



HAL
open science

Minéralogie de la Lune étudiée par spectro-imagerie visible et proche infrarouge : Apport des données NIR de la sonde Clementine

Stéphane Le Mouélic

► To cite this version:

Stéphane Le Mouélic. Minéralogie de la Lune étudiée par spectro-imagerie visible et proche infrarouge : Apport des données NIR de la sonde Clementine. Planète et Univers [physics]. Université Paris Sud - Paris XI, 2000. Français. ⟨NNT : ⟩. ⟨tel-00448505⟩

HAL Id: tel-00448505

<https://theses.hal.science/tel-00448505v1>

Submitted on 19 Jan 2010

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.



HAL Authorization

THÈSE
présentée pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS XI
spécialité
ASTROPHYSIQUE ET TECHNIQUES SPATIALES
par
Stéphane Le Mouélic

**Minéralogie de la Lune étudiée par
spectro-imagerie visible et proche infrarouge :
Apport des données NIR de la sonde Clementine**



Soutenue le 27 septembre 2000 devant le jury composé de :

Président :	Prof. Philippe Masson
Rapporteurs :	Prof. Christophe Sotin Dr. Bernard Schmitt
Examineur :	Dr. Patrick Pinet
Codirecteur	Dr. Stéphane Erard
Directeur de thèse :	Dr. Yves Langevin

Remerciements

Tout d'abord, je voudrais adresser un immense merci à Yves Langevin pour la façon dont il a encadré cette thèse. Si les rôles étaient inversés, je lui décernerais sans hésitation possible les félicitations du jury ! Et ce, tant sur le plan des discussions scientifiques, toujours très productives, que sur le plan humain. Il a su se montrer toujours disponible lorsque j'en avais besoin, parfaitement au courant de l'avancée des travaux, en dépit de son haut degré d'implication dans les "hautes sphères" de la politique spatiale.

Un grand merci également à Stéphane Erard qui, en acceptant d'abord de me prendre en stage sur l'étude de Mars, m'a ensuite permis d'effectuer cette thèse, véritable aboutissement d'un rêve d'enfant. Je lui dois aussi la découverte d'un lieu mythique pour un astronome amateur : le Pic du Midi.

Merci également à Jean-Pierre Bibring pour m'avoir accueilli au sein de l'équipe de planétologie de l'IAS, ainsi que pour son enthousiasme débordant et son optimisme aussi communicatif qu'inépuisable.

Je suis très reconnaissant à Philippe Masson d'avoir accepté de présider le jury, ainsi qu'à Christophe Sotin et Bernard Schmitt pour avoir assumé la lourde tâche d'être rapporteurs. Je remercie également Patrick Pinet, ainsi que Serge Chevrel et Yves Daydou, avec qui j'ai pu partager les joies de l'étalonnage des données. Je tiens également à exprimer ma gratitude envers Paul Lucey, éminent spécialiste du domaine, pour sa grande ouverture d'esprit et pour le soutien toujours très enthousiaste qu'il m'a apporté.

L'ordinateur est un outil bien capricieux, qui a l'insolence de ne faire que ce qu'on lui dit de faire. Malgré cette obéissance aveugle, je n'aurais pu le dompter sans l'aide

précieuse de Pascal Eng et Olivier Forni. Outre cet aspect, les discussions quasi quotidiennes avec Olivier et Eric Quirico, sur des plans tant scientifiques qu'informatico-métaphysico-sociologico-ludiques ont également joué un rôle très important. Il en va de même des discussions variées avec Arnaud, Adrien, Jean-Claude, ainsi qu'avec François et Patrick (Gast!)...

Trois années de thèse seraient bien austères sans la présence de “compagnons de route”, anciens ou nouveaux thésards (Nabila, Guilaine, Marc-Antoine, Emmanuel, Marc, Karine*, Guillaume*, Hervé, Pierre-Ivan*, Laurent, Michel, Noure-dine, Valérie, Sabrina, Aurélie, Sujit, Emilie, Philippe, Bertrand, Francine, Mathieu, Spiros, Stéphane, Nicolas, Predrag...). Les astérisques me permettent de décerner une mention spéciale à ceux avec qui j'ai eu le plaisir de partager le bureau 311. Merci également à tous ceux qui participent à la vie du troisième étage (Alain, Brigitte, Janet, Jean, Louis, Frédéric, Sylvie...). Je suis également très reconnaissant envers tous ceux qui font vivre le labo, et que j'ai sollicités régulièrement, sans que leur patience ne montre la moindre trace de faiblesse (Daniel, Gérard, Ghislaine, Sonia, Saliha, Patricia, Valérie, Annie, Danièle, Vincent, Catherine...).

Je m'aperçois que si je cède à mon envie première, cette liste de remerciements va prendre des proportions gigantesques, au risque d'éclipser la suite. Je terminerai donc par un grand merci général à tous ceux que j'ai cotoyés au cours de ces trois années (y compris ceux que j'ai inévitablement oublié de citer ici!). Je garderai pour finir une mention spéciale pour mes parents - soutien sans faille garanti depuis 28 ans- et Joelle, qui a supporté avec beaucoup de patience d'entendre le mot “thèse” plusieurs fois par jour pendant trois ans.

Table des matières

Remerciements	5
Introduction	15
1 Généralités sur la Lune	21
1.1 L'origine du système Terre-Lune	22
1.2 Formation de la croûte lunaire : la théorie de l'océan de magma	24
1.3 La cratérisation de la Lune	26
1.4 L'histoire volcanique de la Lune	27
1.5 L'activité tectonique	30
1.6 Régolite et mégarégolite	31
1.7 Les grands types de roches lunaires	32
1.7.1 Principales subdivisions	32
1.7.2 Nomenclature officielle	33
1.8 Problèmes ouverts	34
2 Quelques repères de spectroscopie	37
2.1 Principe de la spectroscopie de réflectance	38
2.2 Relation entre réflectances diffuse et bidirectionnelle	40
2.3 Notion de fonction de phase	41
2.4 Modélisation du signal reçu	43
2.5 Etudes télescopiques de la Lune	45
2.6 Caractéristiques spectrales des sols lunaires	45
2.7 Processus physiques modifiant la réflectance de la surface	47
2.7.1 Influence du vieillissement des sols lunaires	47
2.7.2 Influence de la taille des grains et de la présence de composants opaques	50
2.7.3 Effets des mélanges	51
2.8 Synthèse : origine des variations spectrales sur la Lune	53

3	Les données de la sonde Clementine : de l'étalonnage de la voie infrarouge aux premiers résultats scientifiques	55
3.1	Présentation générale de la sonde Clementine	56
3.2	Résultats antérieurs : altimétrie et imagerie visible	57
3.2.1	Découverte du bassin South Pole-Aitken	57
3.2.2	Résultats de la caméra UVVIS	58
3.3	Le cas des données infrarouges de Clementine	60
3.3.1	Intérêt scientifique des données infrarouges	61
3.3.2	Problème de la réduction des données NIR	62
3.4	Solution proposée pour la voie infrarouge	64
3.4.1	Problème des images de fond de ciel	64
3.4.2	Détermination des plages de lumière uniforme	65
3.4.3	Intégration des données UVVIS et NIR	66
3.4.4	Détermination de l'offset résiduel	67
3.4.5	Recalage sur des spectres télescopiques	68
3.4.6	Vérification de la cohérence des résultats	69
3.5	Premiers pas vers une analyse scientifique	71
4	Apport des données infrarouges pour discriminer entre olivine et pyroxènes	75
4.1	Importance de la détection d'olivine en surface	76
4.2	Principe de la méthode utilisée	77
4.3	Etude du cratère Aristarchus	79
4.3.1	Intérêt scientifique et observations antérieures	79
4.3.2	Réduction des données	81
4.3.3	Résultats : découverte d'une zone complètement dominée par l'olivine	81
4.4	Etude du cratère Copernicus	85
4.4.1	Observations antérieures	85
4.4.2	Réduction des données	87
4.4.3	Résultats	88
4.5	Conclusion et implications	91
5	Discrimination entre maturité et composition des sols lunaires : élaboration d'une nouvelle méthode de cartographie du fer	93
5.1	Position du problème	94
5.2	Méthodes de Lucey et al.	96
5.2.1	Cartographie du fer et de la maturité	96
5.2.2	Cartographie du titane	98

5.2.3	Limites de la méthode de Lucey et al.	98
5.3	Confrontation à l'étude du plateau Aristarchus	100
5.3.1	Intégration des données UVVIS et NIR sur le plateau Aristarchus	100
5.3.2	Définition des critères spectraux	101
5.3.3	Première interprétation des critères spectraux par analyse en composantes principales	103
5.3.4	Effets de la maturité sur les spectres Clementine	104
5.4	Elaboration d'une nouvelle méthode de cartographie du fer	107
5.4.1	Apport des spectres d'échantillons lunaires	107
5.4.2	Inversion de la bande à $1 \mu\text{m}$: notion de fer mafique	109
5.4.3	Validation de la méthode sur les échantillons lunaires	112
5.5	Généralisation de la méthode	114
5.5.1	Etude de la région de Tycho	114
5.5.2	Etude du site d'atterrissage Apollo17	118
6	Applications directes et indirectes	121
6.1	Comparaison avec les données de Lunar Prospector	122
6.2	Application à l'étude de la surface de Mercure	124
6.3	Etude des astéroïdes	126
6.4	Etude de la minéralogie de Mars	131
	Conclusion et perspectives	137
	Publications	141
	Bibliographie	143
	Annexe : articles	157

Liste des figures

1	Nomenclature des principaux sites	19
1.1	Théories de formation de la Lune	23
1.2	Théorie de l'océan de magma	25
1.3	Cratérisation de la Lune	27
1.4	Chronologie de la formation de la face visible	29
1.5	Coupe schématique de la croûte lunaire	31
1.6	Principaux types de roches lunaires	33
2.1	Réflectances bidirectionnelle et diffuse de l'échantillon 62231	41
2.2	Fonction de phase de Shkuratov et al. (1999b)	43
2.3	Modélisation du signal reçu	44
2.4	Spectres en réflectance diffuse d'échantillons lunaires	46
2.5	Effets spectraux de la maturité sur les échantillons lunaires	48
2.6	Effets de la maturité sur les spectres télescopiques et relation entre taille de grains et teneur en agglutinats	49
2.7	Influence de la taille de grains sur les spectres	50
2.8	Effets spectraux des mélanges	52
3.1	La sonde Clementine	56
3.2	Carte topographique de la surface lunaire	57
3.3	Cartographie de la teneur en FeO de la Lune d'après Lucey et al. (1998a)	58
3.4	Cartographie de la teneur en TiO ₂ de la Lune d'après Lucey et al. (1998a)	59
3.5	Filtres Clementine UVVIS et NIR superposés aux spectres de labora- toire des minéraux lunaires les plus courants	61
3.6	Réponse typique de la caméra NIR en l'absence de signal	63
3.7	PLU générée pour le filtre NIR à 1100 nm	66
3.8	Méthode de détermination de l'offset des images infrarouges	68
3.9	Visualisation du résultat de l'optimisation de la réduction des données	70
3.10	Rapports de bande sur le cratère Aristillus	72

3.11 Spectres extraits du cratère Aristillus	74
4.1 Spectres de laboratoire de mélanges d'olivine et d'orthopyroxène . . .	78
4.2 Le cratère Aristarchus vu par Apollo 15	79
4.3 Coupe schématique du cratère aristarchus et composite UVVIS couleur	80
4.4 Composite couleur infrarouge du cratère Aristarchus	82
4.5 Spectres extraits du cratère Aristarchus	83
4.6 Rapport 1250/1500 nm sur le pic central d'Aristarchus	84
4.7 Le cratère Copernicus vu depuis le module lunaire Apollo17	85
4.8 Coupes schématiques du cratère Copernicus	86
4.9 Modes instrumentaux des images NIR sur le cratère Copernicus . . .	87
4.10 Rapports de bandes normalisés sur Copernicus	89
4.11 Spectres extraits du cratère Copernicus	91
5.1 Corrélation entre les concentrations en poids d'oxyde des différents éléments majeurs dans les échantillons lunaires	94
5.2 Méthode de cartographie de la teneur en fer des sols d'après Lucey et al. (1998c)	96
5.3 Méthode de cartographie de la teneur en titane d'après Lucey et al. (1998c)	99
5.4 Dépendance de la méthode de Lucey et al. avec la topographie	99
5.5 Nomenclature et composite UVVIS couleur du plateau Aristarchus . .	101
5.6 Paramètres spectraux utilisés	102
5.7 Résultats d'une analyse en composantes principale	104
5.8 Effets de la maturité sur les spectres Clementine	105
5.9 Corrélation entre la pente du continuum et la quantité de fer métallique	107
5.10 Teneur en fer mafique du Plateau Aristarchus	110
5.11 Différence entre fer déduit de Lucey et al. et fer mafique	111
5.12 Evaluation de la teneur en fer de 50 sols lunaires	112
5.13 Mosaique de la région du cratère Tycho	114
5.14 Effets de la maturité dans les continents (Tycho)	115
5.15 Cartographies de la teneur en FeO de la région de Tycho	117
5.16 Coupe sud-nord d'un cratère	118
5.17 Prédiction de la teneur en fer moyenne du site Apollo 17	119
6.1 Différence entre la teneur en fer évaluée par Clementine et par Lunar Prospector	122
6.2 Cas de Mercure	125
6.3 image et spectre de Vesta	127

6.4	Altération spatiale sur les astéroïdes	128
6.5	L'astéroïde 433 Eros vu par la sonde NEAR	130
6.6	Les highlands martiens et les traces d'eau liquide	132
6.7	Spectres ISM de la surface de Mars	133
6.8	Vision futuriste de l'exploration lunaire...	139

Introduction

14 décembre 1972. J'avais 6 mois lorsque Jack Schmitt et Gene Cernan ferment la porte du module lunaire Apollo 17, et quittent la surface de la Lune après trois jours d'une incroyable exploration. C'est la fin d'une extraordinaire aventure humaine, au cours de laquelle 12 hommes ont marché sur la Lune. Le programme Apollo, véritable défi technologique et humain, a ouvert la voie à un ambitieux programme d'exploration du système solaire. La conquête spatiale a ensuite progressivement transformé notre vision de la Lune et des planètes, modifiant leur statut d'objets astronomiques en celui d'objets géologiques. Apparaissant à l'origine comme de simples points dans le ciel, les satellites des planètes, les astéroïdes, ou bien les planètes elles-mêmes nous révèlent progressivement leurs mystères, dévoilant une incroyable diversité et une véritable richesse. Même si le rêve de Werner Von Braun, homme de génie à l'origine des premiers succès de la conquête spatiale américaine, de voir une base permanente sur la Lune et des hommes sur Mars avant l'an 2000 se révèle utopique, les années à venir nous promettent une belle moisson de découvertes. Plusieurs sondes à l'initiative des agences spatiales américaine et européenne doivent partir (ou sont parties) à la conquête de Mars, de la Lune, des systèmes de Jupiter ou de Saturne, ou bien encore des astéroïdes.

La compréhension de l'histoire et de l'évolution des objets du système solaire est un élément essentiel de la quête de nos origines : comment la Terre est-elle apparue ? Comment a-t-elle évolué au cours de son histoire ? Comment la vie a-t-elle pu s'y développer ? La planétologie comparée, c'est-à-dire l'étude comparative des planètes (et de leurs satellites), est une approche permettant d'apporter des éléments de réponse à ces questions fondamentales. Aristote disait déjà : *“Ce qui est vrai d'un astre est vrai de tous, et nos yeux nous montrent que la Lune est sphérique”* (*traité du ciel*, II, 11)...

Jusqu'à très récemment, l'étude des surfaces planétaires était basée principalement sur l'interprétation géomorphologique des images à haute résolution envoyées par les sondes spatiales. Une compréhension plus approfondie des mécanismes d'évolution suppose cependant d'acquérir une information sur la composition des terrains observés. Les techniques de spectro-imagerie dans le visible et le proche infrarouge, nées

de l'évolution rapide de nouvelles générations de détecteurs, permettent de franchir ce pas en fournissant des informations cruciales sur la minéralogie de la surface. L'analyse des propriétés de la lumière solaire réfléchi, et notamment la position et la forme des bandes d'absorption, permet en théorie d'identifier le type de minéraux en présence. En pratique, l'interprétation des spectres est rendue difficile par des effets de mélange, de taille de grains, d'altération des sols, ou encore par la présence d'une atmosphère (cas de la Terre et de Mars). C'est dans ce cadre général de l'apport des techniques de spectro-imagerie à la connaissance des surfaces planétaires que s'insère cette thèse.

Plus précisément, je me suis placé, dans le cadre de ce travail, dans le cas le plus favorable : le cas de la Lune. Pourquoi favorable ? Et bien, malgré les difficultés d'interprétation bien réelles, la Lune est le seul corps planétaire pour lequel on dispose à la fois d'échantillons (387 kg...) bien documentés et de données de télédétection acquises en orbite, dans un cas où il n'y a pas d'atmosphère pour perturber les observations. Disposer d'une vérité terrain est en effet un avantage certain pour savoir interpréter efficacement les données orbitales. Outre cet aspect méthodologique, l'étude de la Lune présente également un intérêt intrinsèque dans la mesure où plusieurs problèmes restent, malgré l'héritage Apollo, non résolus. Le problème de l'origine de la Lune, et plus généralement du système Terre-Lune, le problème de la formation et de l'hétérogénéité de la croûte et du manteau lunaires, la présence ou non d'un noyau métallique ne sont que quelques exemples parmi d'autres.

A l'issue du programme Apollo, dont l'objectif premier était de poser un homme sur la Lune, notre connaissance de la Lune a été bouleversée. En revanche, pour des raisons de sécurité évidentes, tous les sites Apollo sont situés sur la face visible à des latitudes moyennes. De plus, les modules de commande restés en orbite avaient tous une orbite équatoriale. Si le programme Apollo s'est soldé par une excellente connaissance de 6 sites d'atterrissage, il manquait cependant à l'issue du programme une information scientifique majeure : quelle est la composition de la Lune à l'échelle globale ? Qu'en est-il de la composition des sites non échantillonnés ? Ces informations sont bien sûr essentielles pour contraindre les modèles de formation, d'évolution, et de mise en place des terrains.

Après presque 20 ans d'absence, la sonde Clementine (lancée en janvier 1994) a initié un retour à la Lune. Clementine est à l'origine une mission technologique, précurseur du concept "faster, better, cheaper" de la NASA. Pour la première fois, la communauté scientifique a pu disposer de données multispectrales couvrant la totalité de la surface lunaire (y compris la face cachée) avec une résolution de 100 à 400 mètres par pixels dans plusieurs canaux spectraux. Clementine comportait notamment deux caméras à filtres, une dans le domaine visible, et l'autre dans le domaine infrarouge. Si

l'exploitation des images de la partie visible, toujours en cours actuellement, a donné lieu à de nombreuses découvertes scientifiques (plus de 100 articles répertoriés dans ADS, NASA Astrophysics Data System), les données de la caméra infrarouge NIR sont restées totalement inexploitées du fait de problèmes d'étalonnage. Ces données sont pourtant en accès libre sur internet depuis 1995.

Je me suis intéressé au cours de cette thèse à l'exploitation de ces données infrarouges. Il s'agissait dans un premier temps de voir jusqu'à quel point il serait possible d'extraire l'information scientifique des données, malgré les problèmes d'étalonnage, sachant que les premières tentatives initiées plus de deux ans auparavant s'étaient révélées infructueuses. La barrière de l'étalonnage ayant été franchie avec succès, il a ensuite été possible de voir dans quelle mesure ces données allaient pouvoir apporter des éléments de réponses aux problèmes liés à la minéralogie lunaire, et plus généralement à l'interprétation des données de spectro-imagerie dans le visible et le proche infrarouge. Cette étude a conduit aux premiers résultats scientifiques centrés sur l'analyse des données NIR de Clementine.

Le premier chapitre a pour but de rappeler quelques éléments de base concernant l'histoire et la géologie de la Lune. Le but n'est pas ici d'être exhaustif, dans la mesure où l'information existe ailleurs (voir notamment G. Heiken & eds, 1991), mais de donner les éléments nécessaires à la compréhension de la suite. Dans la même optique, le chapitre 2 rappelle les principes de la spectroscopie de réflectance, en mettant l'accent sur la spécificité du cas lunaire. Au troisième chapitre, je présenterai le problème de l'analyse des images infrarouges de Clementine, et je décrirai la solution qui a été développée pour étalonner les données dans des zones présentant un intérêt majeur. Je montrerai au chapitre 4 les premiers résultats scientifiques utilisant l'infrarouge pour résoudre le problème de l'identification des minéraux et notamment la discrimination entre olivine et pyroxènes. On verra ensuite au chapitre 5 comment l'intégration des données NIR aux données visibles permet de résoudre le problème de la discrimination entre les effets de vieillissement de la surface et les effets dus à la composition. Au cours de ce chapitre, je décrirai notamment l'élaboration d'une méthode permettant d'évaluer la teneur en fer des sols observés à partir des spectres acquis en orbite. Enfin, je m'attacherai au chapitre 6 à décrire les perspectives et les applications de ce travail, que ce soit dans le cadre de l'étude de la Lune (comparaison avec les données de Lunar Prospector) ou dans un cadre plus général (étude de Mercure, des astéroïdes ou encore de Mars). On verra à cette occasion que la méthode de cartographie du fer développée pour la Lune, appliquée au cas de Mercure, donne une estimation cohérente de la teneur moyenne en fer de la surface.

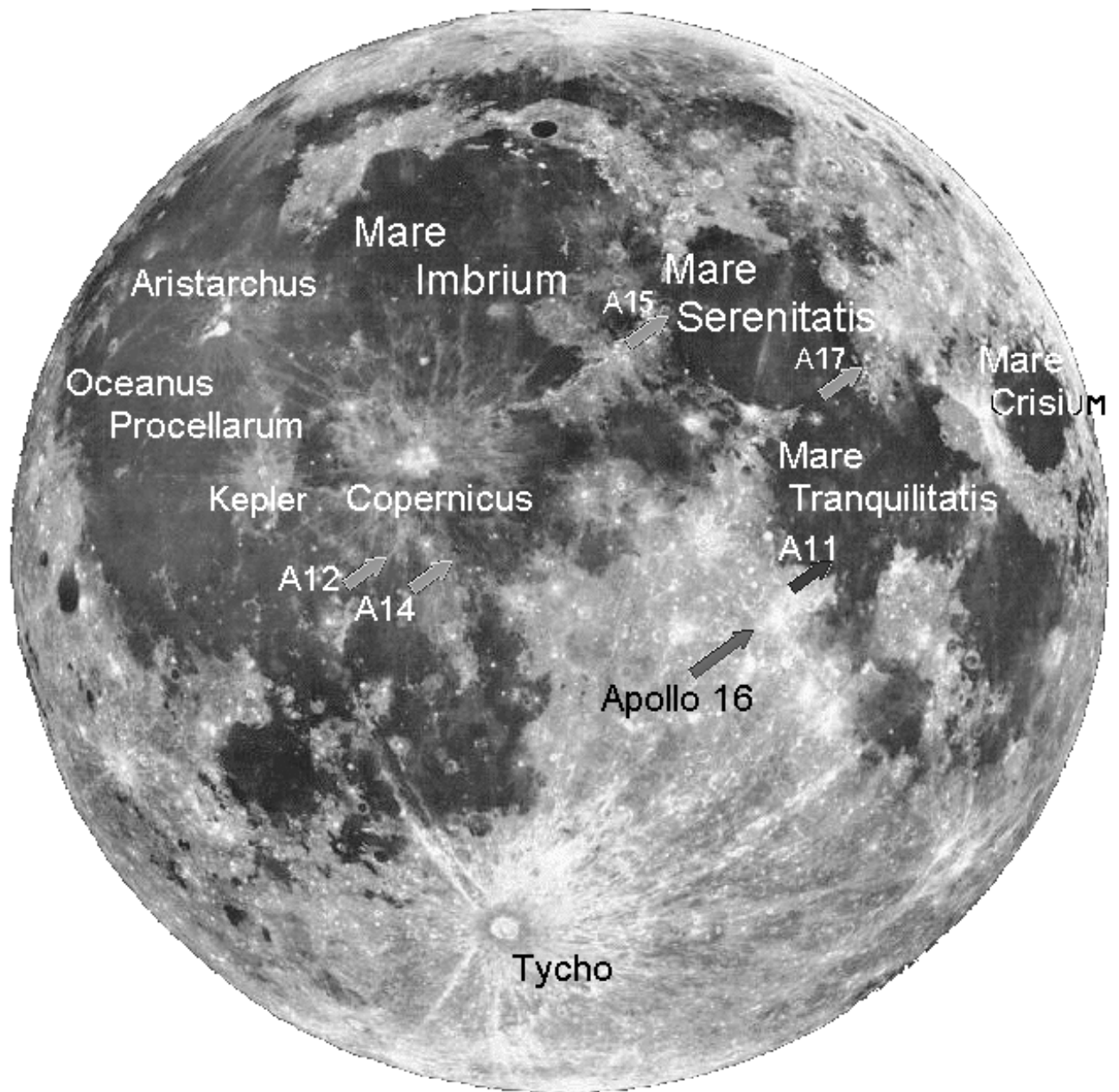


FIG. 1: Nomenclature des principaux sites lunaires .

Chapitre 1

Généralités sur la Lune

1.1 L'origine du système Terre-Lune

L'origine de la Lune, et plus généralement du système Terre-Lune est l'une des énigmes majeures que tente de résoudre la science lunaire. Comprendre la formation de la Lune, c'est en effet également comprendre la formation de la Terre. La présence de la Lune autour de la Terre semble de plus avoir été un facteur déterminant pour stabiliser et contrôler les variations de l'axe de rotation de la Terre (Laskar & Robutel, 1993, Laskar et al., 1993). Cet effet, tout comme le rôle important joué par les marées, est un élément essentiel pour permettre de comprendre l'autre problème fondamental qu'est l'apparition de la vie. Le système Terre-Lune apparaît comme un cas unique au sein de notre système solaire, tant par le rapport de masse élevé des deux corps, que par leur différence de degré d'évolution. Alors que la Lune est le corps planétaire le moins évolué du système solaire interne, la Terre apparaît comme la planète tellurique la plus évoluée sur le plan géologique. Ce cas unique est probablement le résultat d'un processus de formation lui aussi unique.

Les modèles de formation d'un tel système doivent permettre d'expliquer plusieurs paramètres importants, que sont d'une part l'état dynamique du système (périodes de rotation et moment cinétique) et d'autre part la composition respective des deux corps. L'analyse des échantillons rapportés par les astronautes des missions Apollo a révélé que la Lune et la Terre ont la même composition isotopique en oxygène, ce qui semble indiquer une formation à partir du même réservoir de matière, donc dans la même zone du système solaire. Par contre, la composition chimique de la Lune semble différente de celle de la Terre. Elle est globalement enrichie en éléments réfractaires, qui ne s'évaporent qu'à haute température (Al, Ca, Th et terres rares...), appauvrie en fer et en composés volatiles tels que le sodium et le potassium, et complètement dépourvue de minéraux contenant de l'eau. Le rapport entre la quantité d'oxyde de fer et celle d'oxyde de magnésium semble être environ dix fois supérieur sur la Lune que dans la croûte et le manteau terrestres. Il semble enfin que la Lune ait un noyau métallique qui, s'il existe (ce qui n'est pas encore complètement démontré), est de taille très réduite.

La figure 1.1 illustre les quatre modèles historiquement proposés pour tenter d'expliquer la formation de notre satellite naturel :

- (a) Formation par capture d'un objet céleste déjà formé par le champ de gravité terrestre (Nakazawa et al., 1983). Cette hypothèse paraît désormais la moins crédible pour des raisons de dynamique et de composition.
- (b) Fission de la Lune par éjection d'une partie du manteau terrestre sous l'effet de la force centrifuge (Ruskol, 1979). Cette théorie, en accord avec les contraintes de composition, est également mise en défaut pour des raisons de

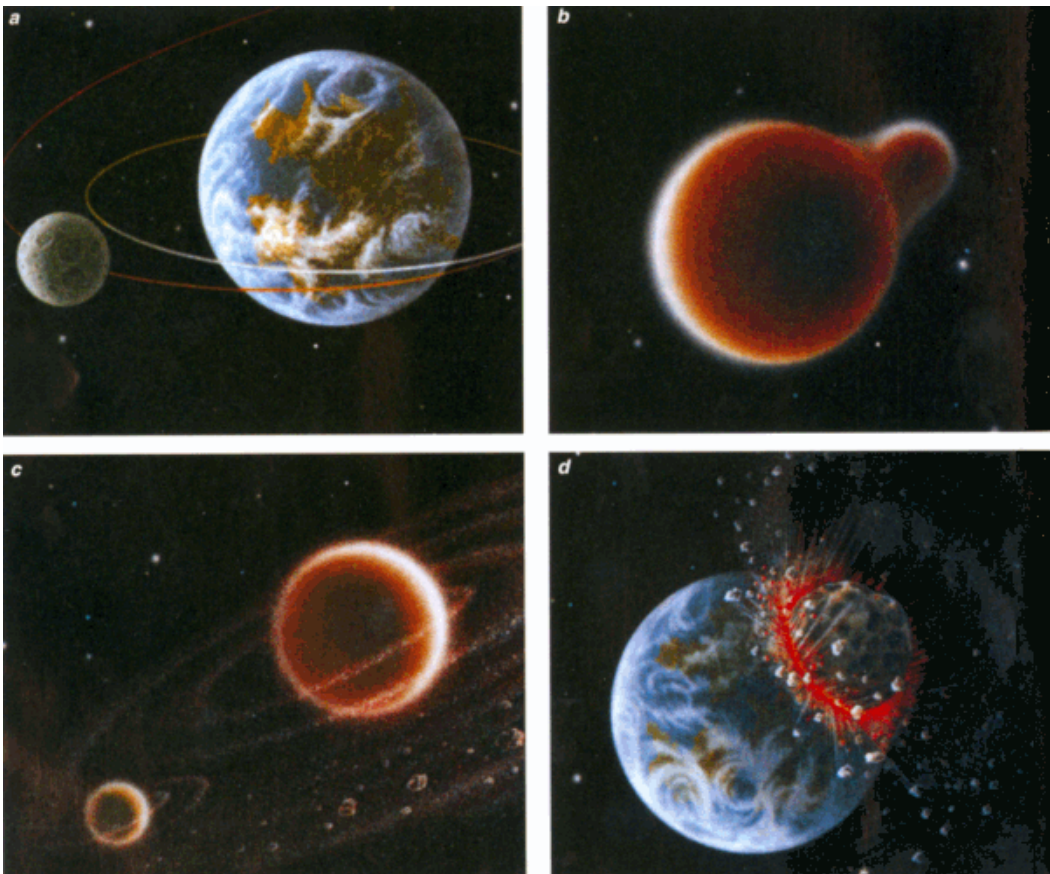


FIG. 1.1: Théories de formation de la Lune. (a) Capture. (b) fission. (c) coaccretion. (d) Impact géant. La dernière hypothèse est la théorie actuellement retenue. Image tirée de Taylor (1999)

dynamique. La Terre aurait dû tourner sur elle-même en deux heures et demie, ce qui est incompatible avec les modèles d'accrétion.

- (c) Coaccretion d'un système planétaire double à partir d'un même système de poussière et de gaz (Ruskol, 1960, Ruskol, 1963, Ruskol, 1972). Cette dernière hypothèse a également été progressivement écartée car elle ne permet pas d'expliquer l'orbite actuelle de la Lune, ni les différences d'abondances en composés volatiles et réfractaires.
- (d) Formation à la suite d'un impact géant avec un corps de la taille de Mars (Hartmann & Davis, 1975). Cette théorie est la théorie actuellement retenue.

