes at the mars exploration rover meridiani planum landing site, *Nature*, *436*, 58–61, doi :10.1038/nature03641, 2005.

Sullivan, R., R. Arvidson, J. F. Bell, R. Gellert, M. Golombek, R. Greeley, K. Herkenhoff, J. Johnson, S. Thompson, P. Whelley, and J. Wray, Wind-driven particle mobility on mars : Insights from mars exploration rover observations at "El Dorado" and surroundings at gusev crater, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *113*(E6), doi :10.1029/2008JE003101, 2008.

Tanaka, K., J. Skinner, and T. Hare, Geological map of the northern plains of mars (1 :15,000,000), *USGS*, 2005.

Tanaka, K. L., The stratigraphy of mars, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, *91*(B13), doi : 10.1029/JB091iB13p0E139, 1986.

Tarantola, A., Inverse problem theory and methods for model parameter estimation, *Society for Industrial and Applied Mathematics*, *Philadelphia*, 2005.

Tarantola, A., and B. Valette, Inverse problems=quest for information, *J. Geophys*, *50*, 159–170, 1982.

Thomas, P., J. Veverka, D. Gineris, and L. Wong, ÔdustÕÕ streaks on mars, *Icarus*, *58*, 331–338, 1984.

Tomasko, M. G., L. R. Doose, M. Lemmon, P. H. Smith, and E. Wegryn, Properties of dust in the martian atmosphere from the imager on mars pathfinder, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *104*(E4), 8987–9007, doi :10.1029/1998JE900016, 1999.

Vaughan, A., J. Johnson, K. E. Herkenhoff, R. Sullivan, G. A. Landis, W. Goetz, and M. B. Madsen, Pancam and microscopic imager observations of dust on the spirit rover : Cleaning events, spectral properties, and aggregates, *Mars 5*, pp. 129–145, 2010.

Verbiscer, A., P. Helfenstein, and J. Veverka, Backscattering from frost on icy satellites in the outer solar system, *Nature*, *347*, 162–164, doi :10.1038/347162a0, 1990.

Vincendon, M., Mars surface phase function constrained by orbital observations, *Planetary and Space Science*, *76*, 87–95, doi :10.1016/j.pss.2012.12.005, 2013.

Vincendon, M., Y. Langevin, F. Poulet, J.-P. Bibring, and B. Gondet, Recovery of surface reflectance spectra and evaluation of the optical depth of aerosols in the near-ir using a monte carlo approach : Application to the omega observations of high-latitude regions of mars, *J. Geophys. Res.*, *112*, E08S13, doi :10.1029/2006JE002845, 2007.

Vincendon, M., Y. Langevin, F. Poulet, A. Pommerol, M. Wolff, J.-P. Bibring, B. Gondet, and D. Jouglet, Yearly and seasonal variations of low albedo surfaces on mars in the omega/mex dataset : Constraints on aerosols properties and dust deposits, *Icarus*, *200*(2), 395 – 405, doi :http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2008.12.012, 2009.

Wadell, Sphericity and roundness of rock particles, *The Journal of Geology*, *41*, 310–331, 1933.

Ward, J. G., R. E. Arvidson, and M. Golombek, The size-frequency and areal distribution of rock clasts at the spirit landing site, gusev crater, mars, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L11,203, doi :10.1029/2005GL022705, 2005.

Weitz, C. M., R. C. Anderson, J. F. Bell III, W. H. Farrand, K. E. Herkenhoff, J. R. Johnson, B. L. Jolliff, R. V. Morris, S. W. Squyres, and S. R. J., Soil grain analyses at meridiani planum, mars, *J. Geosphys. Res.*, *111*, E12S04, doi :10.1029/2005JE002541, 2006.

Wentworth, C. K., A scale of grade and class terms for clastic sediments, *The Journal of Geology*, *30*, 377–392, 1922.

Werner, S., The early martian evolution - constraints from basin formation ages, *Icarus*, *195*(1), 45–60, doi :http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2007.12.008, 2008.

Werner, S. C., The global martian volcanic evolutionary history, *Icarus*, *201*(1), 44 – 68, doi :http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2008.12.019, 2009.

Wiseman, S. M., R. Arvidson, J. L. Griffes, S. Murchie, and F. Poulet, Initial analyses of crism data over meridiani planum, *Lunar Planet. Sci.*, *XXXVIII*, abstract 1945, 2007.