La théorie dominante est donc une théorie hybride supposant un impact géant entre un corps différencié de la taille de Mars et la Terre primitive (Hartmann & Davis, 1975). Le cœur de la Lune serait pauvre en métal parce que le noyau riche en fer du projectile s'est incorporé à la Terre (fig. 1.1d). La composition isotopique en oxygène serait identique car les deux corps parents seraient issus de la même région

du système solaire. La Lune se serait formée à partir des débris venant du manteau terrestre éjectés lors de la collision, c'est-à-dire principalement à partir de silicates. Le déficit en eau et en éléments volatils s'expliquerait alors par leur évaporation causée par la chaleur intense produite par l'impact. Les composés réfractaires, eux, se seraient recondensés après l'échauffement. Enfin, le déficit en fer serait dû à un projectile moins riche en fer que la Terre primitive et à la fusion des deux noyaux. Sur le plan dynamique, la collision aurait fourni à la Terre sa vitesse de rotation actuelle en la percutant de manière décentrée. Cette théorie de l'impact géant permet d'expliquer bon nombre de faits, d'où sa popularité. Elle ne fait malgré tout pas encore l'unanimité dans la communauté. Quoi qu'il en soit, il apparaît de manière évidente qu'une connaissance précise de la composition géochimique de la Lune dans sa globalité (surface + manteau) est un élément essentiel permettant de contraindre le modèle de formation par un impact géant. Actuellement, un des objectifs des études géochimiques du manteau consiste à savoir si l'impact a laissé des traces visibles sur le plan de la minéralogie. Par exemple, des modèles numériques prédisent que l'intérieur du manteau a connu des températures transitoires élevées qui n'auraient jamais été atteintes sans l'impact géant. Ces températures pourraient avoir laissé des traces dans la chimie des minéraux.

1.2 Formation de la croûte lunaire : la théorie de l'océan de magma

La théorie de l'impact géant est un héritage direct des missions Apollo. Un autre concept est né de l'étude des échantillons lunaires : l'idée d'un océan de magma (Wood et al., 1970). Cette idée a pris corps dès que Neil Armstrong et Buzz Aldrin ont prélevé les premiers échantillons de roche basaltique et de régolite dans la mer de la tranquillité. Les échantillons de basalte représentatifs des mers lunaires (régions sombres) sont riches en pyroxènes et en olivine (minéraux lourds contenant du fer et du magnésium). Par contre, les échantillons prélevés lors des missions Apollo 15, 16 et 17 ont révélé que les continents (correspondant aux régions claires) sont riches en feldspath plagioclase. Ce sont principalement des roches claires composées de silicates de calcium et d'aluminium (éléments légers).

La théorie de l'océan magmatique stipule qu'un océan de magma aurait enveloppé l'intérieur solide de la Lune il y a 4.5 milliards d'années. L'énergie nécessaire à la fusion des roches proviendrait d'une part de l'énergie dégagée par l'impact géant, d'autre part par la désintégration d'éléments radioactifs et par la migration du fer vers le noyau. Le magma aurait ensuite cristallisé progressivement pendant 100 millions

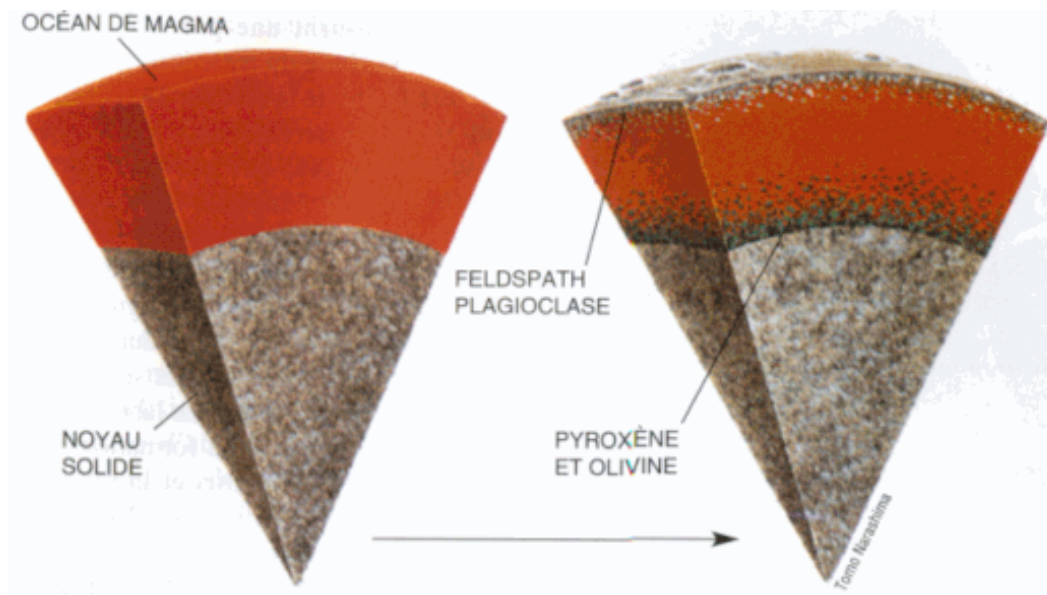


FIG. 1.2: Théorie de l'océan de magma (Wood et al., 1970). Les minéraux les plus lourds (olivine et pyroxènes) se seraient enfoncés dans le magma, tandis que les matériaux légers (feldspaths plagioclases) auraient flotté en surface pour former la croûte lunaire. Modèle simplifié, d'après Taylor (1999)

d'années. Les matériaux les plus légers, principalement les feldspaths plagioclases, seraient montés en surface pour former la croûte lunaire. Les matériaux les plus lourds, essentiellement l'olivine et le pyroxène, se seraient enfoncés dans l'océan de magma pour former le manteau (fig. 1.2). Suite à une seconde phase de magmatisme liée à l'accumulation de chaleur issue de la désintégration des éléments radioactifs de longue période, une partie de ces matériaux serait remontée en surface il y a 3.8 à 3.2 milliards d'années par des fractures de la croûte engendrées par des impacts géants, remplissant le fond des grands bassins lunaires.

Plusieurs versions améliorées du modèle initial de Wood et al. (1970) ont été proposées pour rendre compte des contraintes observationnelles et de la diversité des échantillons lunaires (voir Warren, 1985). L'aspect évolutif et parfois conflictuel des multiples hypothèses avancées indique cependant que, comme dans le cas de l'impact géant, la question de l'origine de la croûte lunaire reste un débat d'actualité. L'existence de montagnes lunaires pauvres en feldspaths pourrait par exemple remettre en cause cette vision des choses, comme la découverte d'olivine en quantité significative dans les continents. Comme dans le cas précédent, la connaissance de la composition géochimique de la surface et du manteau lunaire à l'échelle globale, ainsi que la connaissance de leur degré d'hétérogénéité apparaissent comme des facteurs déterminants pour contraindre les modèles.

1.3 La cratérisation de la Lune

Après l'impact cataclysmique et la formation de l'océan de magma, le phénomène ayant le plus modelé la surface lunaire est sans conteste le bombardement intense par des météorites. On observe des structures d'impact dont la taille peut varier du millier de kilomètres (grands bassins) au micromètre (sur les échantillons lunaires). L'étude en laboratoire des échantillons lunaires a permis de dater les principales phases de bombardement. En effet, lors d'un choc très violent, l'énergie dégagée fait fondre partiellement la roche. Sa recristallisation peut être datée en mesurant les taux de décroissance radioactive des éléments tels que Rb, Ar, Sr, Sm ou encore Md. Les échantillons les plus vieux datent de la cristallisation de l'océan de magma (4.4 milliards d'années). En revanche, les âges de presque tous les échantillons rapportés par les missions Apollo et Luna se concentrent entre 3.85 et 3.95 milliards d'années. Cette observation est à l'origine de l'hypothèse d'une période de bombardement "cataclysmique" qui pourrait avoir réinitialisé l'âge des roches plus anciennes. Le flux de météorites aurait ensuite diminué rapidement.

Une étude minutieuse de la distribution en fréquence et en taille des cratères sur les sites d'atterrissage Apollo et Luna a permis d'établir une chronologie relativement précise du bombardement météoritique de la Lune (Neukum et al., 1975). Cette méthode permet notamment d'évaluer l'âge de la surface par comptage de cratères dans des zones autres que les sites Apollo. Par extension, elle fournit aussi une estimation de l'âge des surfaces pour d'autres corps tels que Mars, mais avec une barre d'erreur relativement importante. D'après cette chronologie, la fin de la phase de bombardement intense se situerait vers 3.6 milliards d'années (figure 1.3).

L'étude de la cratérisation des sols lunaires est particulièrement importante car elle lève le voile sur une partie de l'histoire de la Terre primitive. En effet, les processus d'érosion et de tectonique des plaques ont entièrement renouvelé la surface de la Terre. Alors que les roches terrestres les plus anciennes retrouvées à ce jour datent de 3.8 milliards d'années (Groënland), l'âge moyen de la plus grande partie de la croûte terrestre n'excède pas 200 millions d'années. Ce renouvellement de la croûte n'a pas eu lieu sur la Lune, dont la chaleur interne est insuffisante pour engendrer une tectonique des plaques. La surface de la Lune témoigne des événements ayant marqué le premier milliard d'années de la Terre, ce qui correspond à une période de bombardement cataclysmique. De part sa masse et sa surface plus importantes, la Terre a très vraisemblablement subi vingt fois plus d'impacts que la Lune. Cela suppose que, à l'époque de la formation des bassins lunaires, la Terre a subi plus de 300 impacts créant un bassin de plus de 300 km, chacun effaçant inévitablement toute trace de vie naissante.

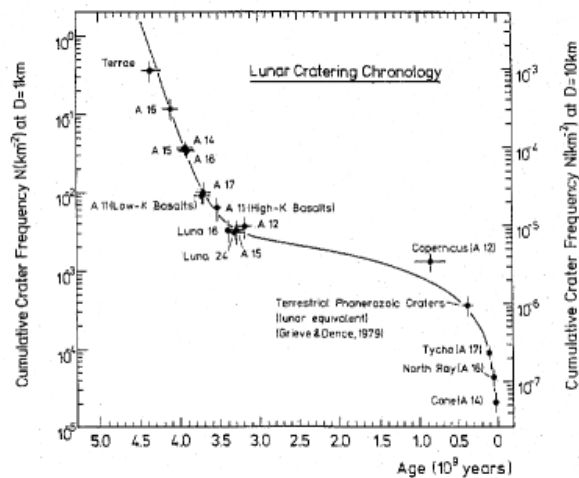
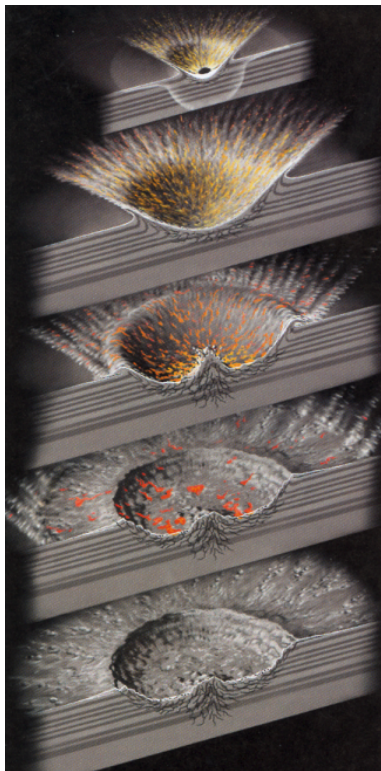


FIG. 1.3: Chronologie du taux de cratérisation lunaire. D'après Neukum et al. (1975).

A gauche : formation d'un cratère de taille moyenne. L'impact excave des matériaux et retourne les couches superficielles.

Comme nous venons de le voir, l'étude des cratères est importante pour tenter de reconstituer la chronologie des événements ayant modifié la croûte lunaire. Outre cet aspect, les cratères fournissent également un moyen naturel de sonder la composition en profondeur de la croûte (figure 1.3 à gauche), dans la mesure où les cratères excavent des matériaux venant d'une profondeur d'autant plus grande que leur diamètre est important (Stoeffler et al., 1975, Dence, 1977, Grieve et al., 1981, Melosh, 1989). Grieve & Head (1983) et Dence (1977) ont estimé à partir d'analogues terrestres ou de simulations en laboratoires, que la cavité créée lors d'un impact pouvait atteindre une profondeur allant du tiers au dixième du diamètre du cratère. Pour un impact de la taille de Copernicus (93 km de diamètre), le matériau constituant le pic central du cratère proviendrait d'une profondeur de 10 km (Pieters & Wilhelms, 1985). L'étude de la composition des cratères d'impacts (pics centraux, éjectas...) permet ainsi d'accéder à la composition de la croûte jusqu'à une profondeur pouvant atteindre 30 km (Tompkins & Pieters, 1999).

1.4 L'histoire volcanique de la Lune

Le volcanisme fournit également un moyen indirect de sonder l'état physico-chimique de l'intérieur de la Lune. L'étude des roches volcaniques permet en effet de

remonter directement à la composition du manteau et aux conditions de température et de pression qui y ont régné à un instant donné (pétrochimie expérimentale). La datation des différentes phases d'épanchement (datation absolue des échantillons lunaires ou bien estimation par comptage de cratères) fournit donc une indication importante sur l'évolution thermique de la Lune. Les températures requises pour développer l'ancienne activité volcanique observée sont ainsi de l'ordre de 1100°C à une profondeur de 150 à 200 km (G. Heiken & eds, 1991). En complément des analyses in situ, la composition des mers lunaires a été étudiée depuis la Terre grâce aux techniques de spectroscopie et de spectro-imagerie (voir par exemple les thèses de S. Chevrel, 1990 et P. Martin, 1996). Outre les résultats obtenus par la sonde Clementine, dont il sera question à partir du chapitre 3, le survol de la Lune par la sonde Galileo a également été mis à profit en 1991 pour effectuer des analyses de composition (Pieters et al., 1993b; Greeley et al., 1993; Head et al. 1993).

Diversité des structures d'origine volcanique

Les structures volcaniques les plus courantes sont les mers lunaires (régions sombres). Ce sont de vastes plaines de lave basaltique très peu visqueuse, ayant partiellement ou complètement rempli les grands bassins d'impact (Baldwin, 1963). La plupart de ces épanchements de basalte se trouvent sur la face visible. Ils couvrent au total 17 % de la surface lunaire (Head, 1976). Outre ces structures majeures, la surface lunaire présente également de nombreuses structures de plus petite taille, mais dont l'origine est également étroitement liée au volcanisme. C'est le cas des vallées sinueuses, véritables tubes de lave effondrés présents principalement en marge des grands bassins (Marius Hills, Aristarchus Plateau, Hadley Rille...), ou encore de petits dômes volcaniques tels que les collines de Marius (14°N , 50°O). On trouve également plusieurs indications de dépôts pyroclastiques (tels que le sol orange découvert lors de la mission Apollo 17). Ces dépôts proviennent d'éruptions de type fontaine de feu, lors desquelles de fines gouttelettes de lave se déposent tout autour de la zone d'émission. Plusieurs dépôts très sombres (souvent appelés DMD pour Dark Mantle Deposits) seraient d'origine pyroclastique (Heiken et al., 1974, Weitz et al., 1998).

Chronologie des principales phases d'activité

On observe sur la Lune une grande diversité des épisodes volcaniques, tant dans l'espace que dans le temps (Head & Wilson, 1992). La plus vieille trace d'activité volcanique connue date de 4.2 milliards d'années. Elle a été découverte grâce à l'analyse d'un fragment d'un échantillon de matériau continental collecté lors de la mission Apollo 14. Les traces de ce volcanisme très ancien (probablement entre 4.3 et



(a) La lune vers 3.9 milliards d'années, avant la formation du bassin Imbrium



(b) La lune vers 3 milliards d'années après le remplissage des mers lunaires



(a) La lune aujourd'hui.

FIG. 1.4: Chronologie de la formation de la face visible. D'après Wilhelms (1971).

4 milliards d'années) ont pratiquement disparu suite au bombardement encore très intense à cette époque. Seules peuvent subsister des anomalies en Fer (teneurs élevées) aux endroits où le basalte a été progressivement assimilé dans les roches résultant des impacts, ou bien là où les mers anciennes ont été recouvertes par des éjectas (cryptomaria).

Après le déclin du taux de cratérisation vers 3.8 milliards d'années, les épanchements de lave ont pu être préservés, et sont encore reconnaissables à ce jour. Les missions Apollo 11 et Apollo 17 ont permis de montrer que Mare Tranquilitatis (très riche en Titane), et Mare Serenitatis (pauvre en Titane) sont apparues entre 3.8 et 3.6 milliards d'années (voir figure 1 pour leur localisation). Mare Crisium et Mare Feconditatis, relativement riches en Aluminium et pauvres en Titane, auraient un âge de 3.6 à 3.4 milliards d'années d'après l'étude des échantillons ramenés par les sondes Luna 16 et 24. Les laves de Mare Imbrium, de teneur variable en Titane, semblent âgées 3.3 milliards d'années (Apollo 15), et celles d'Oceanus Procellarum de 3.1 milliards d'années (Apollo 12). L'âge des coulées de lave les plus récentes ne peut être évalué que par comptage de cratères. Il pourrait être de 1 à 2 milliards d'années pour des zones restreintes situées dans Oceanus Procellarum et Mare Imbrium. La diversité de composition chimique (en Fer et Titane notamment) des basaltes lunaires montre que leur genèse est un processus très complexe.

1.5 L'activité tectonique

La Lune, de par sa faible taille, n'a pas eu une énergie interne suffisante pour développer une activité de type tectonique des plaques. Les structures observées (failles, grabens et rides de compression) sont relativement simples, et pratiquement toujours associées aux bassins d'impact et aux grands cratères. Lors d'un impact géant, une partie du manteau va être localement soulevée en réaction à la cavité créée par l'impact (relaxation visqueuse, se mettant en place en 100 à 200 millions d'années). Le remplissage progressif des grands bassins par de la lave s'infiltrant par les fractures de la croûte crée une surcharge supplémentaire. Ces anomalies de masse, déjà détectées par la sonde Lunar Orbiter, sont appelées "mascons", pour "mass concentration". Le centre du bassin va alors s'affaisser, donnant naissance à des rides de compression, alors que la périphérie distendue va développer un réseau de failles et de grabens (compensation isostatique). Les exemples les plus frappants de ce type de structures se trouvent à la périphérie de Mare Humorum et Mare Serenitatis.

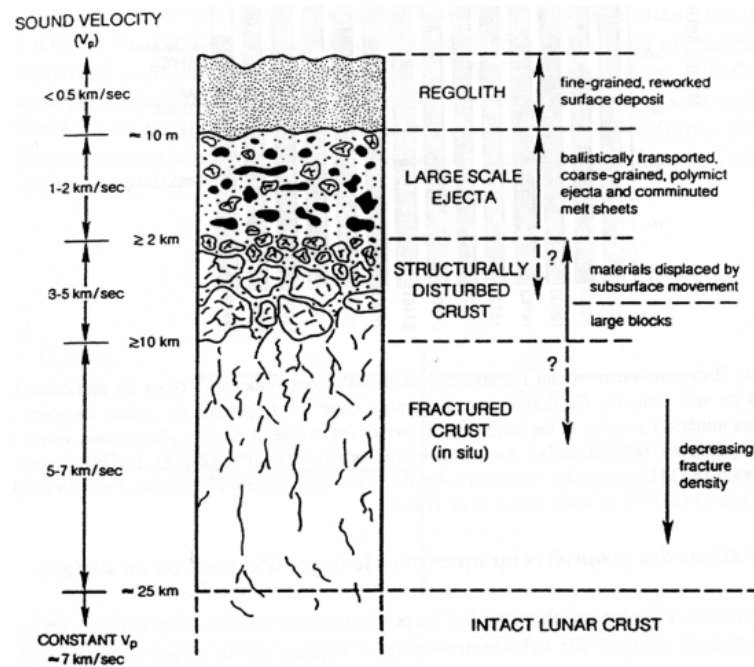


FIG. 1.5: Coupe schématisique de la croûte lunaire montrant le régolite, le mégarégolite et le socle rocheux. D'après Horz et al. (1991).

1.6 Régolite et mégarégolite

La saturation de la surface de la Lune par des bassins d'impact et des cratères géants signifie que les premiers kilomètres de matériaux dans les continents sont complètement dominés par des éjectas. Ces éjectas forment une couche épaisse de roches brisées, écrasées, broyées appelées brèches. Cette couche épaisse correspond au "mégarégolite".

La Lune ne possède pas d'atmosphère protectrice. Sa surface est donc soumise à un bombardement incessant de météorites de toutes tailles et de particules énergétiques du vent solaire. Le flux de micrométéorites qui bombarde la surface lunaire depuis plusieurs milliards d'années agit donc comme un jet de sable haute pression sur une façade murale, transformant progressivement la croûte lunaire en poussière. Les roches présentes en surface vont ainsi être progressivement pulvérisées, brassées et même partiellement fondues sous la violence des impacts. Les échantillons de sol lunaire montrent en effet qu'une partie de la surface est constituée d'agrégats vitreux (agglutinats) et de sphérules (Borg et al., 1980). Une zone fraîchement exposée évoluera progressivement vers un état stationnaire, où le taux de destruction des matériaux est contrebalancé par le taux de construction par aggrégation des produits de fusion (Morris, 1977).

La couche de débris fragmentés et non consolidés (poussières, roches plus ou moins fondues, agglutinats...) qui recouvre le mégarégolite forme ce qu'on appelle le régolite (voir McKay et al., 1991). Son épaisseur est estimée à 4-5 m dans les zones de mer et peut atteindre 10-20 m dans les continents (McKay et al., 1974, Langevin & Arnold, 1977). Le sol lunaire correspond à la fraction du régolite ayant une taille inférieure à 1 cm. La figure 1.5 montre une coupe schématique de la structure de la croûte. Le régolite recouvre la zone plus épaisse contenant des matériaux issus d'éjectas plus anciens et le socle rocheux originel fracturé (mégarégolite), puis progressivement le socle rocheux intact.

Le régolite recouvre pratiquement toute la surface de la Lune, à l'exception de quelques zones d'impacts récents (telles que le fond du cratère Tycho) ou de zones très escarpées (bords d'Hadley Rille par exemple). Cette constatation sera très importante pour la suite. Elle signifie en effet que la surface que l'on observe par télédétection est principalement formée de poussières et non de roches. Or la poussière ne réfléchit pas la lumière de la même façon que la roche. Les implications sur le plan spectroscopique seront discutées au chapitre 2.7. Des études ont montré que les fragments qui composent le régolite proviennent pratiquement tous du socle rocheux qu'il recouvre. En ce sens, la composition du régolite reflète la composition moyenne du terrain initial (Papike et al., 1982). L'étude des échantillons lunaires a révélé que le régolite des continents contient moins de 4 % de matériaux de mer, alors que le régolite des mers lunaires, sur les sites Apollo, peut contenir entre 10 à 60 % de matériaux de continent (Simon & Papike, 1981). Il semble donc que les impacts successifs provoquent malgré tout un effet de mélange tant vertical que latéral.

1.7 Les grands types de roches lunaires

1.7.1 Principales subdivisions

Les échantillons lunaires nous ont fourni une information directe sur les minéraux lunaires. Leur composition chimique et leur âge ont permis d'obtenir des informations cruciales sur l'origine de la lune, sur l'évolution de sa croûte et sur la chronologie d'évènements majeurs tels que le volcanisme et le bombardement météoritique. La diversité des échantillons révèle un monde hétérogène, constitué de roches ayant connu des conditions et des époques de formation très différentes. Certaines roches ont des analogues terrestres (basaltes des mers), et d'autres sont propres à la Lune (brèches des continents).

On distingue quatre grands groupes de roches : (1) les roches volcaniques (coulées de basaltes et cendres volcaniques) ; (2) les roches originelles des continents (roches

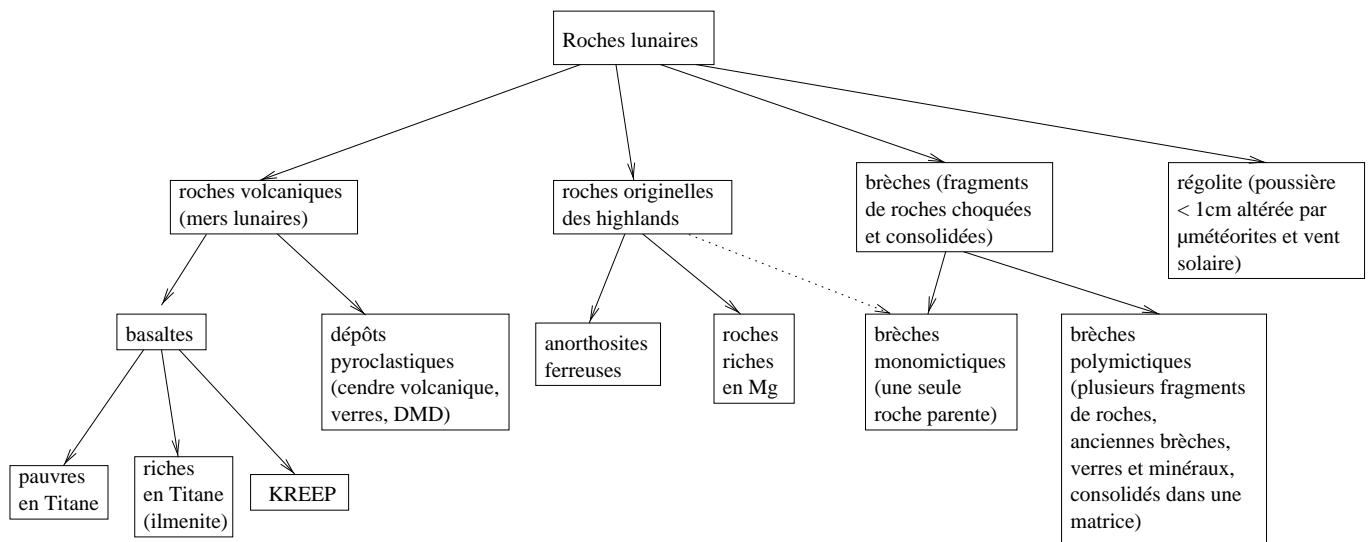


FIG. 1.6: Organigramme résumant les principaux types de roches lunaires.

brisées ou non, mais non contaminées par des mélanges lors des impacts subis); (3) les brèches polymictiques (roches choquées, mélangées et retravaillées par les impacts) et les produits de fusion de roches plus anciennes liquéfiées lors des impacts; (4) le sol lunaire, fraction du régolite non consolidée de taille $< 1\text{cm}$.

Afin de dégager une vision synthétique de la diversité des roches lunaires, j'ai résumé ces principales subdivisions dans l'organigramme de la figure 1.6. Une présentation très complète des propriétés de chacune des subdivisions existe dans Taylor et al. (1991). Parmi les roches continentales, les anorthosites ferreuses (roches riches en calcium et aluminium) correspondent au produit de flottaison du plagioclase sur l'océan de magma originel. Les roches riches en magnésium se forment après la cristallisation de l'océan de magma. Les roches appelées "KREEP" sont des laves basaltiques riches en potassium, terres rares et phosphore, que l'on pense être l'un des derniers produits formés à la frontière entre le manteau et la croûte, à l'issue de la différenciation initiale de la Lune (Ryder, 1976, Warren & Wasson, 1979). Les brèches, qui intègrent des fragments d'anciennes brèches, de minéraux et des produits de fusion, sont les roches les plus répandues.

1.7.2 Nomenclature officielle

Pour se repérer dans la diversité des roches lunaires, qu'elles soient analogues à des roches terrestres ou bien différentes, il a été nécessaire d'établir des classifications. La nomenclature la plus utilisée a été établie par Stoeffler et al. (1980). Les termes correspondants sont résumés dans le tableau suivant. Le terme "mafique" (abréviation

de ferromagnésien) regroupe les minéraux de type orthopyroxène, clinopyroxène et olivine.

teneur en plagioclase (%)	teneur en minéral mafique (%)	Nature du minéral mafique	nom de la roche
> 90	< 10	-	anorthosite
90 à 77.5	10 à 22.5	orthopyroxène clinopyroxène olivine	anorthosite noritique anorthosite gabbroïque anorthosite troctolitique
60 à 77.5	22.5 à 40	orthopyroxène clinopyroxène olivine	norite anorthositique gabbro anorthositique troctolite anorthositique
< 60	> 40	orthopyroxène clinopyroxène olivine	norite gabbro troctolite

1.8 Problèmes ouverts

Ce paragraphe aurait également pu s'intituler "pourquoi étudie-t-on encore la Lune de nos jours?". Nous venons de voir de manière succincte l'étendue actuelle de nos connaissances (voir G. Heiken & eds (1991) pour plus de détails). Si nous avons une assez bonne compréhension globale des processus mis en jeu sur la Lune, plusieurs points majeurs restent cependant à éclaircir (la liste n'est pas exhaustive) :

- La formation de la Lune : nous avons vu que la théorie de l'impact géant semble avoir pris le pas sur les trois autres scénarios proposés. Il reste cependant à trouver des arguments forts pour complètement valider (ou modifier) cette théorie qui, sous sa forme actuelle, trouve encore de nombreux détracteurs.
- La dichotomie face visible/face cachée : Les mers lunaires ne sont pratiquement présentes que sur la face visible de la Lune. On ne sait toujours pas quelle est l'origine de cette dissymétrie profonde entre les deux hémisphères. On peut noter au passage que d'autres corps du système solaire présentent également ce genre d'opposition. Mars, par exemple, possède une dissymétrie importante entre l'hémisphère sud (terrains anciens élevés) et l'hémisphère nord (plaines plus récentes et plus basses). L'origine de cette dissymétrie est également inconnue. Résoudre le problème de la dissymétrie des faces visible et cachée de la Lune, c'est donc peut-être également comprendre comment est apparue la dissymétrie nord-sud observée sur Mars...

- Structure interne de la Lune : la Lune possède-t-elle un noyau métallique et si oui, de quelle taille? Un réseau de sismomètres permettrait de trancher définitivement cette question.
- Composition globale et hétérogénéité de la croûte : ce point est probablement le plus fondamental. Nous avons, grâce aux missions Apollo et aux 385 kg d'échantillons lunaires collectés, une excellente connaissance de la composition de 6 sites d'atterrissage. Mais ces échantillons sont-ils vraiment représentatifs de la minéralogie lunaire dans son ensemble? Les sites Apollo sont tous situés sur la face visible, à des latitudes faibles. A l'issu du programme Apollo, il manquait donc une information primordiale, à savoir des données globales de composition. Nous avons vu à quel point ces données de composition sont fondamentales pour contraindre les modèles de formation de la croûte lunaire, et plus généralement de la Lune elle-même. Les sondes Clementine (1994) et Lunar Prospector (1998) permettent pour la première fois de franchir le pas entre la très bonne connaissance locale de quelques sites et la connaissance de la composition à l'échelle globale.
- Le dernier point est plus méthodologique : la Lune est le seul corps sans atmosphère pour lequel on dispose à la fois d'échantillons bien documentés, et de données globales de télédétection (images multispectrales de la sonde Clementine et spectromètres gamma et neutron de Lunar Prospector). C'est donc le cas le plus favorable pour tester et valider des méthodes d'analyse des données acquises en orbite, dans la mesure où l'on dispose d'une vérité terrain. Ces méthodes pourront ensuite être extrapolées pour étudier d'autres objets du système solaire tels que Mercure, les astéroïdes ou bien Mars.

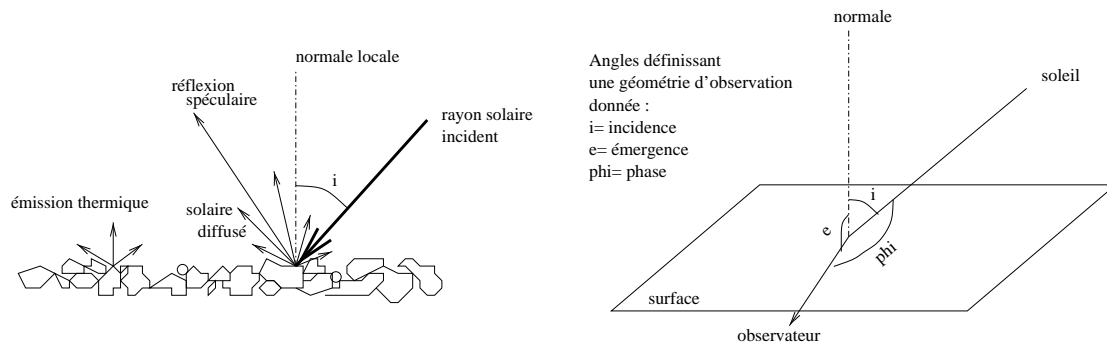
Le but de ce travail de thèse est d'apporter des éléments de réponse à la question de la composition de la Lune à partir de l'étude des images multispectrales de la sonde Clementine. Quelles informations va-t-on pouvoir extraire des données, sachant que la partie infrarouge, comme on le verra, est encore très largement inexploitée? En quoi ces données vont-elles être utiles pour appréhender le problème de la composition des sols observés et l'extrapolation de la vérité terrain à l'ensemble du satellite? Avant d'apporter des éléments de réponse à ces questions, le chapitre suivant a pour but de rappeler et de préciser certains éléments de base concernant l'analyse spectroscopique tant sur le plan général, que dans le cas particulier de la Lune.

Chapitre 2

Quelques repères de spectroscopie

2.1 Principe de la spectroscopie de réflectance

L'analyse de la lumière émise par la surface permet de remonter aux propriétés optiques du sol observé, et ainsi notamment d'en déterminer la composition. La luminance spectrale de la surface est la somme de deux composantes : la lumière solaire réfléchi (réflexion spéculaire et diffuse), et l'émission thermique propre de la planète. La composante spéculaire réfléchi n'a pas subi d'interaction avec le réseau cristallin constituant le matériau, et ne contient donc pas d'information sur la nature de celui-ci dans l'infrarouge proche. Elle ne dépend que de l'indice réel, qui est pratiquement constant dans le visible et le proche infrarouge. Par contre, la composante du flux solaire qui est diffusée a interagi avec la structure cristalline absorbante, et sera donc caractéristique du type de matériau traversé. La profondeur maximale de pénétration de la radiation solaire dans le milieu est typiquement de $50 \mu\text{m}$ dans le visible et le proche infrarouge (Buckingham & Sommer, 1983). La spectroscopie de réflectance fournit donc une information de composition qui ne concerne que la couche la plus superficielle des sols observés.



Notations :

$\frac{dL}{d\lambda}$: luminance spectrale de la surface, en $W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$

$\frac{dE}{d\lambda}$: éclairement spectral de la surface, en $W.m^{-2}.\mu m^{-1}$

i, e, φ : angles d'incidence, d'émergence et de phase

$r_{dh}(i, \lambda)$: réflectance diffuse, aussi appelée réflectance directionnelle hémisphérique (fraction du flux réémis dans toutes les directions à la longueur d'onde λ pour un éclairage collimaté), sans unité

$r(i, e, \varphi, \lambda)$: réflectance bidirectionnelle de la surface (fraction du flux réémis en direction de l'observateur pour un éclairage collimaté), en sr^{-1}

$\rho(i, e, \varphi, \lambda)$: fonction de distribution de la réflectance bidirectionnelle ou BRDF (fraction du flux incident qui est rediffusé dans une direction donnée), en sr^{-1}

$\epsilon_d(e, \lambda)$: émissivité directionnelle de la surface

R_s : rayon du soleil (700 000 km)

D : distance de la Lune au Soleil (~ 149 millions de km)

T_s : température de brillance du soleil ($T_s=5800$ K)

T_L : température de brillance de la Lune

T_{SS} : température de brillance au point subsolaire ($T_{SS} \simeq 380$ K)

$B_\lambda(T)$: luminance spectrale de corps noir à la température T.

$$B_\lambda(T) = \frac{2hc^2\lambda^{-5}}{e^{hc/kT\lambda}-1} \quad W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$$

flux solaire réfléchi :

Le soleil, assimilable à un corps noir de température $T_s = 5800K$, est vu sous un angle solide $d\Omega = \frac{\pi R_s^2}{D^2}$ et une incidence i . L'éclairement spectral reçu par un élément de surface au sol vaut donc :

$$\frac{dE}{d\lambda} = \frac{\pi R_s^2}{D^2} B_\lambda(T_s) \cos i \quad W.m^{-2}.\mu m^{-1} \quad (2.1)$$

Dans le cas d'une surface lambertienne (surface réémettant le flux de manière isotrope), une fraction $r_{dh}(\lambda)$ du flux incident est renvoyée dans le demi-espace avec une luminance $dL/d\lambda = \frac{1}{\pi} r_{dh}(\lambda) dE/d\lambda$ indépendante de la direction d'observation. Le facteur de réflectance diffuse r_{dh} correspond à la réflectance directionnelle-hémisphérique dans Hapke (1981).

Dans le cas d'une surface naturelle rugueuse, la lumière est réémise de manière non isotrope, selon la loi $dL/d\lambda = \rho(i, e, \varphi, \lambda) dE/d\lambda$. Le facteur $\rho(i, e, \varphi, \lambda)$, fonction de distribution de la réflectance bidirectionnelle (appelée BRDF pour Bidirectional Reflectance Distribution Function, en sr^{-1}), correspond au pourcentage de la lumière incidente qui est rediffusée dans une direction donnée. La grandeur la plus utilisée pour caractériser une surface planétaire est la réflectance bidirectionnelle $r(i, e, \varphi, \lambda)$, grandeur liée à la BRDF par $r(i, e, \varphi, \lambda) = \rho \cos i$. La luminance correspondant au flux solaire réfléchi par la surface dans une direction donnée vaut donc :

$$\frac{dL}{d\lambda} = r(i, e, \varphi, \lambda) \frac{\pi R_s^2}{D^2} B_\lambda(T_s) \quad W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1} \quad (2.2)$$

Composante d'émission thermique :

Le régolite lunaire a une faible conductivité thermique et est donc très isolant. De plus, le flux de chaleur interne arrivant en surface est très faible par rapport au flux solaire incident. La température de la surface durant le jour est donc gouvernée principalement par le bilan entre le flux solaire incident et l'énergie thermique rayonnée. Si l'on suppose que la Lune est un objet sphérique sans relief en équilibre instantané avec l'éclairement solaire, on peut montrer (voir Lawson et al., 2000) que

la température locale varie avec l'angle d'incidence i selon la loi suivante :

$$T_L = T_{SS} \cos^{1/4}(i) \quad K \quad (2.3)$$

Avec T_{SS} température du point subsolaire ($T_{SS} \simeq 380K$). Cette approximation reste valable jusqu'à des angles i voisins de $80-85^\circ$. Au-delà, l'influence de la conduction de chaleur n'est plus négligeable et doit donc être prise en compte.

La loi de Kirchhoff stipule que la somme de l'émissivité et de la réflectance d'une surface vaut 1. Si cette formule est relativement simple, le nombre de définitions possibles pour la réflectance (et dans une moindre mesure pour l'émissivité) fait qu'il n'est pas toujours évident de savoir quelles sont les quantités à utiliser. Cet aspect est abordé de manière précise dans Hapke (1993). Lorsque l'on observe la surface selon un angle d'émergence e , la quantité utile est l'émissivité directionnelle $\epsilon_d(e)$, qui est reliée à la réflectance directionnelle-hémisphérique par $\epsilon_d(e, \lambda) = 1 - r_{dh}(i = e, \lambda)$. La luminance "thermique" de la surface éclairée sous une incidence i vaut donc :

$$\left(\frac{dL}{d\lambda}\right)_{\text{thermique}} = (1 - r_{dh}(i = e, \lambda)) \cdot B_\lambda(T_{SS} \cos^{1/4}(i)) \quad W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1} \quad (2.4)$$

Bilan :

La luminance spectrale de la surface éclairée sous une incidence i , qui est réémise dans la direction e , est la somme de la contribution solaire diffusée et de la contribution thermique :

$$\frac{dL}{d\lambda} = \underbrace{r(i, e, \varphi, \lambda) \frac{\pi R_s^2}{D^2} \cdot B_\lambda(T_s)}_{\text{solaire diffusé}} + \underbrace{(1 - r_{dh}(i = e, \lambda)) \cdot B_\lambda(T_{SS} \cos^{1/4}(i))}_{\text{émission thermique}} \quad W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1} \quad (2.5)$$

2.2 Relation entre réflectances diffuse et bidirectionnelle

L'étude des spectres des échantillons lunaires a historiquement été effectuée de deux manières différentes : d'abord en réflectance diffuse (Adams & McCord, 1970), puis progressivement en réflectance bidirectionnelle (Pieters et al., 1991). Il existe ainsi une base de données de plus de 300 spectres d'échantillons lunaires, en réflectance diffuse, disponible sur le serveur du PDS à l'adresse <http://www.planetary.brown.edu/pds/database.html>. Ces spectres ont été réalisés en éclairant les échantillons par un éclairage directionnel et en évaluant le flux réémis

à l'aide d'une sphère intégrante (Adams & McCord, 1970). Nous verrons au chapitre 5 que ces spectres, acquis dans des conditions comparables, sont très utiles pour tester et valider des méthodes permettant de lier les propriétés spectrales aux propriétés chimiques des sols lunaires.

La réflectance diffuse et la réflectance bidirectionnelle sont liées par la formule suivante :

$$r_{dh}(\lambda) \cos i = \int_{1/2\text{espace}} r(i, e, \varphi, \lambda) \cos(e) d\Omega' \quad (2.6)$$

avec $d\Omega' = 2\pi \sin(e) de$. La figure 2.1 illustre la différence entre le spectre de l'échantillon de sol lunaire 62231 en réflectance diffuse et le spectre du même échantillon en réflectance bidirectionnelle. Comme on le verra par la suite, cet échantillon, représentatif d'une zone située au voisinage du site Apollo 16, est couramment utilisé pour recalibrer les données tant télescopiques qu'orbitales (Clementine). Il est donc important de savoir dans chaque cas quel type de réflectance est utilisé.

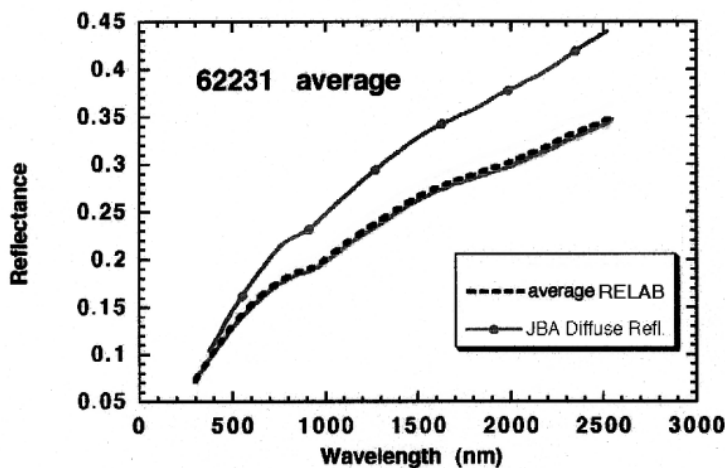


FIG. 2.1: Spectres de laboratoire de l'échantillon de sol 62231. En haut : spectre en réflectance diffuse de J.B. Adams. En bas : spectre en réflectance bidirectionnelle à $i=30^\circ$ et $e=0^\circ$ (RELAB). Adapté de Pieters (1999)

2.3 Notion de fonction de phase

La réflectance bidirectionnelle dépend des propriétés optiques de la surface, mais aussi de la géométrie d'observation (angles d'incidence i , d'émergence e et de phase φ).

Plusieurs modèles ont été proposés pour tenter de comprendre les variations de réflectance de la surface selon les conditions d'éclairement (Hapke, 1981, Hapke,

1986, Helfenstein & Veverka, 1987, McEwen, 1996, Shkuratov et al., 1999b). Tous les modèles photométriques existant introduisent plusieurs paramètres plus ou moins physiques décrivant les propriétés de la surface (tels que la rugosité par exemple). Le record toutes catégories est de onze paramètres pour le modèle empirique de McEwen (1996)... Pour pouvoir comparer des observations acquises dans des configurations différentes, il est donc nécessaire de se ramener à une géométrie standard (typiquement $i = \varphi = 30^\circ$, $e = 0^\circ$). Cette normalisation s'effectue grâce à l'introduction d'une fonction de correction photométrique :

$$r(30, 0, 30, \lambda) = \frac{r(i, e, \varphi, \lambda)}{f(i, e, \varphi, \lambda)} f(30, 0, 30, \lambda) \quad (2.7)$$

J'ai choisi d'utiliser dans la suite de cette étude le modèle photométrique proposé par Shkuratov et al. (1999b). Cette fonction semi-empirique relativement simple dépend de trois paramètres physiques (voir tableau 2.1). Elle a été calculée directement à partir des données de la caméra visible de Clementine, en utilisant un jeu de 10000 paires d'images. Chaque paire correspond à une même zone observée dans deux géométries différentes. Cette fonction de phase s'exprime en fonction des latitudes et longitudes photométriques β et l , et de la phase φ .

$$f(\beta, l, \varphi) = \exp(-k\varphi) \frac{2 + \exp(-d/L)[1 + (4\pi \frac{L}{\lambda} \sin \frac{\varphi}{2})^2]^{-\frac{1}{2}} \cos(\frac{\pi}{\pi-\varphi}(l - \frac{\varphi}{2}))}{2 + \exp(-d/L)} \frac{\cos(\frac{\pi}{\pi-\varphi}(l - \frac{\varphi}{2}))}{\cos l} \cos^{\frac{\varphi}{\pi-\varphi}}(\beta) \quad (2.8)$$

β et l sont liées aux angles d'incidence et d'émergence par :

$$\begin{aligned} \cos i &= \cos \beta \cos(l - \varphi) \\ \cos e &= \cos \beta \cos l \end{aligned}$$

Le premier facteur multiplicatif de l'équation 2.8 prend en compte l'effet des ombres. Le deuxième facteur correspond à l'augmentation de la réflectance due à la rétrodiffusion cohérente à phase nulle. Les deux derniers facteurs introduisent la dépendance avec les angles d'observation.

λ (nm)	k	L (nm)
415	1.042	1.38
750	0.871	4.51
950	0.813	5.79

Tableau 2.1: Paramètres du modèle photométrique de Shkuratov et al. (1999b). Ce modèle n'introduit pas de différence entre les mers et les continents.

Trois paramètres physiques sont nécessaires pour décrire les propriétés de la surface : k est le coefficient de rugosité effective, L est la taille caractéristique du volume

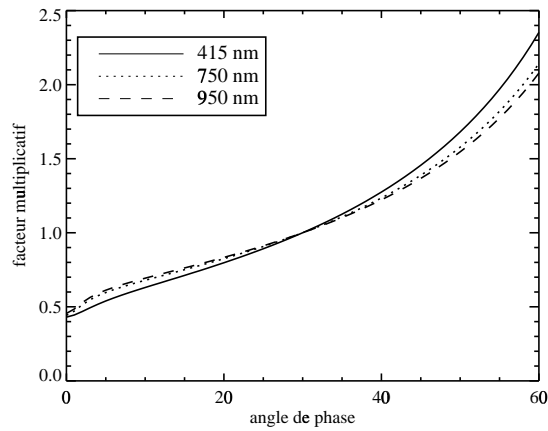


FIG. 2.2: Facteur multiplicatif permettant de se placer dans une géométrie standard, d'après le modèle de Shkuratov et al. (1999b), tracé pour $e = 0$.

de diffusion dans le milieu, et d correspond à la taille caractéristique du volume maximal dans lequel l'effet d'opposition est absent. D'une manière générale, $d = 1.5\lambda$ permet d'obtenir un bon accord avec les données.

Pour ramener la réflectance bidirectionnelle acquise dans une géométrie d'observation quelconque à une géométrie standard (normalisation photométrique), il faut diviser la réflectance par la fonction 2.8 calculée pour les angles d'observation correspondant, puis multiplier par la valeur de la fonction photométrique pour $i = \varphi = 30^\circ$ et $e = 0$).

2.4 Bilan : modélisation du signal reçu et importance relative de l'émission thermique

Le détecteur en orbite reçoit un flux $\frac{dF}{d\lambda} = \frac{dL}{d\lambda} \cdot G$, avec $\frac{dL}{d\lambda}$ la luminance de la surface émise en direction de l'observateur et G l'étendue géométrique de l'instrument. L'émission thermique vient s'ajouter au spectre de la lumière solaire réfléchi. Dès que le thermique devient non négligeable, le spectre global subit donc une perte de contraste importante : les bandes d'absorption des minéraux se superposent aux bandes en émission, ce qui rend l'interprétation difficile. Il est donc nécessaire de connaître l'importance relative des deux contributions (solaire réfléchi et émission thermique).

La figure 2.3 montre une modélisation de l'importance relative des composantes solaire réfléchi et émission thermique pour des cas extrêmes : une zone de continent (claire) ou de mer (sombre) sous incidence 10° (correspondant aux faibles latitudes)

ou sous une incidence $i=60^\circ$ (hautes latitudes), observées à émergence nulle (observation au nadir). J'ai effectué le calcul à partir de l'équation 2.5, en prenant pour $r(\lambda)$ les spectres en réflectance bidirectionnelle des échantillons de sol 62231 (typique des continents) et 12070 (typique d'une mer), extrapolés par une parabole entre 2.5 et 5 μm . Ces spectres, extraits de Pieters et al. (1991), ont été enregistrés dans une géométrie standard ($i=\varphi=30^\circ$, $e=0$). J'ai utilisé la fonction photométrique de Shkuratov correspondant au filtre 950 nm pour ramener ces spectres dans une autre géométrie. Pour tenir compte de l'isotropie du rayonnement thermique, le calcul du terme d'émission thermique est effectué avec une émissivité $\epsilon(\lambda) = 1 - r_{dh}(\lambda)$ où $r_{dh}(\lambda)$ est la réflectance diffuse hémisphérique des échantillons, extraite de la collection de spectres de J.B. Adams.

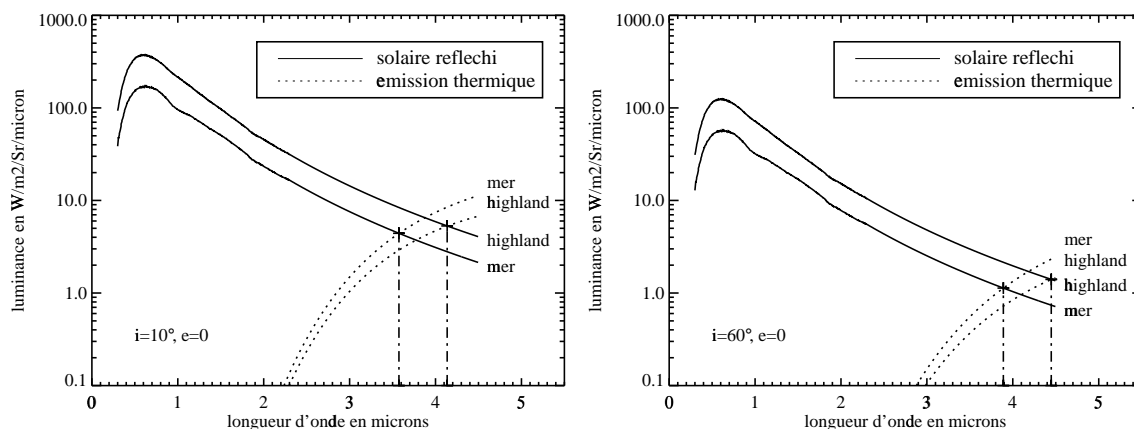


FIG. 2.3: Modélisation des contributions respectives de l'émission thermique et du flux solaire réfléchi pour les continents et les mers, sous incidence $i=10^\circ$ à gauche (cas des faibles latitudes) et incidence $i=60^\circ$ à droite (hautes latitudes). La surface est observée à émergence nulle (cas d'un instrument pointant au nadir). On peut considérer qu'en dessous de 2.5 μm (cas de tous les spectres utilisés par la suite), l'émission thermique de la Lune est négligeable devant le flux solaire réfléchi par la surface.

Quel que soit le cas considéré dans la figure 2.3, on voit que pour des longueurs d'ondes inférieures à 2.5 μm , la contribution de l'émission thermique est négligeable devant le flux solaire réfléchi. Tous les spectres utilisés dans la suite de cette étude (observations télescopiques, échantillons lunaires et spectres Clementine) sont limités à 2.5 μm . Ils ne seront donc pas affectés par l'émission thermique de la surface. Le cas particulier des filtres infrarouges à 2.6 et 2.78 μm de Clementine sera discuté par la suite.

2.5 Etudes télescopiques de la Lune

Notre compréhension de la composition de la Lune provient en grande partie des échantillons rapportés par les 6 missions américaines Apollo et les 3 missions russes Luna. Cette information concerne au total 9 sites particuliers. Afin d'étendre la connaissance de ces sites à des zones encore non explorées, des observations spectroscopiques complémentaires ont été menées depuis la Terre dans le domaine 0.5 - 2.5 μm (voir McCord et al., 1981, Pieters, 1986, Pieters & Pratt, 2000). Adams & McCord (1970) ont montré que les spectres en réflectance d'échantillons ramassés sur le site Apollo 11 étaient directement comparables aux spectres télescopiques couvrant une zone de 18 km incluant le site d'atterrissage. Depuis 1980, une zone située 10 km à l'ouest du site apollo 16 sert de standard pour calibrer les observations télescopiques. L'échantillon de sol mature 62231 est considéré comme étant représentatif de la minéralogie globale de ce site, ce qui permet de recalibrer les observations sur le spectre de laboratoire de cet échantillon. Nygard (1972) a montré que le choix d'un sol lunaire comme référence pour calibrer des observations télescopiques était plus approprié que l'utilisation d'une étoile de référence de type solaire. La réflectance d'un site quelconque A est donnée par :

$$\text{reflectance}_{\text{site A}} = \left(\frac{\text{site A}}{\text{site Apollo 16}} \right)_{\text{télescopique}} \times \left(\frac{\text{échantillon 62231}}{\text{halon}} \right)_{\text{labo}} \quad (2.9)$$

Le premier terme permet de s'affranchir de la fonction de transfert de l'ensemble instrument+atmosphère. Le spectre utilisé pour l'échantillon de référence 62231 dans le deuxième terme est le spectre en réflectance diffuse de la figure 2.1. Une collection de 120 spectres télescopiques couvrant des zones de 3 à 20 km de diamètre est disponible sur le site du PDS (Planetary Data System) à l'adresse <http://www.planetary.brown.edu/PDS/database.html> (Pieters & Pratt, 2000). Par la suite, j'utiliserai ces spectres télescopiques pour recalibrer en absolu les données infrarouges de la sonde Clementine (cf. chapitre 3).

2.6 Caractéristiques spectrales des sols lunaires

Que ce soit en réflectance diffuse ou bien en réflectance bidirectionnelle, un spectre d'échantillon lunaire présente des bandes d'absorption dont la position et la forme sont caractéristiques des minéraux observés.

La figure 2.4 montre une collection de spectres d'échantillons typiques entre 0.3 et 2.5 μm . Tous les échantillons n'ont pas été préparés dans les mêmes conditions, certains étant des poudres et d'autres des lames minces (Charette & Adams, 1977). La profondeur des bandes et la pente spectrale ne doivent donc pas être comparés

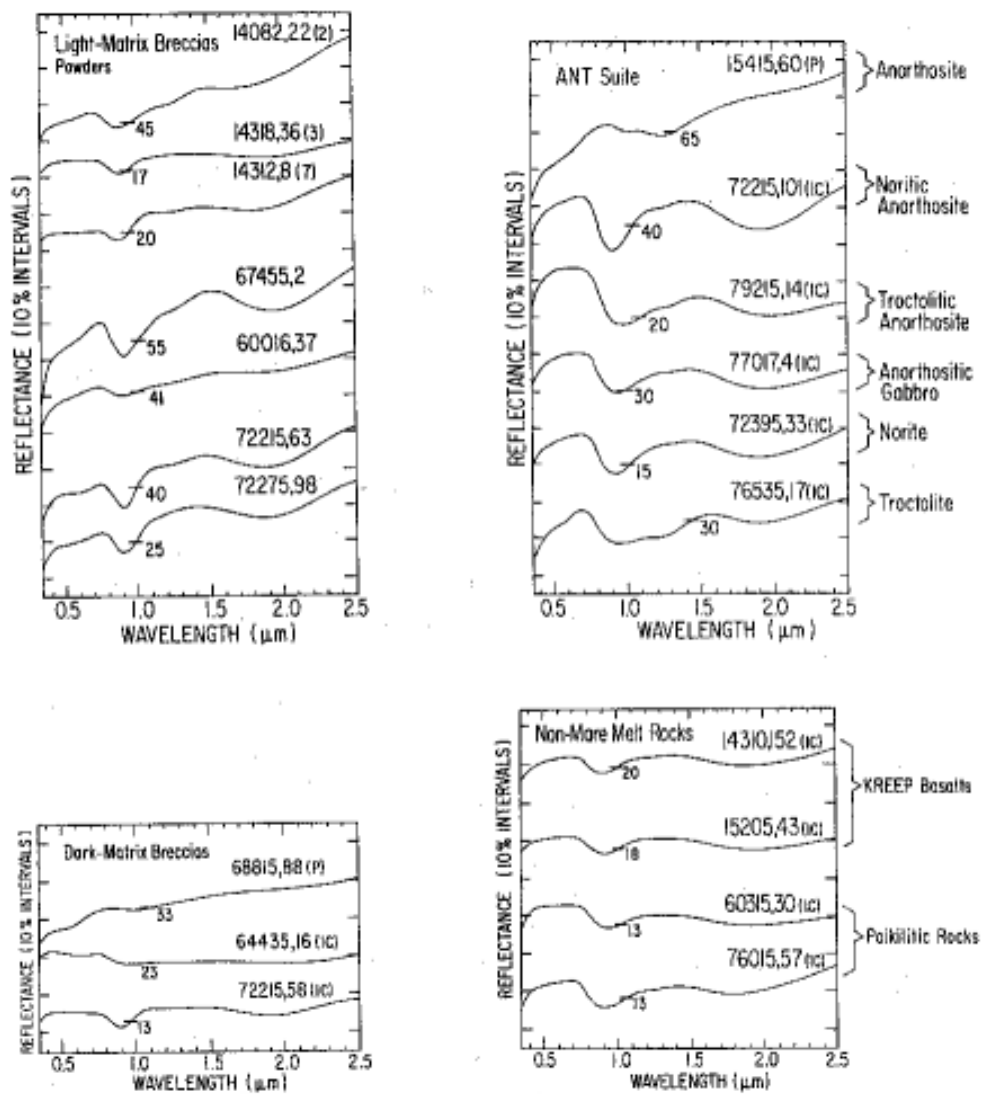


FIG. 2.4: Spectres en réflectance diffuse d'échantillons lunaires. IC : intérieur de roches. P : poudres. D'après Charette & Adams (1977).

directement, mais ces spectres nous renseignent cependant sur la position des absorptions typiques. Le minéral mafique dominant que l'on retrouve dans la plupart des spectres de continents est l'orthopyroxène (pyroxène pauvre en calcium), qui possède deux bandes dues au Fe^{2+} , centrées vers $0.90 \mu\text{m}$ et $1.90 \mu\text{m}$. Lorsque la teneur en calcium augmente, le centre des bandes se déplace progressivement vers les grandes longueurs d'onde (Adams, 1974). Le clinopyroxène des basaltes de mer possède deux bandes centrées vers $0.98 \mu\text{m}$ et $2.15 \mu\text{m}$.

Une faible absorption à $1.25 \mu\text{m}$, due au feldspath plagioclase contenant du fer, influence plusieurs des spectres présentés sur la figure 2.4, et domine complètement le spectre de l'anorthosite 15415. Cependant, étant donné que le coefficient d'absorption du plagioclase est relativement faible, la bande à $1.25 \mu\text{m}$ contribue le plus souvent très peu au spectre d'une roche, même lorsque la teneur en plagioclase est élevée (Adams & McCord, 1972). La présence de plus de 10 % de pyroxène suffit à masquer la bande du plagioclase. De plus, si le plagioclase a subi un choc violent (≥ 150 kbars), la structure du cristal est suffisamment altérée pour éliminer la bande à $1.25 \mu\text{m}$ (Adams et al., 1979). L'olivine, quant à elle présente une large bande d'absorption près de $1.05 \mu\text{m}$, et une réflectance élevée aux plus grandes longueurs d'onde (échantillons 76535).

La forme du spectre dans la partie $0.30\text{-}0.6 \mu\text{m}$ est contrôlée par des effets de transferts de charges électroniques Fe-Ti (Burns et al., 1976, Bell et al., 1976). D'une manière générale, un sol riche en titane est plus bleu dans le visible que les sols pauvres en titane ayant la même teneur en fer.

2.7 Processus physiques modifiant la réflectance de la surface

2.7.1 Influence du vieillissement des sols lunaires

La surface de la Lune, comme la surface de tous les corps sans atmosphère du système solaire, est soumise à un bombardement incessant de particules du vent solaire et de micrométéorites. Ces processus hautement énergétiques, modifiant l'état physico-chimique de la surface, forment ce que l'on appelle le "space weathering", que je désignerai par la suite par "altération spatiale". Lors des impacts, les roches ou les grains de poussière en surface sont fragmentées en fines particules soudées entre elles, formant des agrégats composés essentiellement de phases vitreuses, que l'on appelle agglutinats (McKay et al., 1974). Une partie du fer Fe^{2+} présent dans les silicates et les oxydes va également être réduite pour produire des sphérules de fer métallique de quelques dizaines à quelques centaines d'Angströms de diamètre (Hapke et al., 1975, Morris, 1976), réparties dans des peaux amorphes formées à la surface des grains

(Borg et al., 1980, Keller & McKay, 1993). La réduction du fer Fe^{2+} en particules de fer métallique se produit dans les minéraux exposés en surface probablement en présence de protons implantés par le vent solaire (Housley et al., 1973). La taille des grains en surface va diminuer progressivement, pour atteindre un état stationnaire où les processus de construction (“agglutination”) contrebalancent les processus de destruction.

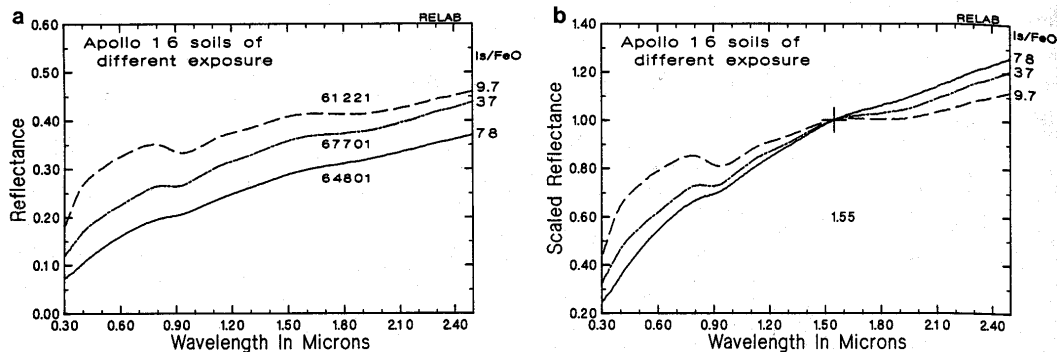


FIG. 2.5: Spectres d'échantillons Apollo 16 ayant la même teneur en oxydes ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 27.70$ à 28.48% , $\text{FeO} = 4.17$ à 5.01% et $\text{TiO}_2 = 0.44$ à 0.49%), mais des âges d'exposition différents (immature, submature et mature). Les spectres sont en réflectance absolue à gauche et normalisés à $1.55 \mu\text{m}$ à droite. On voit que la réflectance et la profondeur des bandes diminuent avec le degré d'exposition, alors que la pente du continuum augmente. D'après Fischer & Pieters (1994).

Le terme “maturité” est utilisé pour décrire l'âge d'exposition de la surface. On parle ainsi de sol immature pour décrire un terrain fraîchement exposé (lors des impacts notamment). Plusieurs indices de maturité ont été proposés lors de l'étude des échantillons lunaires, le plus couramment utilisé étant Is/FeO (Morris, 1978). Is , intensité de la résonance ferromagnétique, est une mesure de la quantité de sphérules de fer métallique dont le diamètre varie entre 40 et 330 \AA . FeO représente le pourcentage en masse d'oxyde de fer dans l'échantillon. Is est normalisé par FeO pour obtenir un indice d'exposition, ce qui permet de prendre en compte le fait que Is dépend à la fois du temps d'exposition de la surface et de la quantité de fer initialement présente pour la réduction (Morris, 1976). Il devient ainsi possible de comparer l'âge d'exposition d'échantillons de mers (riches en fer) et de continents (pauvres en fer). Les échantillons sont considérés comme immatures si $\text{Is}/\text{FeO} \leq 29$, submatures entre 30 et 59 et matures si $\text{Is}/\text{FeO} \geq 60$.