Wiseman, S. M., R. E. Arvidson, R. V. Morris, F. Poulet, J. C. Andrews-Hanna, J. L. Bishop, S. L. Murchie, F. P. Seelos, D. Des Marais, and J. L. Griffes, Spectral and stratigraphic mapping of hydrated sulfate and phyllosilicate-bearing deposits in northern sinus meridiani, mars, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *115*(E7), n/a–n/a, doi :10.1029/2009JE003354, 2010.

Wiseman, S. M., R. E. Arvidson, M. J. Wolff, R. V. Morris, F. P. Seelos, M. D. Smith, D. Humm, S. L. Murchie, and J. F. Mustard, Retrieval of atmospherically corrected crism spectra using radiative transfer modeling, *Lunar Planet. Sci.*, *XXXXIII*, abstract 2146, 2012.

Wolff, M. J., M. D. Smith, R. T. Clancy, N. Spanovich, B. A. Whitney, M. T. Lemmon, J. L. Bandfiel, D. Bandfiel, A. Ghosh, G. Landis, P. R. Christensen, J. F. Bell III, and S. W. Squyres, Constraints on dust aerosols from the mars exploration rovers using mgs overflights and mini-tes, *J. Geophys. Res.*, *111*, E12S17, doi :10.1029/2006JE002786, 2006.

Wolff, M. J., M. D. Smith, R. T. Clancy, R. Arvidson, M. Kahre, F. Seelos, S. Murchie, and H. Savijarvi, Wavelength dependance of dust aerosol single scaterring albedo as observed by the compact reconnaissance imaging spectrometer, *J. Geophys. Res.*, *114*, E00D64, doi :doi:10.1029/2009JE003350, 2009.

Wolff, M. J., R. T. Clancy, J. D. Goguen, M. C. Malin, and B. A. Cantor, Ultraviolet dust aerosol properties as observed by marci, *Icarus*, *208*, 143–155, doi :10.1016/j.icarus.2010.01.010, 2010.

Wray, J. J., E. Z. Noe Dobrea, R. E. Arvidson, S. M. Wiseman, S. W. Squyres, A. S. McEwen, J. F. Mustard, and S. L. Murchie, Phyllosilicates and sulfates at endeavour crater, meridiani planum, mars, *Geophysical Research Letters*, *36*(21), n/a–n/a, doi :10.1029/2009GL040734, 2009.

Zhang, H., and K. J. Voss, Comparisons of bidirectional reflectance distribution function measurements on prepared particulate surfaces and radiative-transfer models, *Applied Optics*, *44*, 597–610, doi :10.1364/AO.44.000597, 2005.

Zhang, H., and K. J. Voss, Bi-directional reflectance measurements of closely packed natural and prepared particulate surfaces, *Springer*, *Chapter 8*, 279–327, 2008.

Annexes

Liste des symboles

AOT	Aerosol Optical Thickness
BRDF	Bidirectional Reflectance Distribution Function
CBOE	Coherent Backscattering of the Opposition Effect
CRISM	Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars
CSP	Courbe Spectro-Photometrique
CTX	Context Camera
DDP	Densité De Probabilité
DDR	Derived Data Record
DISORT	Discrete Ordinates Radiative Transfer Program for a Multi-Layered Plane-Parallel Medium
DPU	Data Processing Unit
EPF	Emission Phase Function
FOV	Field Of View
FRT	Full Resolution Targeted
GME	Gimbal Motor Electronics
HG	Henyey Greenstein
HiRISE	High Resolution Imaging Science Experiment
HRL	Half Resolution Long
HRS	Half Resolution Short
HRSC	High Resolution Stero Camera
IFOV	Instantaneous Field Of View
IR	InfraRed
IRTM	InfraRed Thermal Mapper

ISM	Imaging Spectrometer for Mars
IT	Inertie Thermique
LRO	Lunar Reconnaissance Orbiter
LROC	Lunar Reconnaissance Orbiter Camera
LUT	Look-Up Table
MAIAC	Multi-Angle Implementation of Atmospheric Correction
MARS-ReCO	Multi-angle Approach for Retrieval of Surface Reflectance from CRISM Observations
MARSIS	Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding
MCMC	Monte Carlo Markov Chain
MER	Mars Exploration Rovers
MEx	Mars Express
MGS	Mars Global Surveyor
MI	Microscopic Imaging
MO	Mars Odyssey
MOC	Mars Orbiter Camera
MODIS	MODerate resolution Imaging Spectroradiometer
MOLA	Mars Orbiter Laser Altimeter
MRO	Mars Reconnaissance Orbiter
MSL	Mars Science Laboratory
Navcam	Navigational camera
npOx	nanophase Oxide
OMEGA	Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité
OSU	Optical Sensor Unit
Pancam	Panoramic Camera
PDS	Planetary Data System
PSF	Point Spread Function
RAT	Rock Abrasion Tool
RMS	Root Mean Square
ROI	Region Of Interest