La modification de l'état physico-chimique de la surface due au microimpactage a plusieurs conséquences sur la forme des spectres observés. La figure 2.5 montre le spectre de trois échantillons de sol ayant la même composition chimique, mais un indice de maturité différent. On voit que la réflectance et le contraste spectral

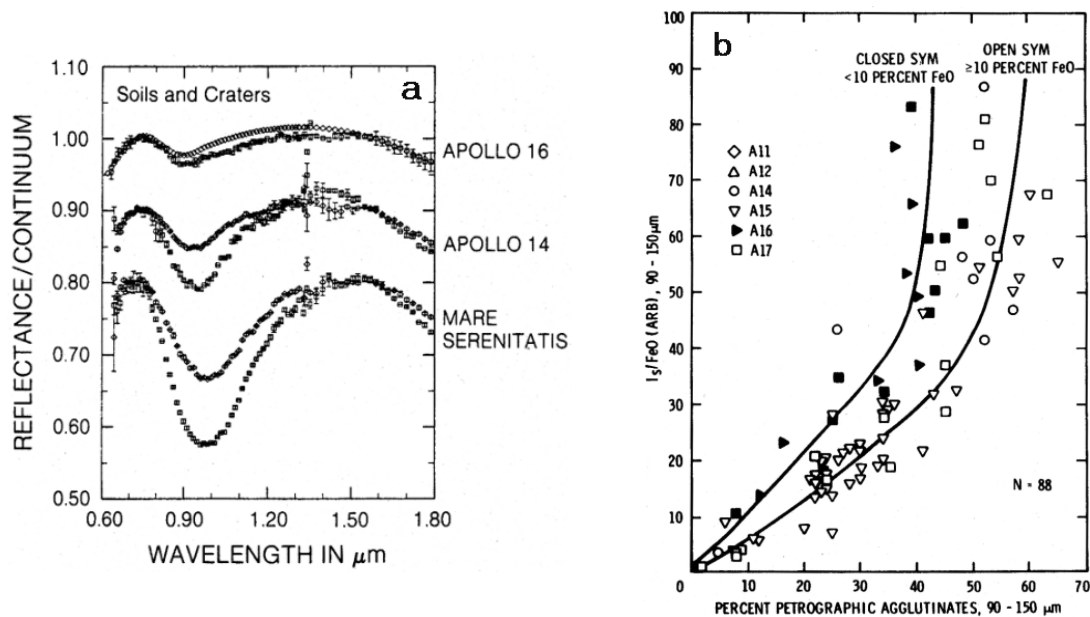


FIG. 2.6: A gauche : Spectres télescopiques de régions immatures et matures (cratère frais et environs). Les spectres sont divisés par un continuum à $0.75 \mu\text{m}$ et $1.55 \mu\text{m}$ pour mettre en évidence la bande à $1 \mu\text{m}$. La profondeur des bandes diminue lorsque le degré d'exposition augmente. D'après McKay et al. (1991). A droite : relation entre l'indice de maturité I_s/FeO (âge d'exposition) et la teneur en agglutinats d'échantillons lunaires. D'après Morris (1976).

(profondeur des bandes) diminuent avec le degré d'exposition, alors que la pente du continuum tend à augmenter (rougissement des échantillons avec la maturité). La perte de contraste spectral est plus clairement illustrée sur la figure 2.6a, où sont superposés des spectres télescopiques de zones immatures et matures (cratères frais et alentours). La position du centre de la bande d'absorption reste inchangée, mais sa profondeur diminue lorsque le sol devient mature.

Comme le montre la figure 2.6b, I_s/FeO et la teneur en agglutinats sont liés. Le pourcentage d'agglutinats dans un échantillon peut donc également servir à évaluer son degré de maturité. La pertinence du choix de I_s/FeO ou bien de la teneur en agglutinats pour l'étude des spectres sera discutée au chapitre 5.

Les zones fraîchement exposées telles que les cratères d'impact récents permettent d'étudier des spectres présentant des absorptions très marquées, ce qui simplifie l'identification des bandes d'absorption observées. Dans la plupart des cas, on voit cependant qu'il est nécessaire de caractériser le degré de maturité des sols observés pour interpréter correctement un spectre de réflectance. Ce problème crucial de la décorrélation entre les effets de maturité et les effets de composition fera l'objet du chapitre 5.

2.7.2 Influence de la taille des grains et de la présence de composants opaques

Nous avons vu au paragraphe précédent que lors des processus de maturation, la taille des grains dans le régolite a tendance à s'uniformiser pour atteindre un état stationnaire dans le cas des sols les plus matures (Morris, 1977). La taille des grains dépend donc d'un équilibre complexe entre des processus destructifs, constructifs (agglutination) et des effets de mélange. D'après McKay et al. (1974), la taille des grains composant le régolite lunaire suit une loi de distribution log-normale, la moyenne se situant typiquement entre 45 et 100 μm .

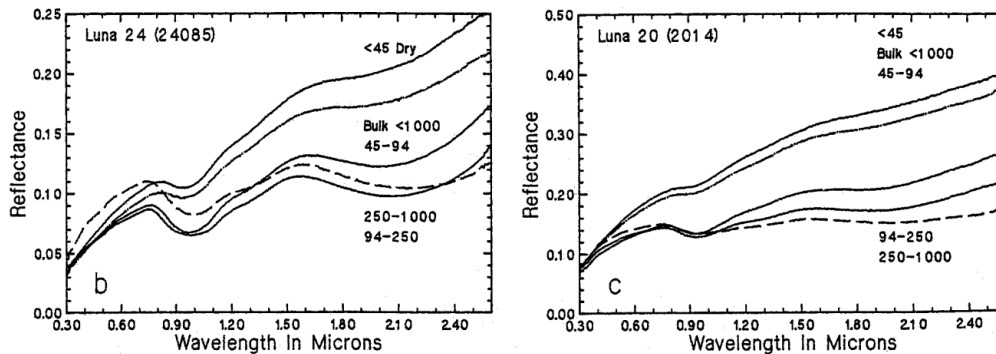


FIG. 2.7: Spectres de différentes fractions en taille des échantillons de sol Luna 20 (continent) et Luna 24 (mer moins mature). Les propriétés optiques des sols sont, dans les deux cas, dominées par la fraction fine. D'après Pieters et al. (1993a).

Lorsque l'on effectue le spectre d'une poudre de minéraux purs non altérés, le résultat obtenu dépend fortement de la taille des grains utilisés (Cloutis et al., 1986, Pieters, 1983). D'une manière générale, la réflectance augmente lorsque la taille des particules diminue, et la forme des bandes d'absorption est modifiée. Dans le cas d'un régolite soumis aux effets de l'altération spatiale, le comportement des spectres en fonction de la taille des particules est vraisemblablement indissociable des effets liés à la présence autour des grains de peaux amorphes riches en fer nanophase. La figure 2.7 montre les spectres de laboratoire d'échantillons de sol Luna 20 (région claire) et Luna 24 (région sombre) pour différentes fractions de taille. Ces spectres mettent en évidence trois résultats importants. D'une part, on constate que les propriétés optiques (pente du continuum et profondeur des bandes) d'un sol contenant une distribution en taille variée (cas du régolite), sont dominées par celles de la fraction la plus fine (voir notamment Pieters et al., 1993a). Cet effet est probablement dû au fait que les petites particules, qui sont les plus nombreuses, ont tendance à recouvrir facilement les particules les plus grosses. D'autre part, on voit que la diminution en

taille des grains provoque une augmentation de la pente du continuum des spectres, et une diminution du contraste spectral. Cet effet peut être attribué à la diminution du chemin optique parcouru en moyenne dans le matériau. Il peut également résulter du fait que les grains les plus petits sont enrichis en fer métallique nanophase par rapport aux gros grains (ils ont proportionnellement une surface d'exposition plus grande), et induisent donc des effets similaires à la maturation (Pieters et al., 1993a). Enfin, la position des bandes d'absorption reste indépendante de la taille des particules. Il est important de noter que les tendances observées sur la figure 2.7 sont les mêmes pour les deux échantillons, bien qu'ils soient de composition différente (continent et mer) et d'âge d'exposition différent (Luna 24 étant le moins mature).

Crown & Pieters (1987) ont montré à partir de l'étude d'analogues de sols lunaires que du fait de la domination spectrale des petites particules, les bandes d'absorption dans un régolite sont malgré tout relativement peu sensibles à la distribution en taille des grains, mais dépendent de manière plus marquée des minéraux en présence et de la quantité de phases opaques. Une faible quantité d'un minéral opaque tel que l'ilménite dispersée dans un milieu peu absorbant va avoir un effet disproportionné sur le spectre (principalement une diminution de la réflectance et du contraste spectral).

2.7.3 Effets des mélanges

Que l'on observe une surface à l'aide d'un instrument en orbite, ou bien que l'on effectue le spectre d'une roche (assemblage de minéraux), il est rare que le champ d'observation soit rempli par un seul type de matériau. Sur le plan spectral, on peut distinguer deux types de configurations possibles : le cas d'une juxtaposition de terrains homogènes et le cas d'un mélange intime à l'échelle microscopique. Dans le premier cas, le spectre résultant est simplement la moyenne des spectres de chacun des composants individuels pondérée par leurs surfaces respectives (Singer & McCord, 1979). En revanche, dans le cas d'un mélange intime, les bandes d'absorption se combinent de façon non linéaire, la position et la forme des bandes dépendant alors des fractions minérales (Nash & Conel, 1974, Singer, 1981). Le régolite lunaire est un cas typique de mélange à l'échelle microscopique.

La figure 2.8b illustre un aspect du problème dans le cas de la Lune : dans les cratères d'impact récents, le spectre moyen à l'échelle de quelques centaines de mètres va être une combinaison des spectres de roches (type 14063 sur la figure 2.8) et de spectres de sols (type 14003), d'où la plus grande profondeur des bandes d'absorption observées. En dehors des cratères récents, les spectres lunaires auront tous un aspect proche d'un spectre de sol. Etant donné l'aspect des sites d'atterrissage Viking et Pathfinder sur Mars (déserts de pierre), ce problème de mélange spectral entre roches

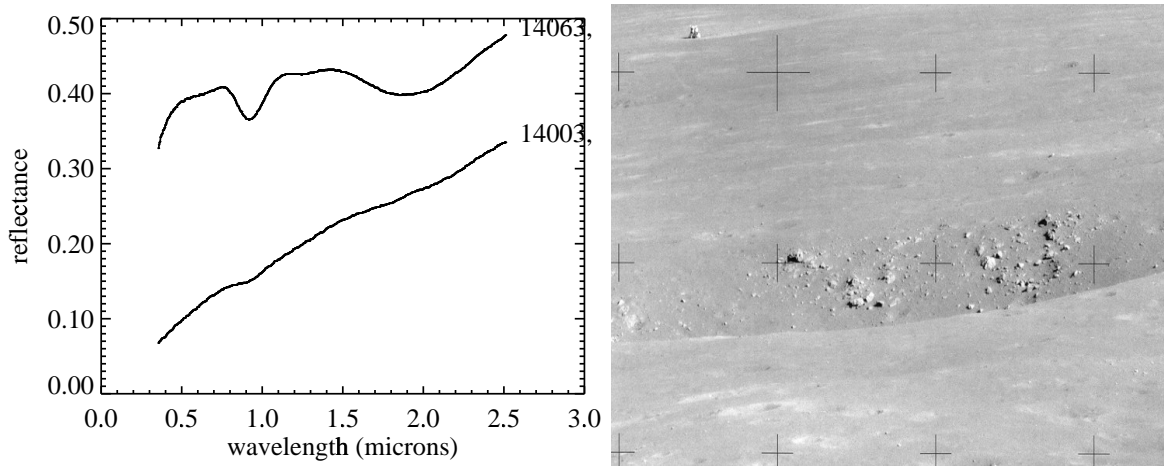


FIG. 2.8: A gauche : spectres d'échantillons de sol (14003) et de roche (14063) prélevés sur le site Apollo 14. Les sols ont des bandes d'absorption peu profondes par rapport aux roches (constituées de minéraux peu altérés) dont ils sont issus. Sur une échelle de quelques centaines de mètres un spectre moyen de cratère frais sera un mélange de spectres de type roches et de spectres de sol (à droite).

et poussières affectera aussi les spectres martiens, même si dans ce cas les processus d'altération de la surface sont différents.

De nombreuses études en laboratoire montrent l'évolution des spectres de mélanges intimes de minéraux lorsque l'on fait varier la concentration des différents composants (Singer, 1981, Sunshine & Pieters, 1990, Cloutis et al., 1990, Chabrilat, 1995). Nash & Conel (1974) ont montré à partir d'une étude systématique de mélanges intimes de pyroxènes, de plagioclase et d'ilménite, que l'effet assombrissant de l'ilménite n'est pas proportionnel à sa concentration. La bande à $1 \mu\text{m}$ des pyroxènes reste présente dans toutes les configurations, puisque aucun des autres composants ne contient de bande dans cette région du spectre. En revanche, la bande à $1.25 \mu\text{m}$ des plagioclases est très vite masquée si la teneur en pyroxènes du mélange dépasse 10 %. Des modèles théoriques de mélange ont été développés pour tenter d'expliquer les propriétés spectrales observées en laboratoire (Hapke, 1981, Clark & Roush, 1984, Mustard & Pieters, 1987). L'enjeu majeur est, à partir d'un spectre donné, de pouvoir remonter à la nature et à la concentration des différents composants. Le modèle gaussien modifié (MGM) développé par Sunshine & Pieters (1993) permet de prédire les abondances modales de mélanges de pyroxènes avec une précision de l'ordre de 5 à 10 %, sans connaissance préalable des spectres des constituants purs du mélange.

2.8 Synthèse : origine des variations spectrales sur la Lune

Pour terminer ce chapitre sur les propriétés spectrales des sols lunaires, et afin de tenter de dégager une vision synthétique des problèmes abordés, il m'a semblé nécessaire de dresser le bilan de l'origine des variations spectrales observées sur la Lune. Hapke et al. (1975) et Rava & Hapke (1987) ont présenté une vision théorique assez simple permettant d'interpréter les propriétés spectrales de la surface lunaire dans le domaine UV-visible-proche IR en termes de composition. Dans ce modèle, les variations spectrales sur la Lune (et sur Mercure) peuvent être attribuées à l'abondance relative de quatre composants principaux :

- Le premier est le fer présent sous forme ferreuse (Fe^{2+}) dans les silicates. Le fer ferreux possède deux absorptions qui se chevauchent dans le domaine UV-vis-IR : Une absorption intense (transfert de charges) dans l'UV-vis et une faible absorption (transition électronique) vers $1 \mu\text{m}$.
- Le deuxième composant est le fer métallique (Fe^0), qui est produit dans le sol lunaire lors des processus de maturation (altération spatiale). L'effet spectral de ces particules extrêmement petites, de quelques centaines d'angströms, est d'assombrir le sol, de réduire le contraste spectral, et de produire un rougissement des spectres (augmentation de la réflectance avec la longueur d'onde). Ces changements, illustrés figure 2.5, ont lieu sans que la teneur globale en fer ne soit affectée. En effet, le pourcentage en masse de Fe^0 dans les sols les plus matures ne dépasse pas 1% (Morris, 1980).
- Le troisième composant est le titane contenu dans les silicates, et plus particulièrement dans les verres issus de silicates. Lorsqu'un sol riche en titane devient mature, le verre produit par impact micrométéoritique va incorporer progressivement le titane. La présence de titane dans un verre contenant également du fer va produire de fortes bandes dues à des transferts de charge Fe-Ti, apparaissant principalement entre 0.3 et $0.6 \mu\text{m}$ (Burns et al., 1976, Bell et al., 1976, Wells & Hapke, 1977). Cette bande est à l'origine de l'assombrissement et du rougissement des verres dans la partie UV-visible du spectre.
- Le quatrième composant est la quantité de minéraux opaques, c'est-à-dire principalement l'ilménite dans le cas de la Lune. Les minéraux opaques sont sombres, et spectralement neutres par rapport aux silicates riches en fer. La présence de minéraux opaques dans un sol contenant des silicates riches en fer va faire baisser la réflectance, réduire le contraste spectral, et diminuer la pente du continuum dans le domaine visible.

Je montrerai au chapitre 5.3.3 une validation empirique de ce modèle à partir d'une analyse en composantes principales effectuée sur les données Clementine couvrant le plateau Aristarchus.

Le cas du titane est particulièrement délicat. En effet, le titane est présent sur la Lune principalement sous la forme d'ilménite FeTiO_3 (minéral opaque), du moins pour le cas le plus courant de concentrations en titane $\leq 8-10\%$ (Lucey et al., 1998a). On voit donc, d'après les deux derniers points, qu'il va y avoir une "compétition" entre l'effet du titane qui tend à creuser la bande à $0.3-0.6\ \mu\text{m}$ et rougir le spectre, et l'influence de l'ilménite, minéral opaque, qui tend à diminuer la pente du continuum dans le domaine UV-visible. On observe en fait une compensation de ces deux phénomènes dans les spectres lunaires, avec une domination de l'effet des composants opaques. Ainsi, un sol riche en titane apparaîtra plutôt bleu (rapport $415/750\ \text{nm}$ élevé) comparé à un sol pauvre en titane (rapport $415/750\ \text{nm}$ faible).

Comme on va le voir aux chapitres suivants, les données multispectrales acquises par la sonde Clementine en 1994 offrent une occasion unique d'examiner en détail le comportement spectral des sols lunaires, et de corrélérer ce comportement avec les propriétés spectrales et chimiques des échantillons collectés sur les sites Apollo.

Chapitre 3

Les données de la sonde
Clementine : de l'étalonnage de la
voie infrarouge aux premiers
résultats scientifiques

3.1 Présentation générale de la sonde Clementine

Clementine est une des premières missions coïncidant avec le concept “faster, better, cheaper” de la NASA. Le coût total de la mission, lanceur compris, est en effet de 80 millions de dollars. Ce coût extrêmement réduit (tout est relatif!!) est dû à la nature même de la mission : le but de Clementine était de tester et valider de nouvelles technologies développées lors du programme américain de “guerre des étoiles”. Les scientifiques ont saisi cette opportunité pour initier un retour à la Lune, après presque 20 années d’absence. La sonde a été construite au Naval Research Laboratory, et le CNES a participé à la mission en fournissant le système de compression des données.

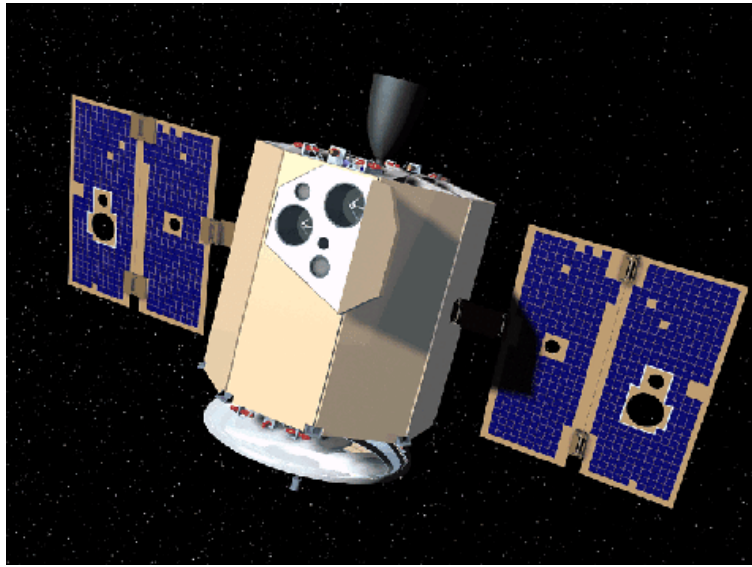


FIG. 3.1: La sonde Clementine. Pesant 148 kg, la sonde a permis de réaliser en 1994 la cartographie numérique complète de la Lune dans 11 bandes spectrales.

Lancée en Janvier 1994, Clementine est restée plus de trois mois en orbite lunaire, avant d’être propulsée en direction de l’astéroïde Geographos. La sonde sera perdue lors de cette manœuvre le 31 août 1994 suite à un dysfonctionnement d’un logiciel de bord. La charge utile scientifique comprenait notamment :

- une caméra visible-proche infrarouge (caméra UVVIS : 5 filtres de 0.415 à 1.0 μm ,)
- une caméra proche infrarouge (caméra NIR : 6 filtres de 1.1 à 2.78 μm)
- une caméra infrarouge à 8.6 μm (LWIR)
- une caméra à haute résolution spatiale (HIRES)
- un altimètre laser

Au total, 1,8 millions d'images ont été recueillies au cours de la mission, ce qui représente un volume de 55 Go de données, couvrant, grâce au choix d'une orbite polaire, la quasi-totalité de la surface lunaire (Nozette et al., 1994). La résolution spatiale des images varie entre 100 et 400 mètres par pixels, l'ensemble des observations ayant eu lieu au nadir (c'est-à-dire à angle d'émergence nul). Depuis 1995, plusieurs sites Internet permettent d'accéder en ligne aux données brutes (site du CNES : <http://clementine.cnes.fr/>).

3.2 Résultats antérieurs : altimétrie et imagerie visible

3.2.1 Découverte du bassin South Pole-Aitken

L'altimètre laser de Clementine a permis de réaliser la première carte topographique de la Lune (un point tous les 50 km), révélant ainsi la présence des grands bassins d'impact (Zuber et al., 1994 ; Smith et al., 1997). En particulier, un bassin gigantesque a été mis pour la première fois en évidence sur la face cachée. Ses dimensions impressionnantes (2500 km de diamètre et 12 km de profondeur) en font la plus grande et la plus profonde structure d'impact connue dans le système solaire.

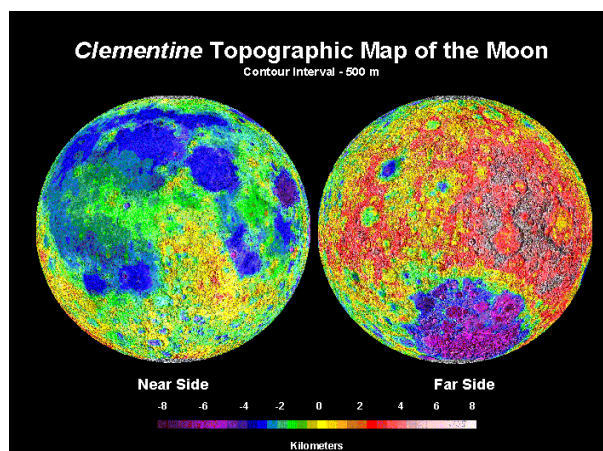


FIG. 3.2: Carte topographique de la surface lunaire. Les bassins apparaissent en sombre. South pôle Aitken est le gros bassin découvert au sud de la face cachée. D'après Zuber et al. (1994).

La découverte du bassin South Pole-Aitken a des implications fortes sur l'étude des processus de mise en place de la croûte lunaire. En effet, suite à l'impact cataclysmique ayant créé le bassin, une grande quantité de matériaux crustaux a dû être redistribuée à la surface sous forme d'éjectas (Lucey et al., 1998b). D'une manière

plus générale, les grands bassins d'impact, tout comme les cratères à une moindre échelle, fournissent des informations sur la distribution verticale des minéraux constituant la croûte lunaire en excavant une partie des matériaux. Un des problèmes actuellement très débattus dans la communauté est de savoir si l'impact à l'origine de South Pole-Aitken a excavé ou non une partie du manteau lunaire.

3.2.2 Résultats de la caméra UVVIS

Les images de la caméra UVVIS ont été étalonnées très tôt après la fin de la mission, fournissant notamment la première carte numérique de la quasi-totalité de la Lune (y compris la face cachée) à une résolution de 100 mètres par pixel (Isbell et al., 1997), et ce dans 5 longueurs d'ondes (415, 750, 900, 950 et 1000 nm). Il serait trop long d'établir la liste des résultats obtenus grâce à l'étude des images visibles, et je me contenterai donc de décrire très brièvement les résultats concernant notamment le lien entre les images UVVIS et la composition chimique des sols observés. Pour plus de détails sur les résultats concernant la diversité des terrains lunaires, voir par exemple McEwen et al. (1994), Pieters et al. (1994), Jolliff et al. (2000), Gaddis et al. (2000). Les images des pôles ont en particulier permis de mettre en évidence des zones n'étant jamais éclairées par le soleil (Shoemaker et al., 1994, Bussey et al., 1999). Les observations effectuées par le spectromètre à neutrons de la sonde Lunar Prospector ont par la suite révélé la présence d'une grande quantité d'hydrogène dans les zones d'ombre des pôles Nord et Sud, ce qui suggère la présence possible de glace emprisonnée à la suite d'impacts cométaires (Feldman et al., 1998).

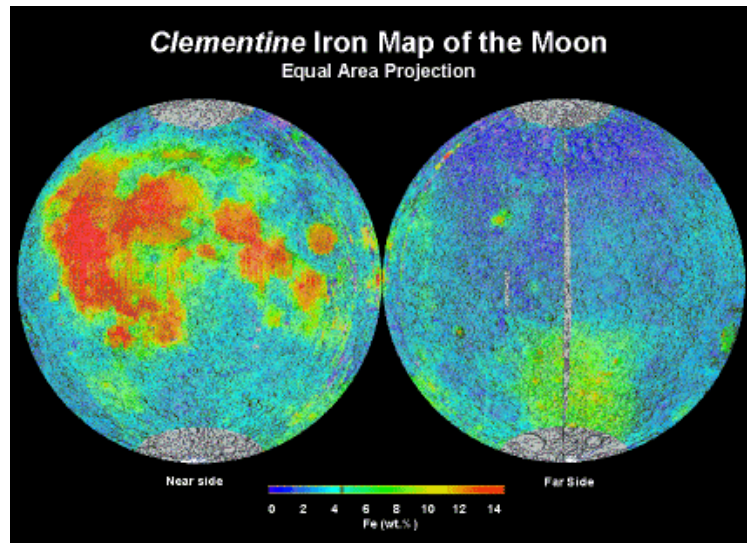


FIG. 3.3: Cartographie de la teneur en FeO de la Lune d'après Lucey et al. (1998a).

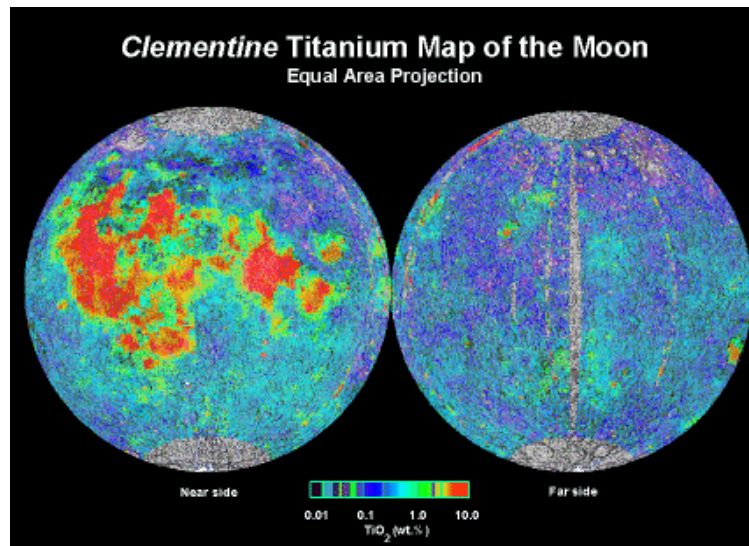


FIG. 3.4: Cartographie de la teneur en TiO_2 de la Lune d'après Lucey et al. (1998a).

Outre l'information d'albédo, la combinaison des canaux UVVIS permet de discriminer entre les grands types de minéraux, notamment entre les matériaux continentaux et les basaltes de mer (Pieters et al., 1994, McEwen et al., 1994). Un des résultats majeurs issu de l'étude des données UVVIS concerne l'extension de la connaissance de la composition de quelques sites d'atterrissage à l'ensemble du satellite (Lucey et al., 1995, Blewett et al., 1997a, Lucey et al., 1998a). La résolution spatiale des images Clementine est en effet suffisante pour identifier les sites de prélèvement des échantillons des missions Apollo 15, 16 et 17. Les propriétés spectrales et chimiques des échantillons de sols représentatifs de ces sites peuvent ensuite être directement reliées à la forme des spectres Clementine acquis en orbite pour les zones correspondantes. On fait là encore l'hypothèse implicite qu'un spectre d'échantillon de sol est comparable au spectre d'une surface de quelques centaines de mètres de côté recouverte du même matériau (Adams & McCord, 1970). Les figures 3.3 et 3.4 montrent une évaluation de la teneur globale en fer et en titane des sols observés, réalisée par la méthode de Lucey et al. (1998a). Cette méthode, très largement utilisée dans la communauté pour étudier les hétérogénéités de la croûte lunaire à haute et à basse résolution spatiale, possède néanmoins une limite intrinsèque importante qui sera exposée au chapitre 5.

Si l'analyse des données UVVIS fournit encore actuellement de nombreux résultats scientifiques, le domaine spectral est restreint à cinq filtres entre 415-1000 nm. Cette limitation rend notamment très difficile la discrimination entre olivine et pyroxène parmi les basaltes de mer. De même, l'utilisation de la partie UVVIS seule impose une limite intrinsèque à la méthode de cartographie du fer de Lucey et al., à savoir

une forte dépendance avec les conditions d'éclairage et donc les pentes locales. Je détaillerai ce problème important au chapitre 5. Je vais montrer par la suite que l'intégration des données infrarouge de Clementine, encore inexploitées, aux données UVVIS, permet d'une part d'aller plus loin dans la discrimination des minéraux (olivine et pyroxènes notamment), et d'autre part de mettre en place une nouvelle méthode de cartographie du fer moins sensible à la topographie.

3.3 Le cas des données infrarouges de Clementine

“It is recommended that the user delay scientific use of the NIR data until after the calibration effort is released (estimated to be end of calendar year 1995)...”

“One last word to the brave who venture forward before calibration rules are in effects...” (I. Lewis, ingénieur responsable de la camera pendant la mission Clementine)
Traduction : Un dernier mot pour le *courageux* qui ose s'aventurer dans la calibration avant que la version officielle ne soit disponible...

C'est en ces termes peu engageants que l'ingénieur responsable du fonctionnement de la camera infrarouge (NIR) de Clementine termine son rapport en Janvier 1995, six mois après la fin prématurée de la mission. Les problèmes de fonctionnement de la caméra infrarouge rendent en effet la calibration du jeu de données complet extrêmement difficile. Il n'est alors pas étonnant que les recherches scientifiques se soient focalisées en premier lieu sur les données de la caméra UVVIS, dont l'étalonnage a été réalisé très tôt avec un degré de confiance suffisamment élevé. A l'heure où j'écris ces lignes (mai 2000), aucune version officielle de la calibration des données NIR n'a encore été mise à la disposition de la communauté scientifique, alors que les données brutes sont en accès libre depuis 1995. Il est intéressant de noter que les premiers résultats scientifiques centrés sur les données de la troisième caméra (LWIR, ayant un filtre large à 8.6 μm , également affecté par des problèmes majeurs d'étalonnage) n'ont été publiés qu'en mai 2000, soit plus de 5 ans après la fin de la mission (Lawson et al., 2000). Dans ce qui suit, je vais tout d'abord montrer l'intérêt scientifique des données infrarouges de Clementine. J'aborderai ensuite les problèmes spécifiques de la calibration, pour terminer par la méthode que j'ai développée pour étalonner les données dans des zones restreintes présentant un intérêt majeur. Cette approche est complémentaire de l'effort de calibration du jeu de données complet engagé par l'équipe de Paul Lucey.

3.3.1 Intérêt scientifique des données infrarouges

La caméra NIR comportait 6 filtres (1100 nm, 1250 nm, 1500 nm, 2000 nm, 2600 nm, 2780 nm). Ces filtres ont été choisis pour permettre de discriminer les principales espèces minérales présentes à la surface de la Lune. Comme le montre la figure 3.5, le domaine spectral couvert par la caméra NIR contient des informations essentielles pour identifier les minéraux. Ceci est d'autant plus vrai que les absorptions présentes dans les spectres des sols lunaires sont beaucoup moins marquées que celles correspondant aux minéraux purs de la figure 3.5. En effet, la profondeur relative des bandes d'absorption que l'on cherche à détecter est typiquement de l'ordre de 10 à 20 % au maximum. Les filtres à 1100 nm et 1250 nm fournissent la partie grandes longueurs de la bande à 1 μm des minéraux mafiques (olivine et pyroxènes). Le filtre à 1250 nm permet de détecter la faible bande à 1.25 μm des plagioclases. Le filtre à 1500 nm donne une bonne estimation du continuum dans la partie infrarouge. Le filtre à 2000 nm permet de discriminer entre olivine (bande large à 1 μm et réflectance élevée à 2 μm) et pyroxènes (bandes à 1 et 2 μm).

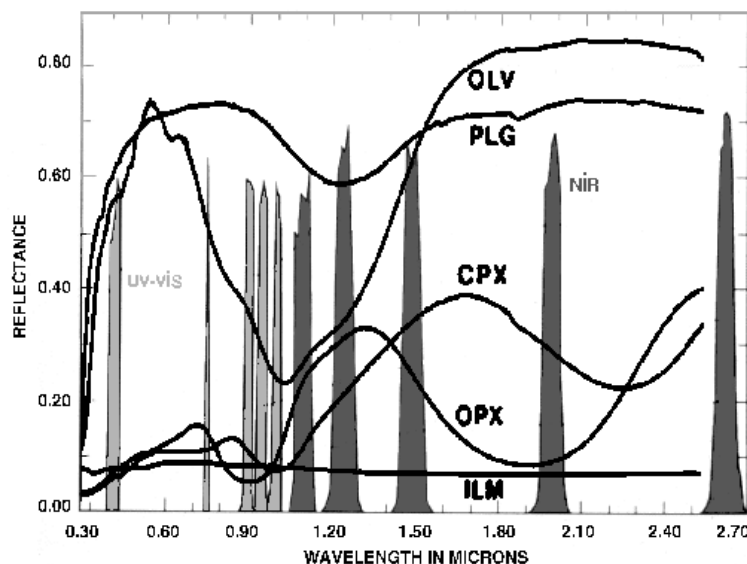


FIG. 3.5: Filtres Clementine UVVIS et NIR superposés aux spectres de laboratoire des minéraux lunaires les plus courants. OLV=olivine, PLG=plagioclase, CPX= clinopyroxène, OPX=orthopyroxène et ILM=ilménite.

Bien qu'elles présentent également un intérêt scientifique évident, je n'ai pas utilisé les images NIR à 2600 nm ni à 2780 nm, dont le but initial était d'obtenir des points à grande longueur d'onde situés en dehors de la bande à 2 μm des pyroxènes. En effet, les images à 2600 nm sont très bruitées (aspect de type "sel et poivre"). De plus,

comme nous l'avons vu sur la figure 2.3, ces deux filtres peuvent être affectés par l'émission thermique de la planète, ce qui rend difficile l'interprétation des variations spectrales observées. Enfin, comme on le verra par la suite, la procédure d'étalonnage des données est en partie basée sur l'utilisation de spectres télescopiques de référence qui ne s'étendent pas au-delà de $2.5 \mu\text{m}$.

Les données NIR couvrent, comme les données de la caméra UVVIS, pratiquement 100% de la surface lunaire à une résolution moyenne de $\sim 200 \text{ m/pixel}$. La fusion des domaines spectraux UVVIS et NIR permet donc d'obtenir des informations essentielles sur la forme des spectres, et fournit surtout des critères spectraux tels que la profondeur des bandes à 1 et $2 \mu\text{m}$ et la pente du continuum. Ces informations vont ensuite pouvoir être combinées pour identifier les minéraux en présence ainsi que leur état d'altération. Cette analyse scientifique sera développée aux chapitres 4 et 5. Commençons d'abord par le problème crucial de l'étalonnage des données NIR.

3.3.2 Problème de la réduction des données NIR

Le paragraphe précédent montre l'intérêt évident des données infrarouges de Clementine pour effectuer la cartographie minéralogique du sol lunaire. Nous allons maintenant voir pourquoi, alors que le jeu de données UVVIS seul a engendré plus d'une centaine de publications scientifiques, les données infrarouges sont restées totalement inexploitées pendant presque 5 ans. Bien qu'elle ait un caractère assez technique, j'ai volontairement décidé de détailler cette partie afin de montrer le chemin permettant, à partir des données elles-mêmes, de retrouver les paramètres nécessaires à l'étalonnage.

Pour comprendre les problèmes spécifiques liés à l'instrument NIR, il est tout d'abord nécessaire de revenir sur les conditions de fonctionnement en vol de l'expérience. Le détecteur est une matrice 256×256 en InSb refroidie activement à 70 K. Cette température est restée constante (à $\pm 0.5 \text{ K}$) pendant toute la phase de cartographie. Dans le but d'exploiter au mieux les 256 niveaux de dynamique du convertisseur analogique/ numérique 8 bits de la caméra, les modes de fonctionnement comprenaient 32 gains possibles, 256 niveaux d'offset, et 4 temps d'intégration. Les paramètres de gain, de temps d'intégration et d'offset ont été changés pour chaque filtre tous les 10° de latitude et de longitude. En revanche, les modes instrumentaux utilisés sont restés constants à l'intérieur des carrés de 10° par 10° . Une première conséquence de ce très grand nombre de modes instrumentaux est l'hétérogénéité du jeu de données infrarouges du point de vue des modes d'acquisition.

L'instrument disposait de trois sondes de température mesurant la température du plan focal (quasi-constante), la température du système optique, et la température

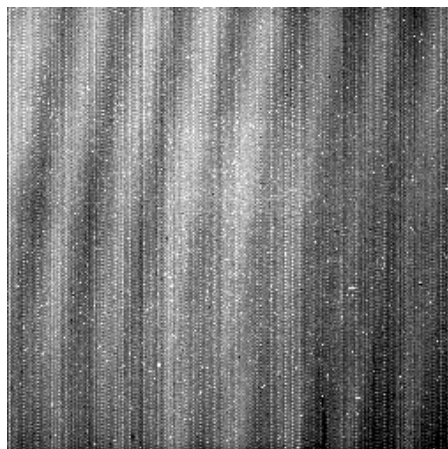


FIG. 3.6: Réponse de la caméra en l'absence de signal (observation de l'espace à 11 ms, visualisée entre 30 et 70 pas codeurs).

du système de refroidissement. La température du système de refroidissement reflète la température de l'électronique. La deuxième sonde de température indique un réchauffement du système optique de 20° entre le début (pôle sud) et la fin (pôle nord) de chaque phase de cartographie. De même la température du système de refroidissement augmente de 15° dans les mêmes conditions. J'ai réalisé une étude systématique des images de fond de ciel (donnant la réponse du détecteur en l'absence de signal) acquises principalement au pôle sud (à froid) ou bien lors d'observations de la Terre (à chaud), ou encore dans les zones d'ombres des pôles. Cette étude montre que les données contiennent une forte composante d'émission thermique, qui est directement liée aux températures citées ci-dessus. Une interprétation de ce phénomène a été proposée par Priest et al. (1995) et Lucey et al. (1998c). Il s'agirait du décollement partiel d'un filtre froid survenu lors du lancement de la sonde, impliquant une "fuite" thermique. De plus, les variations de température de l'électronique (reflétées par les variations de température du système de refroidissement) ont vraisemblablement engendré des **variations des valeurs absolues des gains et des offsets**, lesquels sont générés par des réseaux de résistances. En conséquence, les valeurs absolues des gains et des offsets ne peuvent pas être déduites de manière directe des modes de fonctionnement indiqués dans l'en-tête des images, et elles doivent donc être recalculées.

L'observation systématique des fonds de ciel (cf. image 3.6) permet de mettre en évidence plusieurs effets instrumentaux :

- Une trame fixe de pixels morts, doublée d'une trame fixe de pixels défectueux
- Une trame verticale haute fréquence

- Une trame quasi verticale de "franges" ayant une période de 30 pixels
- Un éclaircissement centre-bord, corrélé aux variations de température
- Un éclaircissement du bord supérieur gauche (phénomène d'électroluminescence)
- Un éclaircissement de la moitié supérieure du détecteur
- Un offset global qui ne correspond pas à celui indiqué dans l'en-tête des images

Lucey et al. (1998a) et Lucey et al. (2000) ont proposé une équation de calibration de la forme :

$$DN = G \times [(C_1 L_{Total} + C_2)t + C_3 + C_4] + C_5 \quad (3.1)$$

avec :

DN : image brute (valeur entre 0 et 255)

G : gain (au total, 15 modes utilisés)

$C_1(x, y)$: flat field multiplié par une constante globale

$L_{Total} = L_{surface} + L_{fondthermique}$: luminance vue par le système pour chaque filtre, composée du signal émis par la surface, de la lumière diffusée et du fond d'émission thermique (liée à la température de l'électronique).

$C_2(x, y)$: courant d'obscurité (taux d'accumulation du signal en l'absence de photons incidents). Ce terme est lié à l'éclaircissement de la moitié supérieure du détecteur.

t : temps d'exposition en millisecondes.

$C_3(x, y)$: bias (sortie de la chaîne d'intégration pour un temps d'exposition nul et un $offset_{ID}$ nul). Ce terme correspond à la trame verticale haute fréquence et à la trame quasi verticale de franges.

$C_4(x, y) = V \times offset_{ID}$: offset global ajustable. V vaut -0.95419 d'après Lucey et al. (2000), et $offset_{ID}$ est la valeur nominale extraite de l'en-tête des images

$C_5 = 8.3069$: offset numérique

A l'heure où j'écris ces lignes, la forme exacte de l'équation de calibration décrite ci-dessus, ainsi que les valeurs des paramètres correspondants, sont toujours en cours d'étalonnage par l'équipe de Paul Lucey. Bien qu'il m'ait paru utile de la décrire ici, je n'ai donc pas utilisé cette équation pour réduire les données infrarouges.

3.4 Solution proposée pour la voie infrarouge

3.4.1 Problème des images de fond de ciel

Les images de fond de ciel correspondent à la réponse du détecteur en l'absence de signal. En pratique, ces images essentielles pour la réduction des données ont été

systématiquement réalisées avant et après chaque orbite de cartographie en observant l'espace, mais pour un jeu restreint de modes instrumentaux. Comme je l'ai mentionné plus haut, les véritables valeurs des gains et offsets appliqués lors de l'acquisition des images dépendent de manière non triviale de la température du système de refroidissement (électronique). De même, le niveau général des fonds de ciel semble augmenter avec la température de la lentille, ce qui est d'ailleurs cohérent avec l'interprétation en terme d'émission thermique. En l'absence d'une connaissance parfaite de la manière dont les paramètres de gain, d'offset, et d'émission thermique varient avec la température, le plus simple est donc, pour corriger une image donnée, de soustraire un fond de ciel ayant été acquis dans les mêmes modes de fonctionnement que l'image (gain, temps d'intégration, températures de lentille et de système de refroidissement). Il reste ensuite un offset global constant, qui sera traité à part. Pour les températures, il semble que des variations maximales de $\pm 4^\circ$ entre l'image à corriger et le fond de ciel soient tolérables pour que la correction soit efficace. Lorsque aucun fond de ciel ne correspond aux critères requis, une solution acceptable pour corriger une image I consiste à utiliser un fond de ciel F ayant les bons paramètres de temps d'intégration et de températures, puis de lui appliquer le coefficient multiplicatif k qui permet de minimiser la variance de $I - k \times F$. Cette méthode utilise simplement le fait que le gain est un paramètre multiplicatif de tout le reste.

3.4.2 Détermination des plages de lumière uniforme

Une phase essentielle de la réduction des données NIR a consisté à générer des plages de lumières uniformes (PLU, ou encore "flat fields") pour chaque filtre. La PLU correspond à la réponse du détecteur lorsque l'on observe un champ éclairé uniformément. Les PLU sont en général mesurées lors de l'étalonnage au sol de l'instrument, puis éventuellement affinées sur les données elles-mêmes. Dans le cas de la caméra NIR, j'ai généré les PLU en utilisant le fait que les mers lunaires présentent très peu de relief et sont relativement homogènes. Un jeu d'une quarantaine d'images (pour chaque filtre) de Mare Serenitatis permet, grâce à l'utilisation d'un filtre médian, d'obtenir une image médiane représentative d'une plage uniformément éclairée dans une géométrie d'observation donnée. Le filtre médian permet d'éliminer les zones brillantes correspondant aux petits cratères, dans la mesure où la distribution spatiale de ces cratères sur le jeu des quarante images est aléatoire. En outre, les 40 images choisies sont homogènes en termes de modes d'acquisition, ce qui permet de les corriger à l'aide d'une seule image de fond de ciel.

L'image médiane obtenue ne représente pas un champ parfaitement plat. En effet, les variations de l'angle de phase d'un bord à l'autre de l'image peuvent atteindre

+/- 5°, ce qui engendre des variations de flux de +/- 4%. Cette modification de la forme réelle de la PLU n'est pas négligeable et doit être corrigée. J'ai donc calculé la géométrie d'observation (i , e , φ) pour chaque point de l'image afin d'appliquer un coefficient de correction photométrique différent pour chaque pixel, dans le but de ramener chaque point de l'image dans une géométrie d'observation standard (cf. paragraphe 2.3).

La plage de lumière uniforme est finalement obtenue pour chaque filtre en normalisant l'image médiane après l'avoir corrigée des effets de fond de ciel, d'offset (évalué par la procédure décrite plus loin) et de photométrie.

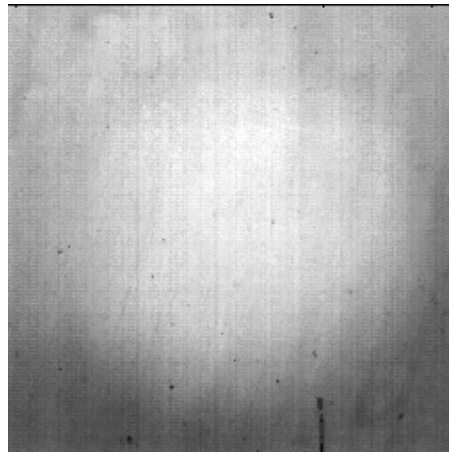


FIG. 3.7: PLU générée pour le filtre NIR à 1100 nm

3.4.3 Intégration des données UVVIS et NIR

J'ai réalisé l'étalonnage radiométrique des données UVVIS à l'aide des procédures automatiques du logiciel ISIS de l'USGS. Les différentes étapes de ce traitement sont résumées dans McEwen et al. (1998). J'ai ensuite utilisé le filtre UVVIS à 750 nm comme référence pour les projections cartographiques. En effet, les coordonnées en latitude et longitude des quatre coins de l'image à 750 nm sont mises à jour par ISIS lors de l'étalonnage de la partie UVVIS, ce qui assure un positionnement parfait des images lors de la réalisation d'une mosaïque. Afin de pouvoir comparer les variations spectrales des terrains observés et de reconstituer des spectres, il est ensuite nécessaire de rendre les images des différents filtres parfaitement superposables (on parle de coregistration des images). Cette opération essentielle est réalisée à l'aide d'un calcul de maximisation de la corrélation entre l'image à recaler et l'image 750 nm de référence.

Chaque image NIR étant radiométriquement corrigée (sauf de l'offset global), il reste donc à la rendre superposable à l'image UVVIS 750 nm correspondante. J'ai réalisé cette dernière opération à l'aide de déformations bilinéaires, après avoir déterminé les paramètres de la transformation pour chaque image. Une première analyse systématique de plusieurs jeux d'images m'a permis de déterminer que le champ de la caméra NIR est tournée de 1.7° par rapport à celui de la camera UVVIS. De plus, il semble que la variation de la focale de l'instrument avec la longueur d'onde engendre un grandissement linéaire différent pour chaque filtre, mais constant au cours de la mission. Les dilatations en x et en y correspondantes sont résumées dans le tableau 3.1. Le calcul de corrélation fournit ensuite les valeurs précises des translations en x et en y nécessaires au recalage final. Trois opérations sont donc nécessaires : rotation de 1.7° , dilatations en x et en y puis translations en x et en y. La précision obtenue est en théorie de 0.25 pixels. En pratique cette précision est limitée d'une part lorsque les images présentent peu de structures (le pic de corrélation est très étalé), d'autre part par la précision des coefficients de dilatation linéaire et de rotation. En pratique, la coregistration finale est effectuée à 0.5 pixels près. Chaque "mini cube" (256,256,9) ainsi réalisé est ensuite placé au bon endroit dans la mosaïque de la zone que l'on cherche à observer.

filtre	coefficient de dilatation
1100 nm	1
1250 nm	1.0078
1500 nm	1.0137
2000 nm	1.0137

Tableau 3.1: Facteurs de grandissement en x et en y déterminés pour chaque filtre NIR, par rapport au filtre 1100 nm.

3.4.4 Détermination de l'offset résiduel

Après la soustraction du fond de ciel, l'ensemble des structures instrumentales dépendantes de la position des pixels doit avoir disparu, laissant un offset global (indépendant de la position du pixel dans l'image) qu'il faut corriger. La procédure d'évaluation de cet offset différentiel (c'est-à-dire résultant de l'offset du fond de ciel utilisé et de l'offset de l'image à corriger) est basée sur l'amplitude relativement faible des variations spectrales comparées aux variations d'éclairement dues principalement aux variations de pentes locales. Moyennant l'hypothèse qu'au premier ordre, les variations spectrales sont négligeables par rapport aux variations dues à la topographie, les images UVVIS à 1000 nm et les images NIR sont alors proportionnelles (voir figure 3.8). On a :

$$[\text{image } 1000 \text{ nm}] = k \times ([\text{image NIR}] + \text{offset}) / \text{flatNIR} \quad (3.2)$$

k et offset peuvent alors être déterminés par une régression linéaire entre l'image NIR et l'image 1000 nm calibrée et coregistrée, multipliée par le flat field correspondant. Dans certains cas, les rapports de bandes montrent des effets spectraux importants dans certaines parties du champ (pic centraux par exemple). La détermination de l'offset est alors restreinte à une zone homogène. Afin d'optimiser le calcul de l'offset résiduel, il convient d'utiliser la zone la plus étendue possible, en privilégiant les endroits tels que les continents pour lesquels les variations de pentes locales sont importantes.

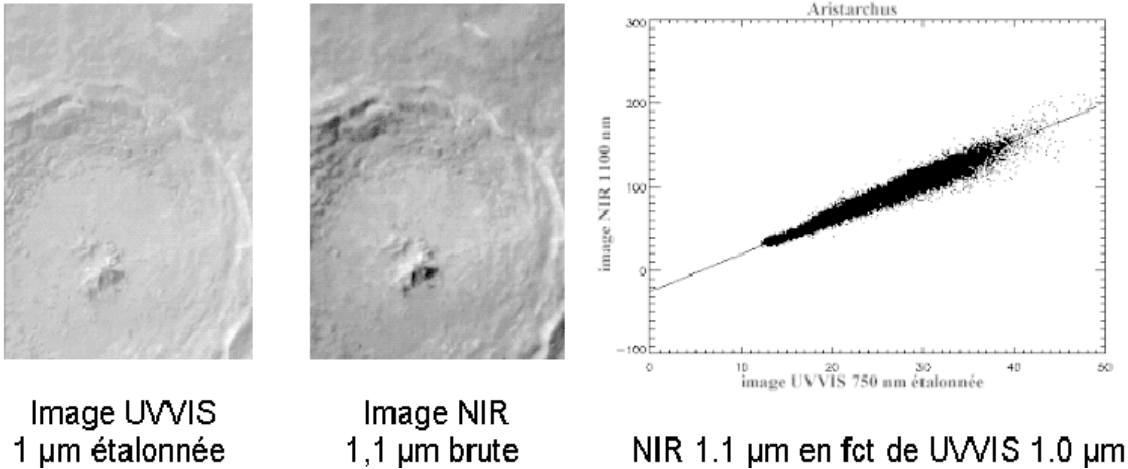


FIG. 3.8: Au premier ordre, les images UVVIS et NIR, dominées par les variations d'éclairement induites par les pentes locales, sont corrélées. Dans la mesure où les images UVVIS sont corrigées de l'offset et du gain, cette corrélation peut être utilisée pour déterminer l'offset global des images NIR (valeur de l'ordonnée à l'origine).

Nous avons appliqué la méthode de détermination de l'offset aux images UVVIS à 0.9, 0.95 et 1.0 μm , pour lesquelles l'offset réel est indiqué dans l'en-tête. Un bon accord a été obtenu entre l'offset évalué et l'offset déduit de l'en-tête, validant notre hypothèse de linéarité entre les images. Il semble cependant qu'un biais systématique affecte les valeurs d'offset obtenues lorsque les variations de maturité dominent les images par rapport aux variations dues aux pentes locales (cas de régions de mer observées sous des incidences faibles notamment). Dans ce cas, l'évaluation au premier ordre de l'offset doit être affinée par le recalage sur des spectres télescopiques de référence.

3.4.5 Recalage sur des spectres télescopiques

La dernière étape du traitement a pour but de recalibrer les données en réflectance absolue. Une partie de ce travail a été effectuée en collaboration avec l'équipe de P.

Pinet de l'OMP à Toulouse. Nous avons vu au chapitre 2.5 qu'il existe une collection de plus de 120 spectres télescopiques de la Lune (Pieters & Pratt, 2000). Ces spectres correspondent à des zones bien identifiées de 2 à 10 km de diamètre. Convolusés par les bandes passantes des filtres de Clementine, ils peuvent donc servir de référence. Pour chaque filtre Clementine, il n'existe en effet qu'un seul couple de valeurs de gain et d'offset permettant de reproduire deux spectres télescopiques de zones très différentes (deux équations à deux inconnues). La validité du choix de ce couple (gain, offset) est ensuite testée sur les autres spectres télescopiques de la région étudiée. Pour tenir compte de l'incertitude sur la localisation des spectres télescopiques, ainsi que sur la taille de la zone vue par le télescope, le recalage doit donc être le résultat d'une optimisation entre la position des spectres de référence, la taille de la zone d'extraction de ces spectres et les valeurs des corrections appliquées (Daydou et al., en préparation). En outre, la partie UVVIS du spectre étant déjà étalonnée par ISIS, il faut s'assurer que les corrections de gain et d'offset pour ces cinq filtres sont les plus faibles possibles.

Remarque :

Le recalage des données Clementine sur des observations télescopiques pose le problème de l'intercomparabilité des spectres télescopiques utilisés. En d'autres termes, est-ce qu'une mosaïque Clementine recalée sur un spectre télescopique d'une zone donnée sera directement comparable à une mosaïque d'une autre région, ou bien existera-t-il des effets résiduels liés à la photométrie? Irvine et al. (1968) et Gradie et al. (1980) ont notamment montré que la pente spectrale augmentait avec l'angle de phase. En fait, dans le cas des spectres télescopiques, la division par le spectre du site de référence Apollo 16 permet de s'affranchir de cette variation spectrale (cf. équation 2.9), dans la mesure où les spectres de la zone observée et de la zone de référence sont acquis avec un écart de temps de quelques minutes, donc avec approximativement le même angle de phase (McCord et al., 1981). La normalisation élimine donc au premier ordre toute variation due à la géométrie d'observation.

3.4.6 Vérification de la cohérence des résultats

J'ai utilisé plusieurs tests pour juger de la pertinence du processus de réduction des données. Tout d'abord, les rapports de bandes, en éliminant les variations du signal dues aux conditions d'éclairage, permettent de détecter des effets instrumentaux résiduels extrêmement faibles, de l'ordre de 2-3 % en relatif (voir figure 3.9). Ces effets, notamment les structures dues au fond de ciel ou à la PLU doivent avoir disparu après traitement. Les rapports NIR/NIR, et plus particulièrement NIR/UVVIS sont

des tests très sensibles aux erreurs résiduelles. Ensuite, une erreur d'offset sur une image se traduit par l'apparition sur les rapports de bandes de structures fortement corrélées (ou anticorrélées) avec l'éclairement, et ce à l'intérieur d'une zone de composition homogène. Enfin, la zone de recouvrement entre deux images successives, couvrant presque un tiers du champ, permet de détecter de manière drastique l'effet d'erreurs résiduelles. Après étalonnage, la zone de recouvrement doit être exactement la même sur les deux rapports de bandes. De même, les spectres extraits de part et d'autre d'une frontière entre deux images, sur une zone homogène, doivent être identiques. La figure 3.9 montre l'effet d'une mauvaise correction du fond de ciel sur

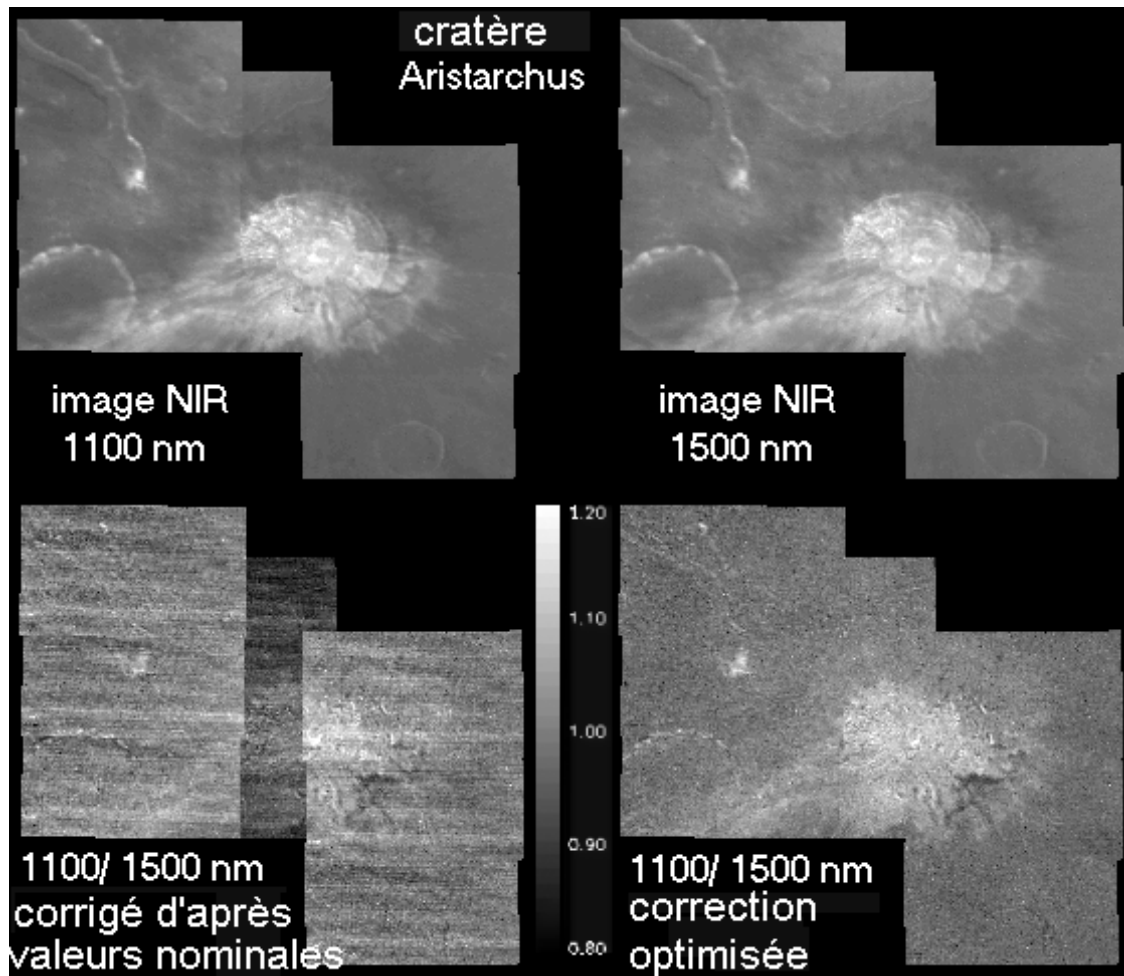


FIG. 3.9: En bas à gauche : rapport 1100/ 1500 nm avec images réduites d'après les valeurs des gains et des offsets indiquées dans l'en-tête. Les effets instrumentaux sont du même ordre de grandeur que les variations que l'on cherche à détecter. A droite, même rapport après optimisation de la procédure de recalage des données. Les variations restantes sont dues à des hétérogénéités minéralogiques.

un rapport de bandes. Cette figure illustre aussi de manière flagrante pourquoi les

données infrarouges de Clementine sont restées totalement inexploitées depuis leur mise à disposition en 1995, mis à part 4 images mentionnées dans McEwen et al. (1994). Le rapport de bande réalisé à partir des valeurs nominales des paramètres instrumentaux indiquées dans l'en-tête des images (en bas à gauche) est inexploitable : les variations d'origine instrumentale dominant complètement le signal. Le rapport de bande présenté en bas à droite montre qu'après optimisation de la procédure de réduction des données (par la méthode décrite précédemment), les structures d'origine instrumentale disparaissent, mettant en évidence des variations de l'ordre de quelques pour-cent qui ont cette fois un sens minéralogique. Le passage de l'image de gauche à l'image de droite représente pratiquement un an d'efforts pour comprendre et maîtriser le fonctionnement de la caméra NIR. Cette première étape, une fois franchie, ouvre la porte à l'étude cette fois purement scientifique des données NIR.

3.5 Premiers pas vers une analyse scientifique

Le but de ce travail préliminaire de réduction des données infrarouges brutes était de tester, puis finalement de prouver la possibilité d'exploiter le contenu scientifique des données NIR, malgré les problèmes instrumentaux. Afin d'évaluer la pertinence de la méthode employée pour remonter au contenu scientifique des données, je me suis donc d'abord focalisé sur la seule zone qui avait déjà été partiellement étudiée à partir des données NIR par McEwen et al. (1994). Il a ainsi été possible de montrer dans un premier temps que l'on retrouve des résultats cohérents avec les études précédentes, à savoir l'existence d'une petite zone dominée par de l'olivine sur le rempart sud du cratère Aristarchus, ainsi qu'une composition de type anorthositique pour le pic central. L'intégration des domaines UVVIS et NIR permet en effet d'extraire des spectres à 9 bandes des zones les plus intéressantes. Ces spectres, comparés à des spectres de laboratoire de minéraux ou d'échantillons lunaires, nous renseignent ensuite sur la composition minéralogique des terrains observés.

Dans un deuxième temps, j'ai appliqué la méthode de réduction au cratère Aristillus, dans le but de montrer que l'on peut réellement étendre l'information donnée par des spectres télescopiques à des zones plus larges, grâce à l'imagerie multispectrale. Aristillus est un cratère relativement récent de 55 kilomètres de diamètre situé en bordure de Mare Imbrium à (33.9° N, 1.2° E). Les pics centraux de cratères jeunes tels qu'Aristillus sont des endroits particulièrement intéressants pour trouver des matériaux spectralement différents des terrains environnants, dans la mesure où l'impact à l'origine du cratère a excavé des matériaux venant de différentes profondeurs (cf. figure 1.3 au chapitre 1). Une mosaïque de deux images adjacentes a été réalisée, en utilisant les spectres télescopiques a4 et c3 extraits de Smrekar & Pieters (1985)

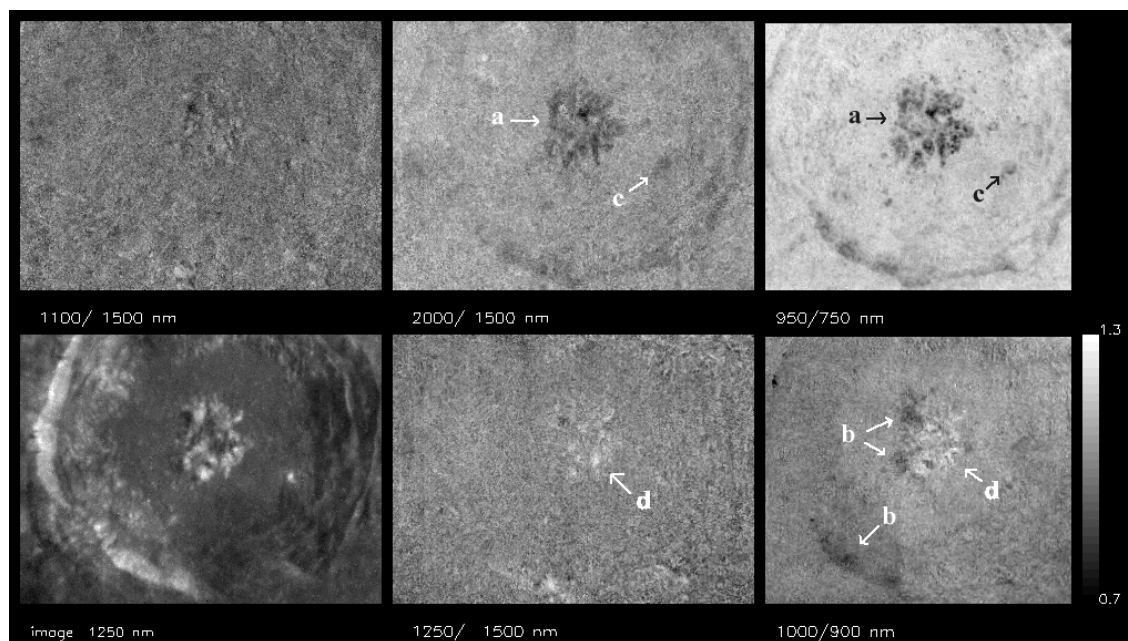


FIG. 3.10: Rapports de bandes normalisés sur le cratère Aristillus. La forte corrélation des rapports 2000/1500 nm et 950/750 nm indique une forte teneur en pyroxène (pic central, flèche a). Le rapport 1000/900 nm permet de discriminer entre clinopyroxène (flèches b) et orthopyroxène (flèche d). La flèche c indique un petit cratère frais.

comme références.