RTLS	Ross-Thick Li-Sparse
SHOE	Shadow Hiding of the Opposition Effect
TES	Thermal Emission Spectrometer
THEMIS	THermal Emission Imaging System
TOA	Top-Of-Atmosphere
TRDR	Targeted Reduced Data Record
VIMS	Visible and Infrared Mapping Spectrometer
VIRTIS	Visible and Infrared Thermal Spectrometer
VNIR	Visible Near-InfraRed

Liste des publications et communications

Publications

— **Fernando, J.**, Schmidt, F., Pilorget, C., Pinet, P., Ceamanos, X., Douté, S., Daydou, Y., Costard, F. Characterization and mapping of surface physical properties of Mars from CRISM multi-angular data : application for the MER landing sites. (accepté, Icarus) `http://arxiv.org/abs/1408.5301`

— Pilorget, C., **Fernando, J.**, Ehlmann, B., Douté, S. Photometry of particulate mixtures : what controls the phase curve ? Icarus, DOI : 10.1016/j.icarus.2014.11.036

— **Fernando, J.**, Schmidt, F., Ceamanos, X., Pinet, P., Douté, S., Daydou, Y. (2013). Surface reflectance of Mars observed by CRISM/MRO : 2. Estimation of surface photometric properties in Gusev Crater and Meridiani Planum. J. Geophys. Res. Planets. DOI : 10.1029/2012JE00419, `http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2012JE004194/abstract`

— Ceamanos X., Douté S., **Fernando, J.**, Schmidt, F., Pinet, P. and Lyapustin, A. (2013). Surface reflectance of Mars observed by CRISM/MRO : 1. Multi-angle Approach for Retrieval of Surface Reflectance from CRISM Observations (MARS-ReCO). J. Geophys. Res. Planets. DOI : 10.1029/2012JE004195. `http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2012JE004195/abstract`

Communications en premier auteur

— **Fernando, J.**, Schmidt, F., Pilorget, C., Pinet, P., Ceamanos, X., Douté, S., Daydou, Y. Characterization and mapping of the surface physical properties of Mars from photometry using CRISM/MRO multi-angular data : Application on the MER landing sites, abstract 1097, Eight International Conference on Mars, July, 14-18, Pasadena, California. (poster)

— **Fernando, J.**, Schmidt, F., Pilorget, C., Pinet, P., Ceamanos, X., Douté, S., Daydou, Y. CRISM/MRO photometric maps for the physical characterization of surface materials at MER-Opportunity landing site, Meridiani Planum, Mars, 45th Lunar and Planetary Science Conference, March 17-21, 2014, the Wooldlands, Texas. (talk)

— **Fernando, J.**, Schmidt, F., Pinet, P., Ceamanos, X., Douté, S., Daydou, Y., CRISM mapping of surface photometric parameters at MER landing sites, EPSC-DPS Joint Meeting 2013, 9-13

September 2013 in London, United Kingdom. (talk)

— **Fernando, J.**, Schmidt, F., Ceamanos, X., Pinet, P., Douté, S., Daydou, Y., Estimation of surface photometric parameters : Bayesian inversion on Hapke's model, EPSC-DPS Joint Meeting 2013, 9-13 September 2013 in London, United Kingdom. (talk)

— **Fernando, J.**, Schmidt, F., Ceamanos, X., Pinet, P., Douté, S. Propriétés photométriques de la surface martienne à partir des données multi-angulaires CRISM/MRO depuis l'orbite. 2ème colloque scientifique de la Société Française de Télédétection Hyperspectrale, Juin 2012, Toulouse. (talk)

— **Fernando, J.**, Schmidt, F., Ceamanos, X., Pinet, P., Douté, S., Daydou, Y., Souchon, A. Martian surface photometric properties from orbit by CRISM/MRO at Gusev Crater and Meridiani Planum. 43rd Lunar and Planetary Science Conference, March 19-23, 2012, the Wooldlands, Texas. (poster)

— **Fernando, J.**, Schmidt, F., Pinet, P., S., Daydou, Y., Souchon, A., Ceamanos, X., Douté. Surface photometric properties in Gusev crater from CRISM observation onboard MRO spacecraft. EPSC-DPS Joint Meeting 2011, October 2-7, 2011 in Nantes, France. (talk)