La figure 3.10 montre les rapports de bandes obtenus sur la zone étudiée. Les structures instrumentales telles que les franges ou bien la trame haute fréquence ont été éliminées lors de la réduction des images, ce qui est un bon test de la procédure de réduction. On observe une bonne corrélation entre les rapports 2000/1500 nm et 950/750 nm. Cette corrélation montre d'une part la complémentarité des jeux de données UVVIS et NIR. Du point de vue minéralogique, elle indique soit une forte teneur en pyroxènes (absorption marquée à 1 et 2 μm) dans le pic central (flèche a) et une partie des remparts, soit des sols très immatures. Comme il n'y a pas de forte corrélation avec l'albédo, ni avec les autres rapports de bandes, l'hypothèse d'une forte teneur en pyroxène semble être la plus plausible. La composition moyenne des pyroxènes peut ensuite être estimée par l'intermédiaire de la position du centre de la bande à 1 μm (Adams, 1974). Dans la mesure où l'orthopyroxène, pauvre en calcium, possède une bande centrée vers 0.91 μm et le clinopyroxène, riche en calcium, une bande centrée vers 0.98 μm , le rapport 1000/900 nm permet en théorie de discriminer entre les deux. On voit ainsi sur ce rapport que la composition du pic central est hétérogène, une partie étant dominée par des matériaux riches en clinopyroxène (flèches b) et une autre partie dominée par de l'orthopyroxène (flèche d). Les rapports

1250/1500 nm et 1100/1500 nm apparaissent quant à eux relativement homogènes. Des valeurs élevées du rapport 1250/1500 nm au niveau du pic central sont cependant cohérentes avec la présence d'orthopyroxène.

Afin de vérifier l'interprétation des rapports de bandes, j'ai extrait des spectres des endroits présentant un intérêt particulier. La localisation des spectres est donnée sur la figure 3.11. La figure 3.11a montre les spectres normalisés à 1.0 μm et décalés pour plus de clarté. La figure 3.11b montre les mêmes spectres divisés par un continuum rectiligne à 0.75 μm et 1.5 μm pour mettre en évidence les bandes d'absorption. Ces spectres ne présentent pas de discontinuité ou de valeur aberrante, ce qui est un test critique de la qualité du processus de réduction des données. Bien que la résolution spectrale soit trop faible pour permettre une étude quantitative précise des minéraux en présence, la forme des spectres nous renseigne sur la composition des terrains observés. Le fond du cratère (spectre 1) a des caractéristiques spectrales très proches de celles de la zone de référence, interprétée par Smrekar & Pieters (1985) comme un mélange de pyroxène avec des verres riches en fer ou bien des feldspaths. Le spectre 2 est cohérent avec une forte teneur en clinopyroxène. Les spectres 3 et 4 sont en bon accord avec le spectre c3 de Smrekar & Pieters (1985), et correspondent soit à un mélange d'orthopyroxène et de clinopyroxène, soit à un pyroxène de teneur intermédiaire en calcium. Le spectre 5 correspond à un petit cratère frais dont les caractéristiques spectrales sont également cohérentes avec la présence de pyroxène.

En définitive, la cartographie des hétérogénéités du cratère permet donc d'une part de confirmer la forte teneur en pyroxène du pic central (excavation de matériaux basaltiques, mentionnée par Smrekar & Pieters (1985) à partir de l'étude d'un spectre télescopique), et d'autre part, ce qui est nouveau, de montrer la répartition des zones dominées soit par l'orthopyroxène, soit par le clinopyroxène. On voit en outre que l'intégration du domaine NIR au domaine UVVIS permet d'obtenir pour la première fois avec les données Clementine des spectres qui, bien qu'ayant une très basse résolution spectrale, mettent en évidence les principales absorptions caractéristiques à 1 et 2 μm des sols lunaires.

Enfin, la méthode a été appliquée au cratère Kepler, révélant des remparts très immatures riches en pyroxènes. Ce travail de réduction des données NIR et l'analyse appliquée à l'étude des cratères Aristarchus, Aristillus et étendue au cas de Kepler a donné lieu à la première publication centrée sur les données infrarouges de Clementine, incluse en annexe.

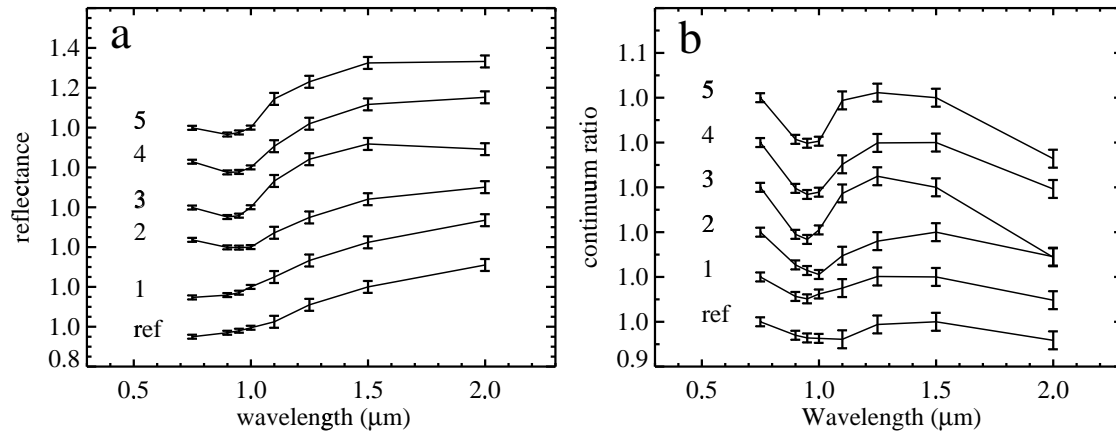
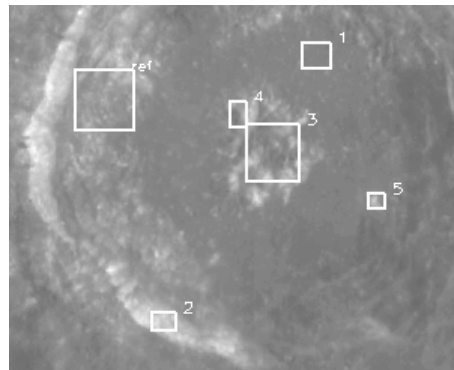


FIG. 3.11: Spectres extraits du cratère Aristillus, normalisés à $1.0 \mu\text{m}$ à gauche et divisés par un continuum rectiligne à droite.



Chapitre 4

Apport des données infrarouges pour discriminer entre olivine et pyroxènes

4.1 Importance de la détection d'olivine en surface

Les filtres des caméras visible et infrarouge de Clementine ont été choisis pour permettre d'identifier les minéraux observés. La partie 3.4 montre que l'on va pouvoir s'affranchir des problèmes de calibration de la voie infrarouge, et donc l'utiliser pour détecter les hétérogénéités de la surface lunaire. Une première exploitation sur les zones restreintes décrites à la fin du chapitre précédent a déjà permis d'obtenir des résultats intéressants. La figure 3.5 montre que l'on va pouvoir discriminer entre pyroxènes et olivine. Mais en quoi est-il important de pouvoir identifier de l'olivine en surface ?

Par plusieurs aspects, l'identification des minéraux peut être considérée comme une fin en soi. Mais d'un point de vue plus large, l'identification représente également un premier pas vers la compréhension des relations entre le minéral et les conditions géologiques ayant permis sa formation. Un minéral est en effet le produit final de processus naturels complexes liés à un certain environnement géologique (conditions de température et de pression notamment). Identifier un minéral, c'est donc également trouver un indice permettant de retracer une partie de l'histoire géologique de la région dont il est issu.

Revenons au problème de la formation de la croûte lunaire. L'étude des échantillons Apollo a montré qu'une différenciation à grande échelle a probablement eu lieu très tôt dans l'histoire de la Lune. Un des scénarios proposés suggère la formation d'un "océan de magma" de plusieurs centaines de kilomètres de profondeur, généré par l'énergie résultant de l'accrétion initiale et de la violence des impacts lors de la période de bombardement intense. Les minéraux mafiques et le feldspath plagioclase ont ensuite progressivement cristallisé pour former respectivement le manteau et la croûte lunaire. Parmi les minéraux mafiques, l'olivine se forme à des températures et pressions plus élevées que les pyroxènes. Durant le premier milliard d'années et demi de l'histoire de la Lune, plusieurs processus physiques et chimiques ont été mis en jeu pour former ou altérer la croûte. Si une partie de ces processus est assez bien documentée (formation des grands bassins, formation des mers à partir du manteau), une autre partie de ces processus est en revanche moins bien définie, bien que leur connaissance soit tout autant requise pour rendre compte de la nature et de la diversité des matériaux crustaux. Par exemple, on pense qu'après la différenciation entre le manteau ultramafique et la croûte feldspathique, des magmas riches en magnésium probablement générés par fusion partielle du manteau (ou de l'intérieur plus profond) ont progressivement pénétré soit la croûte inférieure (Warren & Wasson, 1980), soit la totalité de la croûte (James, 1980). Ces intrusions formeraient des poches de matériaux mafiques appelées "plutons", modelant la croûte en une alternance de

couches de roches noritiques sur des poches de roches troctolitiques ou bien dunitiques (voir le chapitre 1.7.2). Pour valider - ou infirmer - ce modèle, il est donc nécessaire de connaître la composition et surtout le degré d'hétérogénéité tant latéral que vertical de la croûte.

Les cratères d'impact sont de véritables fenêtres naturelles sur l'intérieur de la Lune. Lors d'un impact, les éjectas sont redéposés de manière radiale autour du cratère (voir figure 1.3), la profondeur maximum d'excavation étant estimée à environ un dixième du diamètre du cratère (Melosh, 1989). Le matériau formant le pic central provient de la couche la plus profonde de la zone d'impact. La répartition des hétérogénéités minéralogiques sur un site d'impact permet donc en principe d'échantillonner la stratigraphie de la zone cible sur une profondeur de plusieurs kilomètres, et donc d'accéder à l'information que l'on recherche. L'hétérogénéité de la croûte lunaire a ainsi pu être démontrée grâce à l'étude de spectres télescopiques (Pieters et al., 1993a). Ces spectres présentent malgré tout l'inconvénient d'être ponctuels.

Bien que l'olivine soit présente dans les échantillons lunaires, les études de télédétection menées jusqu'à présent semblent pourtant indiquer qu'**il n'existe en surface que très peu de zones étendues dominées par l'olivine** (Pieters & Wilhelms, 1985, Tompkins & Pieters, 1999). L'olivine étant associée soit au manteau lunaire, soit aux plutons riches en magnésium, la détection en surface de telles zones apporte pourtant des contraintes fortes sur les modèles de mise en place des terrains, et plus généralement de composition de la Lune elle-même. Une forte quantité d'olivine dans des zones de continent irait par exemple à l'encontre des prédictions du modèle d'océan de magma...

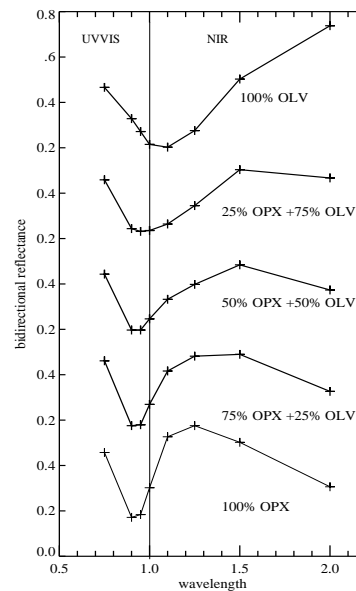
4.2 Principe de la méthode utilisée

Comme nous l'avons vu au Chapitre 2.6, le pyroxène a principalement deux bandes d'absorption à 1 et 2 μm . L'olivine, quant à elle, possède une bande d'absorption large à 1 μm , et une réflectance élevée à 2 μm . Cette propriété va permettre, à l'aide notamment des filtres NIR, de discriminer les deux espèces minérales. La détection des hétérogénéités et leur cartographie spatiale peut ainsi être réalisée grâce à l'étude comparative des rapports des filtres 950/750 nm et 2000/1500 nm. Les rapports de bandes éliminent les variations dues à l'albédo et aux conditions d'observation, ce qui met en évidence les variations dues à la minéralogie et/ou à la maturité. Le premier rapport permet de détecter la bande à 1 μm des minéraux mafiques pour discriminer entre des sols de type continent et de type mer. Parmi les zones déterminées comme étant de composition mafique, le deuxième rapport (2000/1500 nm) va permettre de

déterminer si le sol observé est plutôt dominé par de l'olivine (fortes valeurs du rapport) ou du pyroxène (faible valeur). Pour que l'interprétation des rapports de bandes soit correcte, il est cependant nécessaire de tenir compte d'éventuelles variations de maturité des sols dans le champ observé. Au premier ordre, ces variations peuvent être déduites soit de la configuration du terrain (pentes abruptes), soit des variations d'albédo (cratères frais rayonnants). La forme des spectres extraits des zones les plus intéressantes permettra ensuite de confirmer l'identification des minéraux observés.

La figure 4.1 montre des spectres de laboratoire de mélanges olivine - orthopyroxène convolués par les filtres de Clementine. On voit que si l'on se restreint à la partie du spectre couvert par la caméra UVVIS, il est très difficile de distinguer une composante d'olivine dans un mélange, à moins d'avoir plus de 75% d'olivine. L'intégration de la partie infrarouge à la partie UVVIS permet de mieux interpréter la forme du spectre. Ceci est d'autant plus vrai que l'on observe principalement des sols lunaires, altérés par les processus de maturation (cf. 2.7.1), et non pas des minéraux purs.

FIG. 4.1: Spectres de laboratoire de mélanges d'olivine et d'orthopyroxène, convolués à la résolution spectrale de Clementine. La partie UVVIS du spectre change très peu par rapport à la partie NIR. Adapté de Singer (1981).



Dans la suite de ce chapitre, nous allons voir que l'analyse des données infrarouges de Clementine permet de progresser dans notre compréhension de la composition de la croûte lunaire. Afin de tester la détection d'olivine à partir des données UVVIS-NIR, je me suis focalisé sur l'étude de plusieurs zones où la présence d'olivine avait déjà été mentionnée d'après l'étude de spectres télescopiques, en commençant en priorité par les endroits où l'étalonnage des images infrarouges est le moins problématique. La première zone que j'ai étudiée est le cratère Aristarchus. Nous allons voir que dans ce cas, les données Clementine permettent non seulement de confirmer la présence

d'olivine, mais aussi d'en déterminer la répartition géographique, et mieux de montrer que la zone la plus riche en olivine et la plus étendue spatialement ne fait pas partie des zones échantillonnées lors des études télescopiques antérieures.

4.3 Etude du cratère Aristarchus



FIG. 4.2: Le cratère Aristarchus vu par Apollo 15.

4.3.1 Intérêt scientifique et observations antérieures

Aristarchus est un cratère relativement récent de 42 km de diamètre, visible à l'œil nu grâce à son système d'éjectas brillants, et situé à $23^{\circ} 4' N$, $47^{\circ} 20' W$. L'impact a créé une cavité profonde de plus de 3 km. Le cratère, et plus généralement la zone environnante (le plateau Aristarchus) ont fait l'objet de nombreuses études tant géomorphologiques que radars ou plus récemment spectrales (Guest, 1973, Zisk et al., 1977, Davies et al., 1979, Lucey et al., 1986, Pinet et al., 1996, McEwen et al., 1994). Toutes ont révélé une région d'une extrême richesse tant sur le plan géologique que minéralogique. L'étude du plateau Aristarchus servira de base au chapitre 5 à la mise en place d'une nouvelle méthode de cartographie du fer. Je me contenterai donc ici d'aborder l'étude du cratère proprement dit.

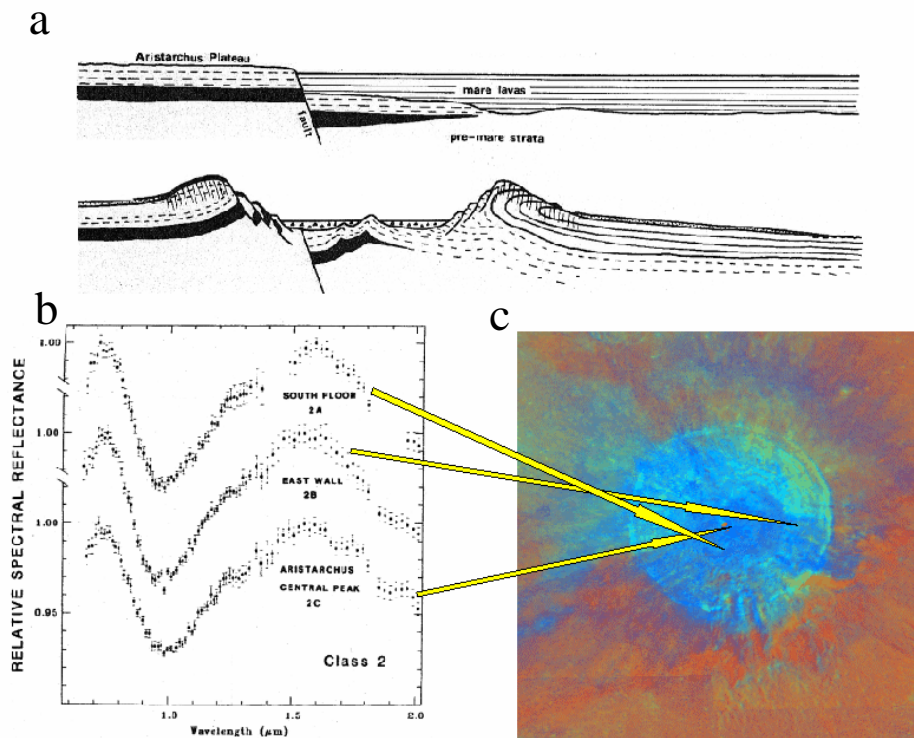


FIG. 4.3: (a) Coupe schématique du cratère Aristarchus, d'après Guest (1973). (b) Spectres télescopiques du cratère (divisés par un continuum), d'après Lucey et al. (1986). (c) Composite Clementine UVVIS couleur.

La figure 4.3 montre une coupe schématique du cratère réalisée d'après l'étude photogéologique d'images à haute résolution spatiale (Guest, 1973). L'impact a probablement eu lieu à la frontière entre une zone de continent et une zone de mer, au niveau d'une faille, dans une région présentant de nombreuses traces d'activité volcanique. Lucey et al. (1986) ont réalisé une étude du cratère à partir de spectres télescopiques moyennés sur des zones de 5 à 30 km². 7 spectres ont été enregistrés dans le cratère et dans les éjectas proches. Ces spectres indiquent la présence de trois types d'unités de continents, avec des teneurs variables en clinopyroxène, olivine et feldspath (figure 4.3b). Enfin, l'analyse des images UVVIS de Clementine présentée par McEwen et al. (1994) a permis de discriminer entre les matériaux de type continent (apparaissant en bleu sur la figure 4.3c) et les matériaux basaltiques (jaune-vert) sur le flanc est du cratère. Une analyse préliminaire des données NIR sur la partie ouest du cratère a également été réalisée par McEwen et al. (1994), montrant l'existence d'une petite zone pouvant indiquer la présence d'olivine.

4.3.2 Réduction des données

Dans l'article décrit à la fin du chapitre 3 (et fourni en annexe), j'ai présenté des rapports de bandes concernant la partie ouest du cratère (orbite 186), pour montrer que l'on retrouvait les résultats de l'analyse préliminaire de McEwen et al. (1994), et ce dans le but principal de valider la méthode de réduction. Afin d'étudier la partie Est du cratère, et de vérifier la cohérence des résultats obtenus précédemment, je me suis ensuite focalisé sur la réduction des images de l'orbite 53. Une mosaïque de 3 images couvrant les 2/3 du cratère a été produite, avec une résolution spatiale de ~ 270 m/pixels. Par comparaison, les meilleures images de la même région obtenues précédemment avaient une résolution spatiale de l'ordre de 2 km/pixels.

N'ayant pas trouvé d'image de fond de ciel ayant les bonnes conditions de gain, température et temps d'exposition pour le filtre 1500 nm, j'ai utilisé un fond de ciel ayant un mode de gain différent, puis je l'ai multiplié par le facteur permettant de minimiser la composante haute fréquence dans l'image brute (trame verticale). Le gain étant un facteur multiplicatif de l'ensemble des composantes variables de l'image de fond de ciel, cette manipulation est a priori légitime. Le résultat obtenu s'est révélé satisfaisant, dans la mesure où toutes les structures instrumentales ont été éliminées des rapports incluant le filtre 1500 nm.

Dans un premier temps, la mosaïque a été recalée sur le spectre télescopique 2a de Lucey et al. (1986), correspondant au fond relativement homogène du cratère. Avec ce recalage, l'accord avec les 2 autres spectres télescopiques de Lucey et al. (1986) est de l'ordre de 5 %. Pinet et al. (1999) ont produit une version optimisée du recalage sur les spectres télescopiques pour tester l'hétérogénéité du cratère à partir de méthodes d'analyse en composantes principales et de classification automatique. L'accord avec la forme des spectres de Lucey et al. (1986) est de l'ordre de 0.7 % dans leur mosaïque après cette optimisation.

4.3.3 Résultats : découverte d'une zone complètement dominée par l'olivine

L'image composite couleur réalisée à partir des filtres infrarouges montre pour la première fois la distribution spatiale de l'olivine au niveau du cratère Aristarchus (figure 4.4). Les couleurs vert, rouge et bleu sont contrôlées respectivement par les rapports 1100/1500 nm, 1250/1500 nm et 2000/1500 nm. La forme du spectre de laboratoire de l'olivine (cf. figure 4.1) montre qu'une zone dominée par de l'olivine aura un déficit de vert et de rouge, et un surplus de bleu dans la mosaïque. Une forte teneur en pyroxène sera caractérisée par une couleur plus jaunâtre (faible composante bleue). L'hétérogénéité minéralogique du cratère est ainsi clairement mise en évidence

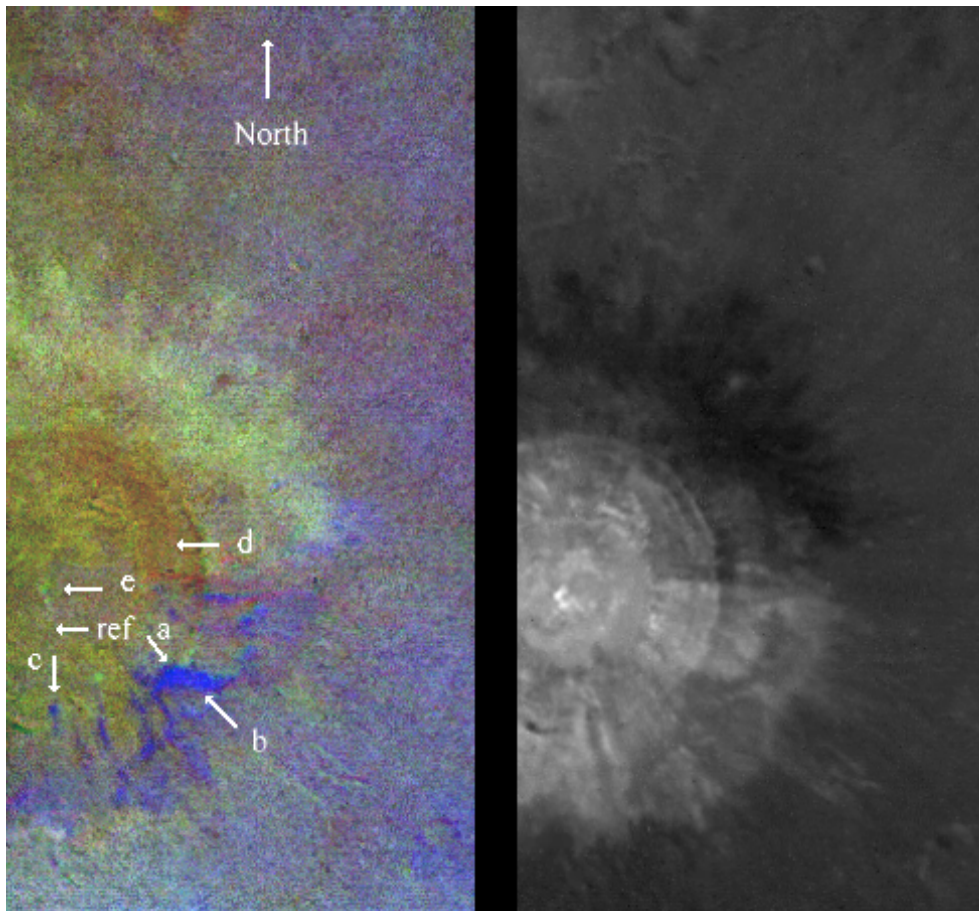


FIG. 4.4: Mosaïque du cratère aristarchus. A gauche : composite couleur (vert=1100/1500 nm, rouge=1250/1500 nm, bleu=2000/1500 nm). L'olivine apparaît en bleu, le pyroxène en jaune. A droite : réflectance à 1500 nm.

par les variations de couleur sur la figure 4.4. La figure 4.5 montre en outre la forme des spectres extraits des zones les plus intéressantes.

Plusieurs zones dominées par l'olivine sont présentes sur le rempart sud-est. Le spectre (c) de la figure 4.5 confirme la présence de la petite zone d'olivine mentionnée par McEwen et al. (1994). Le résultat le plus surprenant est la présence d'une zone beaucoup plus large, s'étendant sur près de $4 \times 10 \text{ km}^2$, et complètement dominée par l'olivine. La forme du spectre (b) indique un terrain légèrement plus mature que (a). La zone (a) se trouve au niveau du bord intérieur du rempart, où les fortes pentes locales peuvent induire un rafraîchissement de la surface lors de phénomènes de transport vers le bas. La faible corrélation entre l'image composite couleur et l'image d'albédo à droite renforce l'interprétation des structures en terme de variations de composition et non de maturité. La comparaison du spectre (a) avec les spectres de mélanges d'olivine et de pyroxène tels que ceux de la figure 4.1 semble indiquer que la

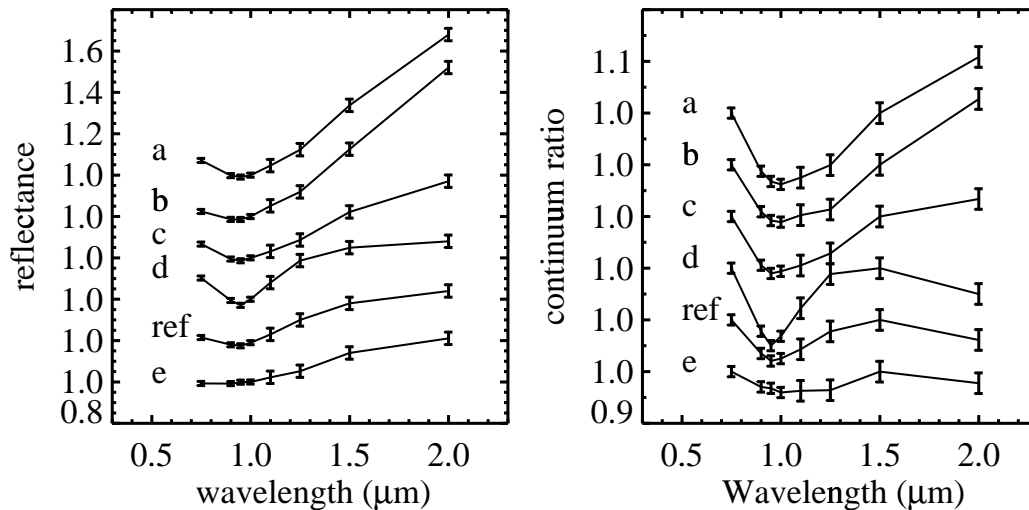


FIG. 4.5: Spectres extraits des zones indiquées figure 4.4, normalisés à $1 \mu\text{m}$ à gauche et divisés par un continuum à 0.75 et $1.5 \mu\text{m}$ à droite. Les spectres a, b et c sont caractéristiques d'une forte teneur en olivine. (d) correspond à une zone dominée par le pyroxène, et (e) correspond au pic central anorthositique.

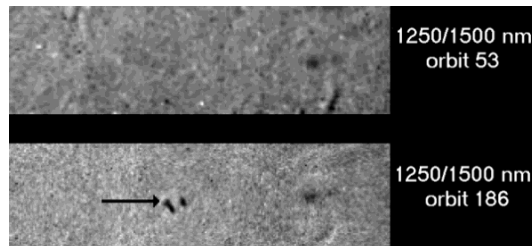
teneur en pyroxène est très faible, sinon nulle, ce qui correspond à une roche de type troctolitique ou dunitique. Le spectre (d), extrait de la partie nord est du cratère, correspond à une teneur plus forte en pyroxène.

Le spectre (e) extrait du pic central semble indiquer une forte teneur en anorthosite (absence d'absorption mafique), interprétation qui est renforcée par la forte valeur de l'albédo de la zone correspondante. Ce résultat est cohérent avec la conclusion de McEwen et al. (1994), bien que la conclusion de McEwen et al. soit en partie basée sur un rapport de bande erroné. En effet, le pic central est saturé sur les images à 1250 nm de l'orbite 186 utilisée par McEwen et al., ce qui simule une absorption sur le rapport de bandes $1250/1500 \text{ nm}$. Le même rapport de bande, réalisé à partir des images de l'orbite 53, acquises avec des modes de gain et d'offset différents, ne présente plus d'hétérogénéité à l'emplacement du pic central (figure 4.6). La différence entre les deux rapports de bandes ne peut pas s'expliquer par la différence de résolution des images (160 m/pixels pour l'orbite 186 et 270 m/pixels pour l'orbite 53, soit respectivement 20 et 12 pixels sur le pic central). De même, le rapport signal sur bruit des images vaut ~ 60 dans les deux cas, et n'est donc pas à l'origine de la différence observée. Par contre, les pixels défectueux de l'image 1250 nm de l'orbite 186 (pixels chauds et rayons cosmiques) ont des valeurs situées entre 244 et 248, ce qui est aussi la valeur atteinte par le pic central (248), qui est donc situé dans la zone de saturation. La valeur de saturation ne vaut pas 255 à cause des offsets numériques utilisés. Les pixels défectueux de l'image 1250 nm de l'orbite 53 atteignent des valeurs

de 250, alors que le pic central culmine à 246. On est donc dans ce cas juste en dessous du seuil de saturation.

Comme nous venons de le voir, dans le cas du cratère Aristarchus, les données UVVIS-NIR de Clementine permettent de mettre en évidence l'hétérogénéité minéralogique du cratère, et de détecter une nouvelle zone complètement dominée par l'olivine. Ce travail d'analyse du cratère Aristarchus a donné lieu à une publication dans *Geophysical Research Letters*, incluse en annexe. La seule zone comparable en extension et en composition qui ait été détectée jusqu'à présent est le pic central du cratère Copernicus (Pieters, 1982, Pieters & Tompkins, 1999), qui fait l'objet du paragraphe suivant.

FIG. 4.6: Rapport de bande 1250/1500 nm réalisé à partir des images de l'orbite 53 et 186. Les faibles valeurs observées au niveau du pic central par McEwen et al. (1994) sont dues à une saturation de l'image à 1250 nm de l'orbite 186, ce qui simule une absorption de type anorthositique.



4.4 Etude du cratère Copernicus



FIG. 4.7: Le cratère Copernicus vu depuis le module lunaire Apollo17.

4.4.1 Observations antérieures

Copernicus est un cratère de 100 km de diamètre visible à l'œil nu. Son âge a été estimé à ~ 800 millions d'années grâce à la datation d'un échantillon prélevé sur le site Apollo 12. Pieters (1982) a montré à partir de spectres télescopiques que le complexe de pic centraux de Copernicus est un cas unique du point de vue de la composition. En effet, la forme des spectres télescopiques suggère que les pics centraux sont constitués d'un assemblage de minéraux dont le seul composant mafique est l'olivine. Copernicus représente donc une très bonne zone pour tester la détection de l'olivine à partir des données infrarouges de Clementine. Les variations d'abondance entre olivine et plagioclase semblent indiquer que Copernicus a excavé une intrusion de plutons, riche en olivine, et ayant une quantité variable de plagioclase (cf. figure 4.8). Des produits de fusion riches en verres, formés vraisemblablement lors de l'impact, ont été identifiés sur le fond nord ouest du cratère, ainsi que de la norite anorthositique dans les remparts nord (Smrekar & Pieters, 1985). Outre les observations spectroscopiques, Lucey et al. (1991) ont réalisé des images multispectrales du cratère depuis la Terre, avec une résolution de l'ordre de 4 km. La composition du pic central a été confirmée à partir de l'analyse des images à 0.73, 0.96, 1.45 et 1.99 μm . Trois nouvelles zones dominées par de l'olivine dans le rempart nord ont été suggérées à partir de l'étude des profondeurs

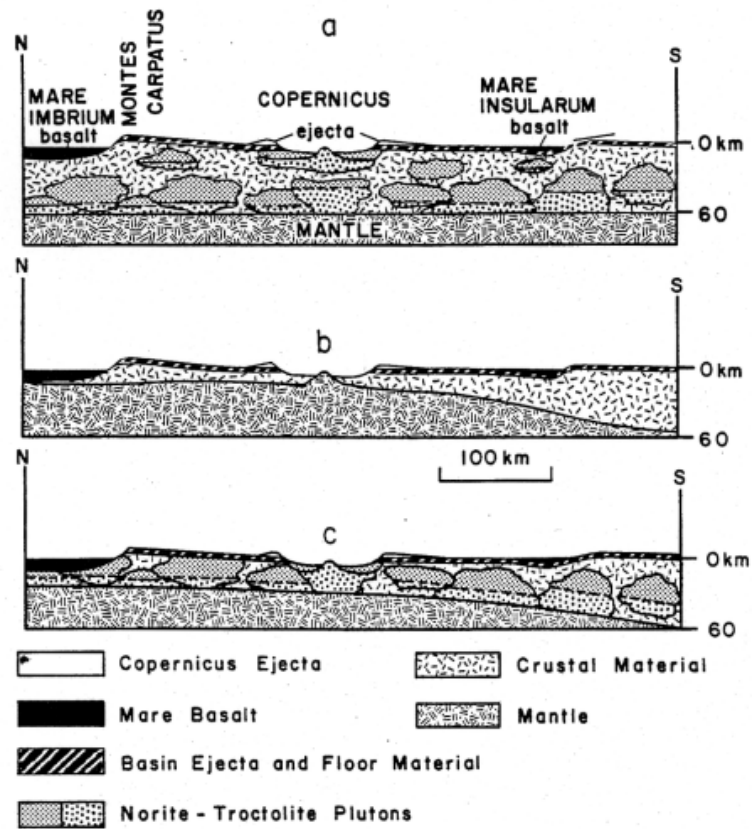


FIG. 4.8: Coupes schématiques du cratère Copernicus, d'après Pieters & Wilhelms (1985). L'hypothèse c, correspondant à des couches de plutons dans la croûte inférieure, semble la plus probable.

de bandes à 1 et 2 μm . Pinet et al. (1993) ont utilisé des images CCD acquises sur le T2m du pic du midi dans 10 filtres entre 0.4 et 1.05 μm pour étudier l'hétérogénéité du cratère avec une résolution spatiale de l'ordre du kilomètre. Une modélisation par mélanges spectraux a permis d'évaluer le degré de mélange des terrains et de mettre en évidence la répartition des pôles extrêmes (produits de fusion, matériaux basaltiques sur le flanc sud ouest, olivine dans les pics centraux et probablement dans le rempart nord, en accord avec les observations de Lucey et al. (1991)).

Enfin, l'analyse des images de la voie visible de Clementine couvrant la moitié est du cratère a permis d'une part de confirmer l'hétérogénéité des matériaux excavés, d'autre part de montrer la répartition des produits de fusion et la présence de matériaux basaltiques sur le rempart sud (Pieters et al., 1994). En revanche, du fait de l'utilisation des canaux UVVIS seuls, les deux pics centraux du cratère inclus dans la mosaïque ne se distinguent pas spectralement des zones mafiques dans les remparts. Dans ces deux dernières études, la restriction du spectre aux longueurs d'onde inférieures à 1 μm est un facteur limitant pour estimer les contributions relatives de l'olivine et du pyroxène.

4.4.2 Réduction des données

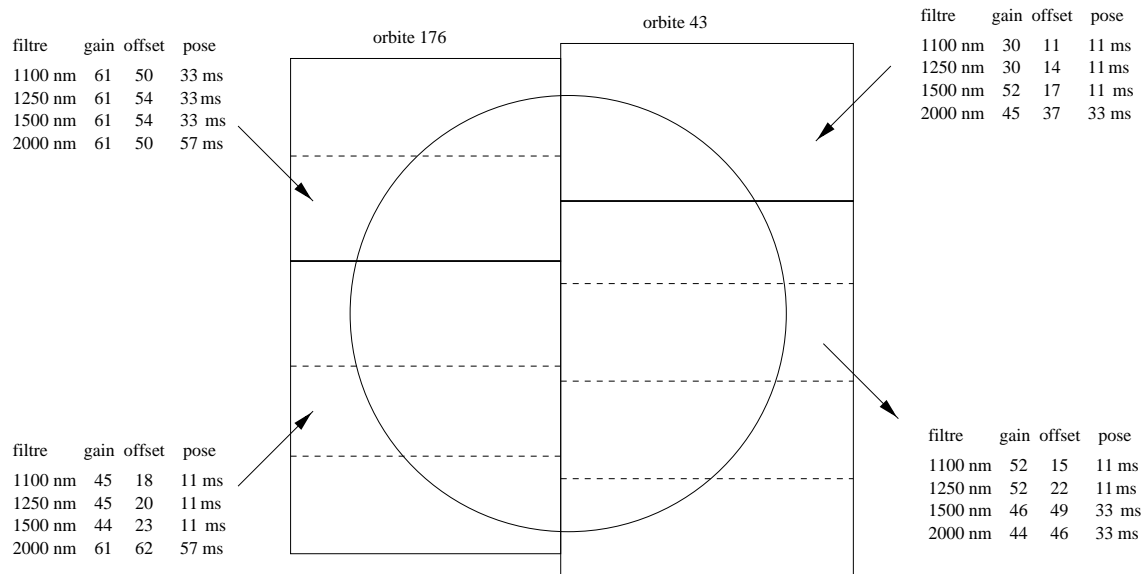


FIG. 4.9: Modes instrumentaux des images NIR sur le cratère Copernicus.

Comme nous venons de le voir, Copernicus représente une excellente zone de test pour l'identification de l'olivine à partir des données UVVIS-NIR de Clementine. En revanche, si l'étude des données NIR sur Copernicus présente un intérêt évident, la

réalisation de la mosaïque est rendue difficile par la localisation du cratère. En effet, Copernicus est situé à 10° N et 340° E, donc à une frontière entre quatre changements de modes instrumentaux de la camera NIR. La figure 4.9 montre un schéma des modes d'observations de la voie infrarouge sur la zone couvrant le cratère.

La diversité des modes instrumentaux utilisés en terme de gains et de temps d'exposition implique l'utilisation de plusieurs jeux de fonds de ciel pour chaque filtre, ainsi qu'un ajustement des corrections de gains et d'offset pour chacun des quatre cadrans de la mosaïque. Dans un premier temps, j'ai utilisé le cadran inférieur droit comme référence pour recalibrer les trois autres cadrans. L'utilisation de deux zones, une brillante et l'autre sombre, à l'intérieur de la zone de recouvrement entre deux images formant une frontière permet d'optimiser le recalage en offset et en gain relatifs (2 équations à 2 inconnues). Le recalage final en absolu (ajustement des offsets et évaluation des gains) a été réalisé à l'aide de quatre spectres télescopiques extraits de la base de données du PDS (Pieters & Wilhelms, 1985, Pieters & Pratt, 2000). Les spectres F2 et P2 ont été utilisés comme référence, et la cohérence du processus de réduction a été testée sur les spectres P1 et P3, dont la localisation est indiquée sur la figure 4.10a. F2, situé sur le fond du cratère, correspond à une zone relativement homogène. Par contre, les spectres P1, P2 et P3 correspondent aux pics centraux. Les spectres Clementine correspondant à ces zones télescopiques sont donc très sensibles à une erreur de positionnement. J'ai optimisé la localisation du spectre P2 en cherchant la position qui minimise les corrections de gain et d'offset de la partie UVVIS, supposée bien calibrée. Cette position a ensuite été utilisée pour calculer les valeurs des gains et des offsets de la partie infrarouge. La validité de cette procédure a été testée en comparant les spectres extraits des zones P1 et P3 aux spectres télescopiques. Les deux spectres normalisés ont été reproduits avec une erreur relative inférieure à 1.3 % pour P1 et 3.3 % pour P3. L'erreur est maximale sur le filtre 1100 nm. Une validation indépendante de la réduction des images à 1500 et 2000 nm est donnée par l'accord global observé entre le rapport d'images télescopiques 1450/1990 nm présenté par Lucey et al. (1991) et le rapport d'images NIR 1500/2000 nm rééchantillonné à la même résolution spatiale. L'erreur résiduelle relative sur la mosaïque multispectrale produite est estimée à $\sim 4\%$ (voir article en annexe).

4.4.3 Résultats

Comme dans le cas d'Aristarchus, les hétérogénéités spectrales sont mises en évidence par des rapports de bandes et par l'extraction de spectres des régions les plus intéressantes. La figure 4.10a montre la mosaïque à 1500 nm, sur laquelle est indiquée la position des spectres télescopiques P1, P2, P3 et F2 utilisés pour la réduction.

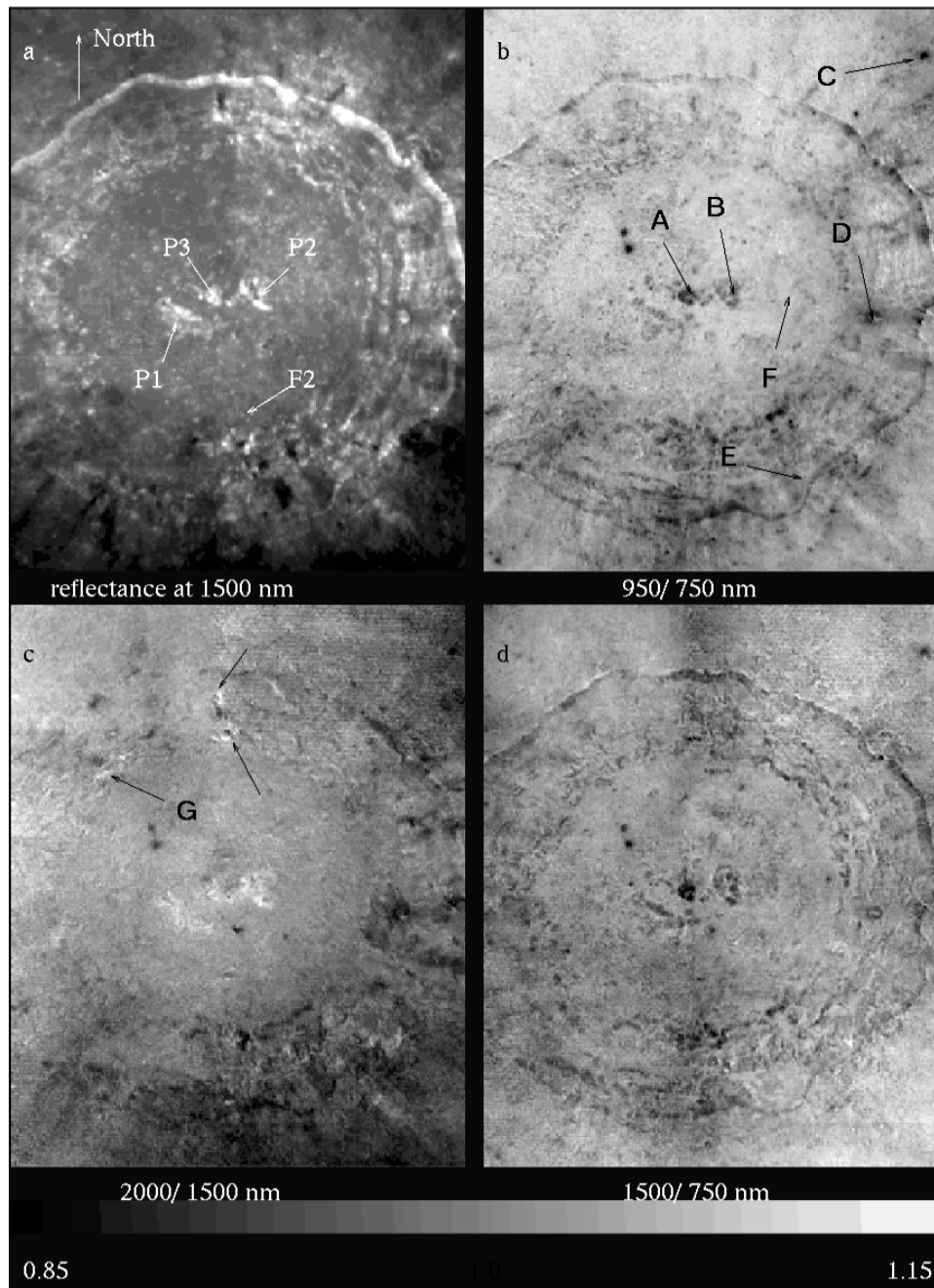


FIG. 4.10: Rapports de bandes sur Copernicus. (a) mosaïque à 1500 nm. Les flèches P1, P2, P3 et F2 correspondent aux spectres télescopiques de référence. (b) rapport 950/750 nm. Les matériaux frais et les zones riches en éléments mafiques apparaissent en sombre. Les flèches A à F indiquent la position des spectres de la figure 4.11. (c) rapport 2000/1500 nm. Ce rapport permet de discriminer l'olivine du pyroxène parmi les zones mafiques identifiées sur le rapport 950/750 nm (pics centraux et flèches). (d) rapport 1500/750 nm.

Les rapports de bandes 950/750 nm, 2000/1500 nm et 1500/750 nm sont présentés figure 4.10b, c et d. L'absence de structure d'origine instrumentale sur les rapports NIR/NIR et plus particulièrement NIR/UVVIS est un test très critique de la qualité de la réduction. La figure 4.11 montre les spectres extraits de régions présentant un intérêt particulier. Afin de minimiser l'influence du bruit intrinsèque et d'éventuelles erreurs de registration, les spectres sont extraits de zones d'au moins 5 x 5 pixels.

Le rapport 950/750 nm montre la distribution des matériaux frais et des minéraux mafiques. A et B correspondent aux minéraux mafiques présents dans deux des trois pics centraux (celui du centre et celui de droite). Les flèches C et D indiquent des matériaux frais excavés lors d'impacts plus récents. Les zones correspondantes sur l'image 1500 nm montrent un albédo élevé, ce qui est cohérent avec une interprétation en terme de variations de maturité. La flèche E indique une zone riche en éléments mafiques mentionnée dans Pieters et al. (1994). F correspond au fond du cratère. La comparaison avec le rapport de bandes 2000/1500 nm permet ensuite de discriminer entre pyroxène et olivine dans les zones préalablement identifiées comme mafiques. Ainsi, les pics centraux riches en olivine apparaissent en blanc, ce qui est également en accord avec la forme des spectres de la figure 4.11. Le pic central situé le plus à l'est semble être le plus riche en olivine, ce qui est cohérent avec les observations télescopiques réalisées à moyenne résolution spectrale. La faible corrélation avec l'image d'albédo renforce l'interprétation en termes de différence de composition mafique plutôt que de maturité (Fischer & Pieters, 1994).

En revanche, les spectres C, D et E correspondent à des zones dominées par du pyroxène, en accord avec une composition de type noritique. Trois petites zones (flèches sur la figure 4.10c) à l'intérieur du rempart nord semblent également indiquer la présence de matériaux riches en olivine, ce qui concorde avec les résultats de Lucey et al. (1991) et l'image de la répartition du pôle olivine des figures 4A et 4F de Pinet et al. (1993). La forme du spectre F2 indique en revanche un matériau de type plus feldspathique pour le fond du cratère. Comme nous le verrons par la suite au chapitre 5, le rapport 1500/750 nm, directement lié à la pente du continuum des spectres, est un bon indicateur de l'altération des spectres due aux effets de vieillissement de la surface (les matériaux les plus mûrs présentent la plus forte pente spectrale). Cette interprétation ne s'applique pas aux sols dominés par l'olivine pour lesquels la bande d'absorption à 1 μm peut s'étendre au-delà de 1.5 μm . On voit sur la figure 4.10d que les petits cratères frais (C et W2) apparaissent en sombre sur le rapport 1500/750 nm (matériaux frais excavés lors des impacts), ainsi que les zones escarpées des remparts du cratère (rafraîchissement de la surface par glissements de terrains). Cette observation est cohérente avec une interprétation en terme de variations de maturité. Les pics centraux apparaissent en sombre sur ce rapport, ce qui confirme

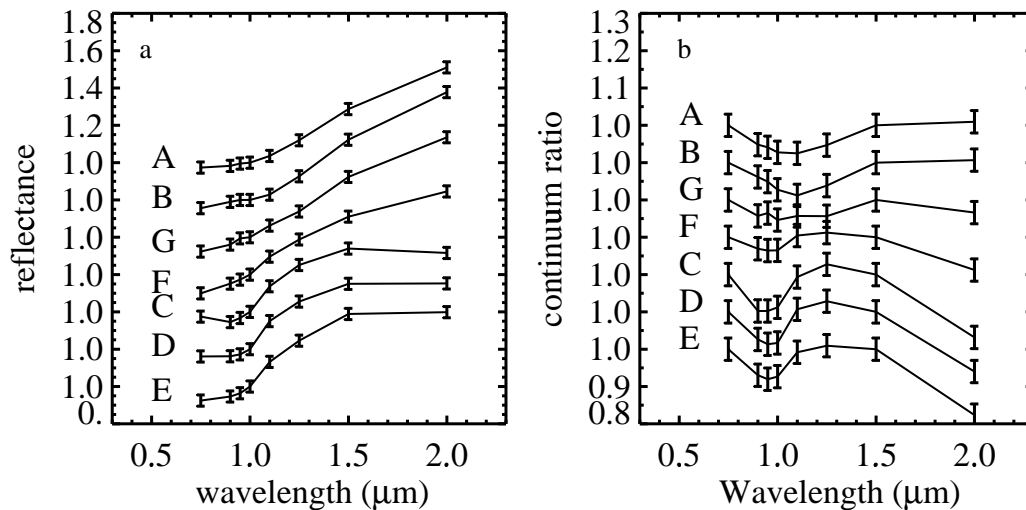


FIG. 4.11: Spectres extraits des zones indiquées figure 4.10, normalisés à $1 \mu\text{m}$ à gauche et divisés par un continuum à 0.75 et $1.5 \mu\text{m}$ à droite. Les spectres A et B suggèrent une forte teneur en olivine, ainsi que G dans une moindre mesure. C, D et E correspondent à des zones riches en pyroxène (norites). F correspond au matériau plus felspathique constituant le fond du cratère.

soit la présence d'olivine, soit la présence de sols immatures. Enfin, la forte corrélation entre les figures 4.10b et 4.10d montre que les effets de maturation des sols contribuent de façon majeure à la profondeur de la bande à $1 \mu\text{m}$.

4.5 Conclusion et implications

L'étude des cratères Aristarchus et Copernicus a permis de mettre en évidence l'hétérogénéité de la croûte lunaire sur les premiers kilomètres d'épaisseur dans deux sites de la région d'Oceanus Procellarum. On a accès pour la première fois avec cette résolution spatiale en même temps à l'imagerie et à l'information spectrale entre $.415$ et $2.0 \mu\text{m}$. Dans le cas de Copernicus, les données UVVIS et NIR de Clementine améliorent considérablement la résolution spatiale des observations, et permettent principalement de confirmer la teneur en olivine des pic centraux, ainsi que la présence très probable d'olivine dans de petites zones du rempart nord. Bien qu'une composante d'olivine puisse être présente ailleurs dans le cratère, les rapports de bandes ne semblent cependant pas indiquer l'existence de telles zones étendues. Une étude plus poussée du degré de mélange des matériaux nécessiterait l'utilisation de méthodes de type mélanges spectraux, telles que celles présentées dans Martin (1996), Pinet et al. (1999).

En revanche, dans le cas d'Aristarchus, le faible degré de mélange des minéraux et la richesse du cratère sur le plan minéralogique ont permis de mettre en évidence des

zones bien distinctes spatialement et spectralement. Contrairement à Copernicus, la zone dominée par l'olivine qui a été découverte se trouve sur le bord du cratère et non au niveau du pic central, ce qui signifie qu'elle provient d'une couche moins profonde que le pic central. Dans ce cas, l'impact a donc excavé une intrusion de plutons située très près de la surface, au-dessus d'un horizon composé d'anorthosite (révélé par le pic central). Cette observation peut s'expliquer de trois manières différentes : 1- soit par la présence d'une chambre magmatique proche (qui pourrait être à l'origine de la vallée de Schröeter située plus à l'ouest). 2- Soit par des intrusions de plutons dans la croûte supérieure. 3- Soit par des intrusions de plutons situées dans la croûte inférieure, c'est-à-dire proche du manteau, la croûte supérieure ayant été localement amincie lors de la formation des grands bassins de cette région à l'époque pré-nectarienne.

Cette première analyse des données infrarouges de Clementine semble très prometteuse pour la suite, lorsqu'elle pourra être conduite sur l'ensemble des données, pour mettre en évidence la présence (ou l'absence) d'olivine en surface. Nous avons vu au cours de ce chapitre que la distinction entre les effets de composition et de variation de maturité est parfois délicate. Dans le chapitre suivant, nous allons voir que l'intégration de la partie infrarouge de Clementine à la partie visible du spectre permet également de progresser dans la discrimination entre ces deux effets. En particulier, nous allons voir que, grâce à l'étude systématique des variations de la profondeur de la bande à $1 \mu\text{m}$ et de la pente du continuum, obtenues grâce aux filtres NIR, il est possible de remonter à la teneur en fer des sols observés, et ainsi d'obtenir des informations chimiques essentielles pour appréhender le problème de la composition de la Lune.

Chapitre 5

Discrimination entre maturité et composition des sols lunaires : élaboration d'une nouvelle méthode de cartographie du fer

5.1 Position du problème

La détermination de la concentration en matériaux mafiques, et plus particulièrement en matériaux riches en fer est l'un des paramètres fondamentaux que l'on cherche à appréhender lors de l'étude des surfaces planétaires. Le fer, qui est un constituant chimique important de la plupart des silicates, est un élément clé pour comprendre la composition de la Lune, dans la mesure où son abondance est inversement proportionnelle à celle de l'aluminium, et étroitement liée à celle d'autres éléments réfractaires (figure 5.1). En ce sens, l'abondance des matériaux riches en fer sur une surface planétaire apporte des informations très importantes sur le plan pétrologique. La quantité totale de fer, ainsi que son état d'oxydation, fournit des contraintes sur la température qui régnait au moment où les matériaux se sont condensés.

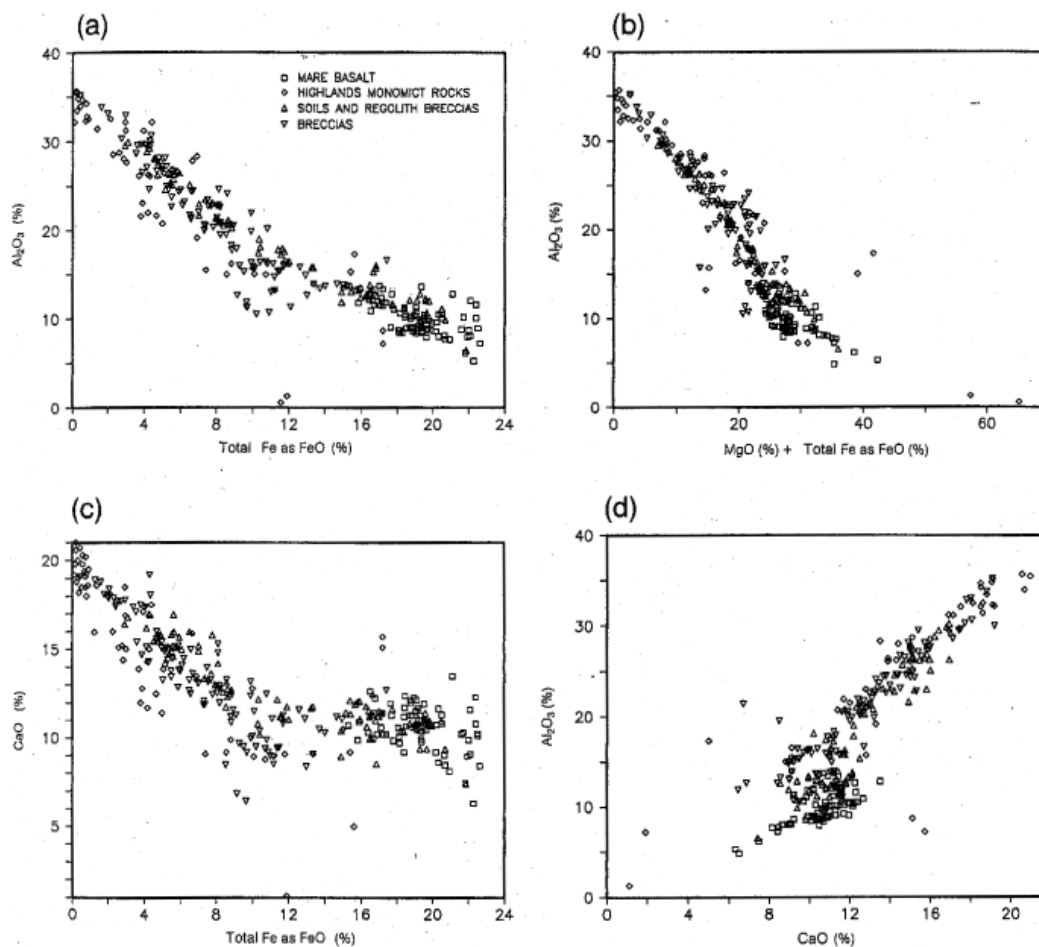


FIG. 5.1: Corrélation entre les concentrations en poids d'oxyde des différents éléments majeurs dans les échantillons lunaires. Le fer est un élément clé pour comprendre la minéralogie lunaire. D'après Haskin & Warren (1991).

Dans les minéraux et dans les verres lunaires, le fer n'apparaît que sous forme de fer métallique et de fer ferreux Fe^{2+} . La présence de Fe^{2+} se traduit par des absorptions caractéristiques dans l'ultraviolet et dans le proche infrarouge (cf. chapitre 2.6), notamment vers 1 et 2 μm pour les pyroxènes. L'intensité de ces absorptions varie avec la teneur en fer des composés observés. L'augmentation de la teneur en Fe^{2+} dans les poudres de minéraux, caractéristiques de la quasi-totalité de la surface lunaire, engendre une diminution de la réflectance et une augmentation du contraste spectral. En revanche, comme nous l'avons vu au chapitre 2, la taille des grains et les effets de mélange peuvent également modifier ces critères spectraux (Clark & Roush, 1984), ce qui rend difficile la détermination directe des abondances minéralogiques ou élémentaires. Les modifications les plus importantes sur la Lune proviennent des effets de maturation (cf. chapitre 2.7.1), qui induisent une diminution de la réflectance et du contraste spectral, ainsi qu'une augmentation de la pente du continuum (voir figure 2.5 au chapitre 2). Ainsi, un sol présentant une bande d'absorption peu profonde à 1 μm peut être interprété comme ayant une faible teneur en fer, ou bien comme un sol riche en fer ayant été longuement exposé en surface. Ce couplage entre les effets de composition et de maturité sur la réflectance et la profondeur de la bande à 1 μm est un obstacle majeur pour la mise en place de méthodes visant à déterminer la teneur absolue en fer à partir des données d'imagerie multispectrale ou bien des spectres d'échantillons lunaires (Fischer & Pieters, 1994).

Plusieurs tentatives ont été plus ou moins couronnées de succès pour tirer partie de la relative simplicité de la minéralogie lunaire et de l'influence de seulement quelques éléments sur les propriétés spectrales des sols, dans le but de retrouver des informations géochimiques quantitatives à partir des observations spectrales de la Lune. Charette et al. (1974) a établi une relation empirique permettant de cartographier la teneur en titane dans les sols de mer matures, à partir d'un rapport spectral UV/visible. Cette méthode a été appliquée et améliorée par plusieurs auteurs (Johnson et al., 1977, Pieters, 1978, Johnson et al., 1991, Pieters et al., 1993b, Melendrez et al., 1994). Charette & Adams (1977) ont présenté une méthode pour déduire la teneur en fer des sols matures de continents à partir d'un rapport proche-infrarouge/visible. Jaumann (1991) a utilisé une combinaison d'analyse en composantes principales et de régression linéaire multiple pour déduire la concentration de plusieurs éléments à partir des spectres lunaires. Plus récemment, Fischer et Pieters (1994, 1996) ont discuté de techniques permettant d'obtenir la teneur en FeO pour des sols de continents.

L'arrivée des données multispectrales de Clementine et dans une moindre mesure de Galileo, apportent un regard nouveau sur ces techniques. Elles permettent d'examiner en détail le comportement spectral de la Lune et de le corrélérer aux propriétés des

échantillons lunaires. Lucey et al. (1995, 1996) ont proposé une méthode permettant de déduire la teneur des sols lunaires en FeO et en TiO_2 à partir des données UVVIS de Clementine. Blewett et al. (1997a) et Lucey et al. (1998a) ont d'une part amélioré la calibration de cette méthode, d'autre part discuté en détail les avantages et les limitations de ce genre de technique. Shkuratov et al. (1999a) ont présenté une version modifiée de cette technique pour analyser des images multispectrales télescopiques acquises dans des longueurs d'ondes différentes de Clementine.

Dans un premier temps, je vais commencer par décrire la méthode empirique proposée par Lucey et al. (1995, 1998a). Cette méthode, qui est la plus largement utilisée par la communauté, servira de point de comparaison. Nous verrons ensuite que l'intégration des données UVVIS et NIR permet l'élaboration d'une nouvelle méthode de cartographie du fer qui s'affranchit de la limite principale de la méthode de Lucey et al., à savoir une forte dépendance avec les pentes locales des terrains observés.

5.2 Méthodes de Lucey et al.

5.2.1 Cartographie du fer et de la maturité

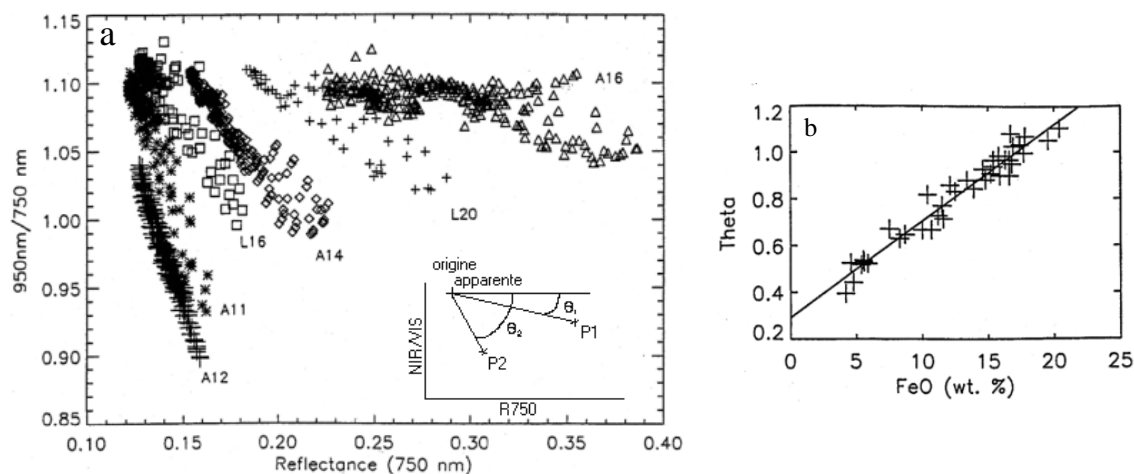


FIG. 5.2: A gauche : diagramme de Lucey pour des cratères (intérieur, éjectas et environs) situés sur 6 sites d'atterrissage. Les points convergent vers une origine commune. L'angle θ est proportionnel à la teneur en fer, et la distance à l'origine dépend du degré de maturité des sols. A droite : paramètre θ calculé sur les données Clementine UVVIS en fonction de la teneur moyenne en fer des échantillons de sol prélevés sur les sites correspondants. D'après Lucey et al. (1998a).

La méthode de cartographie du fer proposée par Lucey et al. est basée sur le découplage des variations de la teneur en fer et de la maturité dans un diagramme

traçant le rapport 950/750 nm en fonction de la réflectance à 750 nm. La figure 5.2a montre le diagramme pour un ensemble de points extraits des données Clementine UVVIS à haute résolution spatiale de 6 sites d'atterrissage. Les points correspondent à des cratères frais et à leurs alentours, à proximité des sites de retour d'échantillons. Pour chaque site (points alignés), la composition est approximativement constante, les variations étant principalement dues à la maturité. Les nuages de points semblent converger vers une origine commune, située en $R_{750} = 0.04$ et $R_{950}/R_{750} = 1.22$. Sur ce diagramme, l'angle θ_{Fe} est directement lié à la teneur en fer, et la distance à l'origine optimisée correspond au degré de maturité (paramètre OMAT). Plus la distance à l'origine est petite, plus le sol observé est mature, ce qui correspond bien aux effets spectraux de la maturité (diminution de la réflectance et du contraste spectral, donc augmentation du rapport 950/750 nm). La signification précise du paramètre OMAT est discutée dans Lucey et al. (1998c). La répartition des points sur le diagramme de la figure 5.2a montre que la maturation, sans pour autant complètement oblitérer les caractéristiques spectrales de matériaux, a pour effet d'uniformiser spectralement des terrains différents.

Pour les missions Apollo 15, 16 et 17, l'utilisation de la jeep lunaire a permis d'explorer des distances considérables, atteignant 35 km pour Apollo 17. Pour ces trois missions, les images Clementine ont donc une résolution spatiale suffisante pour distinguer clairement les différents sites de prélèvement d'échantillons. La figure 5.2b montre la corrélation entre le paramètre θ_{Fe} issu des données UVVIS et la teneur en FeO des échantillons prélevés sur les sites correspondants. Cette corrélation a permis d'étalonner la méthode pour obtenir, à partir des données UVVIS, la teneur en FeO de n'importe quel site. La précision de la méthode est estimée à $\sim 1-2\%$ sur le pourcentage en masse (Lucey et al., 1998a). Ce point sera discuté un peu plus loin.

La méthode étant basée principalement sur la profondeur de bande à $1 \mu\text{m}$, on pourrait penser qu'elle ne prend pas en compte le fer contenu dans les phases opaques telles que l'ilménite, dans la mesure où ce minéral ne contribue pas à la profondeur de la bande à $1 \mu\text{m}$. En fait, l'addition d'une composante d'ilménite dans un sol l'assombrit (R_{750} diminue) et fait tendre le rapport 950/750 nm vers 1. L'effet d'un tel composé opaque est donc d'augmenter la teneur en fer apparente dans le diagramme de la figure 5.2a. Or, l'ilménite étant riche en fer, la teneur en fer réelle augmente elle aussi. La corrélation entre teneur en fer déduite du diagramme et la teneur en fer réelle est donc peu affectée, du moins à la précision de la méthode près. Le pourcentage en masse du fer contenu dans un sol est obtenu par :

$$\theta_{Fe} = -\arctan\left(\frac{(R_{950}/R_{750}) - 1.22}{R_{750} - 0.04}\right) \quad (5.1)$$

$$FeO(wt\%) = (\theta_{Fe} \times 22.928) - 6.075 \quad (5.2)$$

$$OMAT = \sqrt{(R_{750} - 0.04)^2 + \left(\frac{R_{950}}{R_{750}} - 1.22\right)^2} \quad (5.3)$$

Remarque : dans ces équations, les réflectances correspondent aux données UVVIS Clementine recalées sur le spectre en réflectance diffuse de l'échantillon 62231. A l'issue de la réduction des données par le logiciel ISIS, le recalage est effectué sur le spectre en réflectance bidirectionnelle du même échantillon 62231. Pour calculer la teneur en fer à partir de l'algorithme de Lucey et al., il est donc nécessaire de multiplier les données réduites par ISIS par les coefficients suivant : 415 nm \rightarrow 1.0375 ; 750 nm \rightarrow 1.1242 ; 950 \rightarrow 1.1514 (cf. figure 2.1).

5.2.2 Cartographie du titane

Comme nous l'avons vu au chapitre 2, la teneur en titane contrôle la forme du spectre entre 0.3 et 0.6 μ m. Cette propriété peut être mise à profit pour déduire la teneur en titane des sols. La figure 5.3 montre le rapport 415/750 nm en fonction de la réflectance à 750 nm sur les mêmes cratères frais que ceux utilisés pour la figure 5.2. Comme dans le cas du fer, pour chaque site, les points sont approximativement alignés en direction d'une origine commune, correspondant à un hypothétique sol très mature (sombre et rouge). Cette origine sert à définir un paramètre angulaire θ_{Ti} corrélé à l'abondance de minéraux opaques spectralement neutres, donc au titane. La distance à l'origine est contrôlée par le degré de maturité des sols. Sur ce diagramme, l'ilménite apparaît en haut à gauche.

Comme dans le cas du fer, cet algorithme a été étalonné en absolu à partir de la composition des sols prélevés sur les sites des missions Apollo 15, 16 et 17. La teneur en titane est donnée à \sim 1-2% près par :

$$\theta_{Ti} = \arctan\left(\frac{(R_{415}/R_{750}) - 0.45}{R_{750} - 0.05}\right) \quad (5.4)$$

$$TiO_2(wt\%) = (\theta_{Ti}^2 \times 20.79) - \theta_{Ti} \times 22.928 + 5.909 \quad (5.5)$$

Jolliff (1999) a proposé une autre équation du même genre à partir de l'étude du site Apollo 17.

5.2.3 Limites de la méthode de Lucey et al.

Si la méthode de cartographie du fer et du titane que nous venons de voir est très largement employée dans la communauté, elle n'en présente pas moins des limites intrinsèques. Différents aspects de ces limitations sont discutés dans Lucey et al. (1998a), Jolliff (1999), Staid & Pieters (2000). Comme le montre la figure 5.2, les points correspondant au site Apollo 16 (seul site de continents) semblent converger

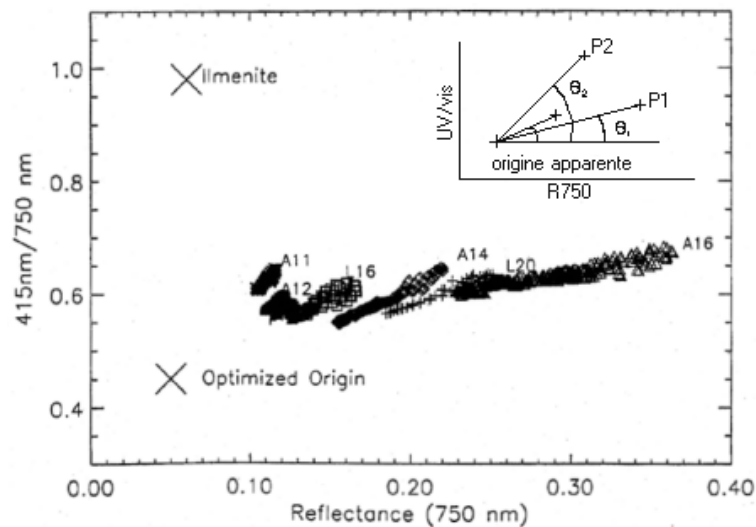


FIG. 5.3: Rapport 415/750 nm en fonction de la réflectance à 750 nm pour des cratères frais proches de six sites de retours d'échantillons. L'angle θ_{Ti} est lié à la teneur en titane et la distance à l'origine dépend de la maturité des sols. D'après Lucey et al. (1998a)

vers une origine légèrement plus basse que les points correspondant aux mers lunaires. L'origine optimisée résulte donc d'un compromis permettant de traiter indifféremment les deux grands types de terrains. Un autre problème soulevé par Shkuratov et al. (1999a) est que les images de maturité (distance à l'origine optimisée) déduites des deux méthodes (fer et titane) ne correspondent pas réellement.

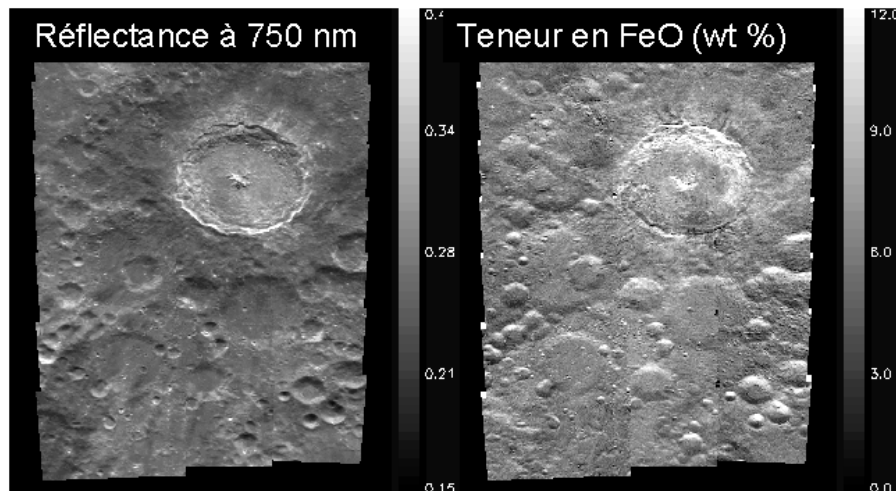


FIG. 5.4: A gauche, mosaïque de la région de Tycho (43° S, 350° W) à 750 nm. A droite, teneur en fer obtenue par l'algorithme de Lucey et al. La dépendance de la méthode de Lucey et al. avec la topographie apparaît clairement (la teneur en fer est anticorrélée à l'éclairement des pentes locales).

La limite la plus importante est une dépendance de la méthode avec les pentes locales. En effet, alors que les rapports 950/ 750 nm et 415/ 750 nm sont peu affectés par les conditions d'éclairage, la réflectance à 750 nm varie suivant que l'on regarde une zone plus ou moins éclairée. Ainsi, la teneur en fer d'une pente face au soleil (R_{750} élevée) sera sous-estimée, alors que la teneur en fer d'une pente sous un éclairage rasant (R_{750} faible) sera surestimée. Cet effet devient gênant dès que l'on regarde des zones où le relief est marqué (pic centraux des cratères, remparts) et dès que l'angle de phase augmente (latitudes moyennes et hautes). Pour Clementine, les observations ayant lieu au nadir (émergence nulle), l'angle de phase est très proche de la latitude. D'après Lucey et al. (1998a), l'erreur sur la teneur en fer atteint 10% en masse pour une pente locale de 8° observée sous une phase (latitude) de 40° , ce qui correspond à une erreur absolue de 100 % sur des zones de continent... La figure 5.4 illustre le problème dans le cas du cratère Tycho, situé à 43° de latitude sud.

5.3 Confrontation à l'étude du plateau Aristarchus

Dans le but de tester et de valider une nouvelle méthode permettant de déduire la teneur en fer des sols indépendamment de la topographie, je me suis intéressé à la région du plateau Aristarchus. J'ai choisi cette région tant pour sa diversité sur le plan minéralogique, ce qui la rend globalement représentative de la minéralogie lunaire dans son ensemble (mer, continents, dépôts pyroclastiques), que pour les caractéristiques instrumentales de la camera NIR qui rendent possible la réduction des images de la voie infrarouge.

5.3.1 Intégration des données UVVIS et NIR sur le plateau Aristarchus

La figure 5.5a montre la nomenclature de la région du Plateau Aristarchus. Pour étudier cette région, j'ai utilisé un jeu de 680 images UVVIS et NIR des orbites 53 à 56 et 186 à 188. Comme précédemment, les images UVVIS à 415, 750, 900, 950 et 1000 nm ont été réduites grâce au logiciel ISIS (McEwen et al., 1998). Les modes instrumentaux des images NIR à 1100, 1250, 1500 et 2000 nm sont constants pour chacun des deux jeux d'orbites. Comme nous l'avons vu au chapitre 3.4.5, la détermination des gains et l'ajustement des offsets sur le plateau Aristarchus nécessite l'utilisation de spectres télescopiques, dans la mesure où les variations de pentes locales sont relativement peu importantes par rapport aux variations de maturité. Le recalage en absolu de la mosaïque a été effectué en collaboration avec P. Pinet et Y. Daydou de l'OMP en utilisant 8 spectres télescopiques de référence (Lucey et al., 1986). Les spectres 2c, 5a,

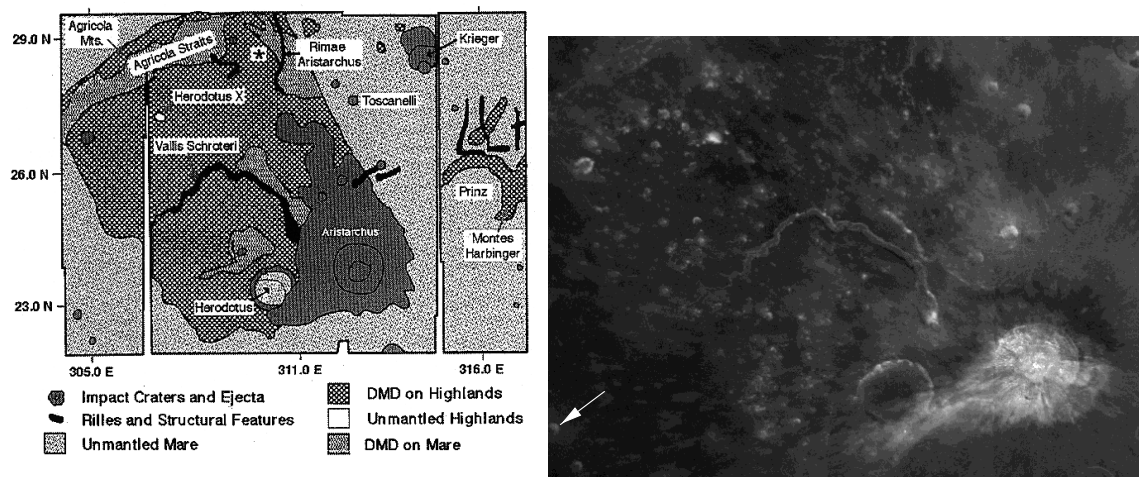


FIG. 5.5: A gauche : carte schématique du Plateau Aristarchus, d'après Weitz et al. (1998). A droite : mosaïque de la région correspondante réalisée à partir de 64 images à 1500 nm

4a, 4c ont servi de référence, et la validité des coefficients de gain et d'offset déduits a été testée sur les spectres 2b, 4b, 5c et 2a. La forme des huit spectres de référence a été reproduite avec une erreur maximale de 1.8 %. L'erreur relative maximale sur le cube multispectral final est estimée à 2 %.

5.3.2 Définition des critères spectraux

Afin d'appréhender le problème de la discrimination entre composition et degré d'altération des sols, je vais d'abord commencer par définir des critères spectraux adaptés.

Pente du continuum

Pour la première fois avec les données Clementine, l'utilisation de la partie infrarouge donne directement accès à la pente du continuum des spectres. En effet, comme le montrent les spectres de laboratoire d'échantillons lunaires de la figure 2.4 du chapitre 2, les filtres UVVIS à 750 nm et NIR à 1500 nm sont situés en dehors des absorptions des principaux minéraux (Pieters, 1986). Par la suite, la pente du continuum sera définie comme la pente d'une droite passant par les points à 0.75 et 1.5 μm , normalisée par la réflectance à 0.75 μm :

$$\text{pente} = (1/R_{750}) \frac{R_{1500} - R_{750}}{(1.5 - 0.75)} \quad \mu\text{m}^{-1}. \quad (5.6)$$

La normalisation par la réflectance à 0.75 μm permet de s'affranchir de la dépendance avec les conditions d'éclairage. La figure 5.6a montre la pente du

continuum calculée sur le plateau Aristarchus. Le cratère Aristarchus apparaît symétrique, ainsi que tous les cratères frais de la région, ce qui assure l'élimination de la dépendance avec les conditions d'éclairage.

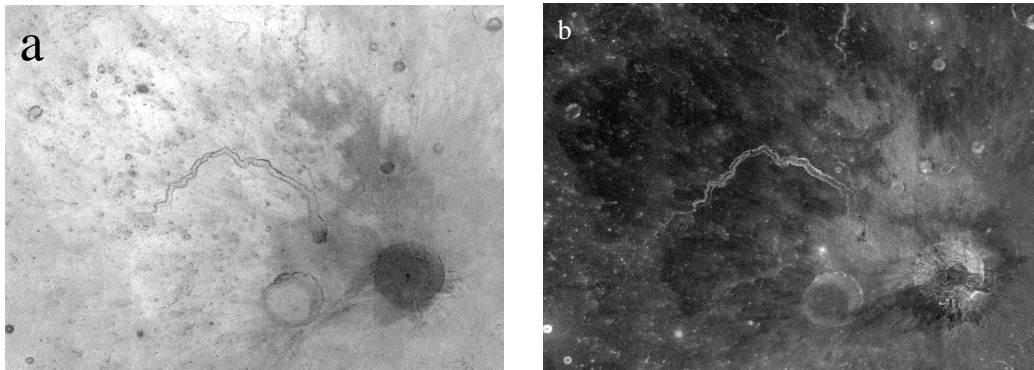


FIG. 5.6: Paramètres spectraux utilisés. A gauche : pente du continuum visualisée entre 0 (noir) et 1.08 (blanc). A droite : profondeur de bande à $1 \mu\text{m}$ visualisée entre 0.02 (noir) et 0.25 (blanc).

Profondeur de bande à $1 \mu\text{m}$

Comme nous l'avons vu, la profondeur de bande à $0.9-1 \mu\text{m}$ dépend à la fois de la concentration en fer dans les silicates (Charette & Adams, 1977) et du degré d'altération des sols. Lors de l'utilisation de l'UVVIS seul, cette profondeur de bande était évaluée par le rapport $950/750 \text{ nm}$. Les filtres NIR à $1100, 1250$ et 1500 nm permettent cette fois de contraindre la partie grande longueur d'onde de la bande. Dans la suite, je définirai la profondeur de bande à $1 \mu\text{m}$ par :

$$\text{profondeur} = 1 - \frac{R_{950}}{(2.2/3)R_{750} + (0.8/3)R_{1500}}, \quad (5.7)$$

où R_{750} , R_{950} et R_{1500} sont les réflectances à $750, 950$ et 1500 nm , et $(2.2/3)R_{750} + (0.8/3)R_{1500}$ est la valeur estimée du continuum (linéaire) à 950 nm . Cette définition permet d'affiner l'estimation de la profondeur de la bande de 10% par rapport à l'estimation basée sur l'UVVIS seul. La figure 5.6b montre la profondeur de bande évaluée par l'équation 5.7 sur Aristarchus. Comme on pouvait s'y attendre, les valeurs sont maximales pour les cratères frais, ainsi que sur les flancs de Vallis Schroteri, là où les pentes importantes peuvent engendrer un rafraîchissement de la surface suite à des phénomènes de transport vers le bas. La profondeur de la bande d'absorption est minimale sur les dépôts pyroclastiques, pour lesquels la présence de verre volcanique réduit le contraste spectral (Zisk et al., 1977).

5.3.3 Première interprétation des critères spectraux par analyse en composantes principales

Afin de tester la validité du modèle de Hapke et al. (1975) et Rava & Hapke (1987) sur l'origine des variations spectrales sur la Lune (voir le chapitre 2.8), j'ai appliqué une analyse en composantes principales sur le cube multispectral. L'analyse en composantes principales (ACP) est une méthode classique permettant d'étudier de gros jeux de données tels que des images multispectrales (Davis, 1973, Sasaki et al., 1983, Johnson et al., 1985, Chevrel et al., 1999b). Le but de l'ACP est de trouver les facteurs indépendants qui influencent un jeu de mesures corrélées, et d'évaluer la variance associée à chacun de ces facteurs. L'efficacité de l'ACP pour décorréler un jeu de variables dépend de la variance contenue dans les données initiales. L'hétérogénéité globale du plateau Aristarchus a été révélée par plusieurs études basées sur des données géomorphologiques ou bien spectrales (Zisk et al., 1977, Lucey et al., 1986, Pinet et al., 1996, McEwen et al., 1994). Le cube multispectral du plateau Aristarchus peut donc être considéré comme étant au premier ordre représentatif de la diversité de la minéralogie lunaire, et doit donc donner des résultats fiables lors de l'ACP.

J'ai utilisé comme paramètres d'entrée les critères spectraux décrits précédemment, à savoir la profondeur de la bande à $1 \mu\text{m}$, la pente du continuum, et la réflectance à 750 nm. La réflectance à 750 nm, normalisée à une géométrie d'observation standard, est représentative des variations d'albédo. On a donc trois critères spectraux corrélés, qui sont influencés par des processus physiques indépendants (composition initiale et altération). On cherche d'une part à préciser le rapport entre ces critères (observables), et d'autre part à cartographier les processus associés. La contribution totale des trois axes identifiés par l'ACP à la variance totale est respectivement de 76.9%, 17.9% et 5.2%. La figure 5.7 montre la reprojction des données sur ces trois axes principaux. Afin d'interpréter leur signification respective, j'ai associé à chaque axe les images de composition et de maturité calculées par la méthode de Lucey et al.

La première source de variation (premier axe principal, figure 5.7a) identifiée par l'ACP est au premier ordre très corrélée à l'évaluation indépendante de la maturité (OMAT) donnée par l'algorithme de Lucey et al. (figure 5.7a1). Il est intéressant pour la suite de noter que cet axe est également très corrélé à la pente du continuum (figure 5.6a). Comme le montre les figures 5.7b et 5.7b1, la deuxième source de variation vient de la teneur en fer. Enfin, la ressemblance des figures 5.7c et 5.7c1 indique que le troisième facteur influençant les mesures spectrales est bien lié à la teneur en titane. Cette analyse est donc cohérente avec le modèle de Hapke et al. (1975) et Rava & Hapke (1987) concernant l'origine des variations spectrales sur la Lune.

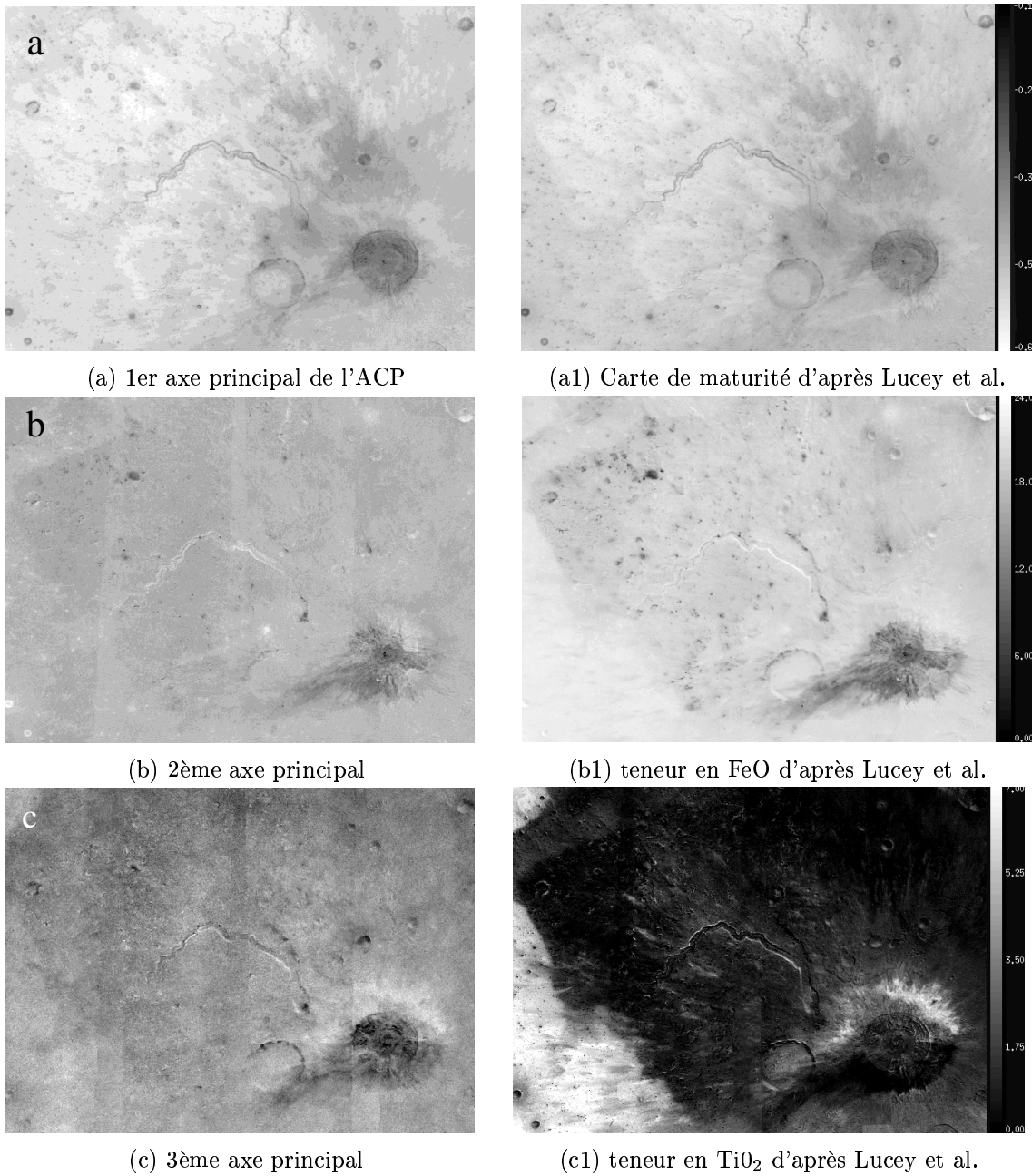


FIG. 5.7: Comparaison entre le résultat d'une ACP sur 3 critères spectraux (à gauche) et la composition et le degré de maturité déduits de la méthode de Lucey et al. (à droite). La corrélation entre le résultat de l'ACP sur les données Clementine et les images de droite valide l'interprétation de Hapke et al. (1975) et Rava & Hapke (1987) concernant l'origine des variations spectrales sur la Lune (1- maturité, 2- teneur en fer, 3- teneur en titane).

5.3.4 Effets de la maturité sur les spectres Clementine

L'intégration des domaines spectraux NIR et UVVIS offre pour la première fois la possibilité d'étudier l'influence du vieillissement de la surface sur les propriétés

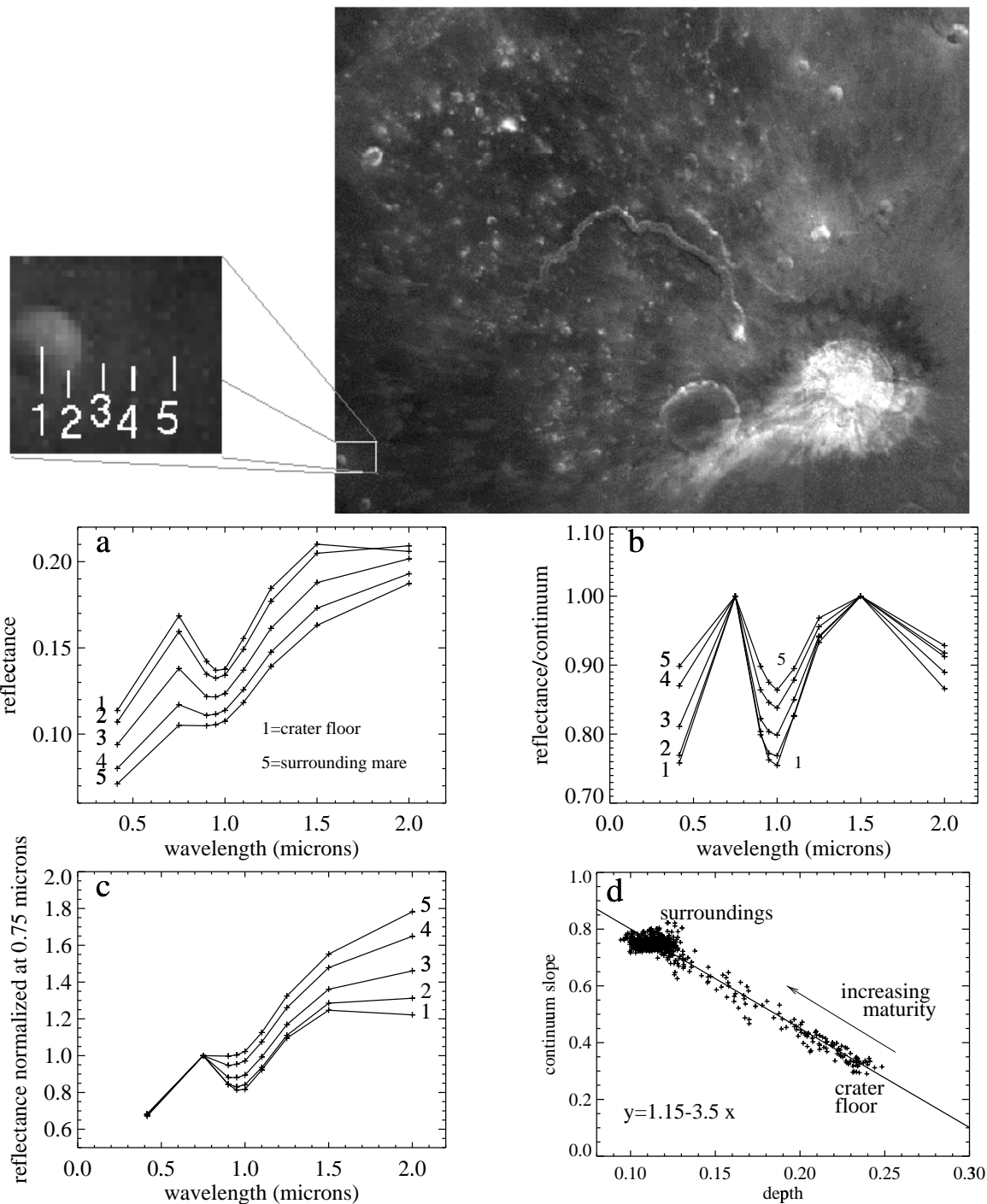


FIG. 5.8: Visualisation des effets de maturation des sols sur les données Clementine à partir de 5 spectres extraits d'un cratère frais et de ses alentours. (a) spectres en réflectance absolue. (b) spectres divisés par un continuum rectiligne à $0.75 \mu\text{m}$ et $1.5 \mu\text{m}$. (c) spectres normalisés à $0.75 \mu\text{m}$. La réflectance et la profondeur des bandes diminuent avec le degré d'altération des sols (du spectre 1 extrait de l'intérieur immature du cratère au spectre 5 extrait de la mer mature environnante), alors que la pente du continuum augmente. (d) Points correspondant au cratère frais et à ses alentours. Ce diagramme montre qu'il existe une relation linéaire entre la pente du continuum et la profondeur de bande lorsque le degré d'altération des sols varie.

spectrales des sols lunaires directement sur les données orbitales. Pour ce faire, j'ai extrait une séquence de spectres d'un petit cratère frais situé dans une zone de mer (figure 5.8). Etant donnée la taille réduite du cratère, et sa localisation dans une zone de mer homogène (McEwen et al., 1994), on peut raisonnablement faire l'hypothèse que les variations spectrales observées sont dues uniquement au degré de maturité des sols et non à une différence de composition (teneur en fer ou en titane). L'impact a excavé des matériaux frais (immatures), qui se mélangent progressivement aux matériaux plus anciens lorsque l'on s'éloigne du cratère, du moins à la résolution spatiale utilisée (~ 200 m/pixels). Le spectre 1 est extrait de l'intérieur immature du cratère, et le spectre 5 est extrait de la mer mature environnante. Les spectres 2, 3 et 4 correspondent aux zones intermédiaires. On retrouve clairement les effets optiques issus des processus d'altération spatiale : diminution de la réflectance (fig. 5.8a), diminution de la profondeur des bandes d'absorption à 1 et 2 μm (5.8b), et augmentation de la pente du continuum (5.8c). Ce comportement est directement comparable à celui mis en évidence sur les échantillons lunaires de la figure 2.5.

La figure 5.8d permet de visualiser les variations respectives des paramètres de pente du continuum et de profondeur de bande pour les points correspondants au cratère frais et à ses alentours. On voit qu'il existe une relation linéaire entre ces deux paramètres lorsque le degré d'altération des sols varie. Dans la suite, on va tenter de mettre à profit ces relations systématiques pour appréhender le problème de la décorrélation entre les effets du vieillissement de la surface et les effets de composition.

5.4 Elaboration d'une nouvelle méthode de cartographie du fer

Afin d'étudier le lien entre les critères spectraux définis précédemment et les propriétés chimiques des sols observés, et surtout de mettre à profit les relations systématiques mises en évidence au paragraphe précédent, j'ai réalisé une étude préalable sur les propriétés d'échantillons lunaires bien caractérisés.

5.4.1 Apport des spectres d'échantillons lunaires

La Lune est le seul corps planétaire pour lequel on dispose d'échantillons bien documentés (et ce depuis bientôt 30 ans!). De nombreuses études ont été conduites sur les propriétés des échantillons lunaires tant sur le plan chimique, que minéralogique, pétrologique ou encore spectral. Une collection de plus de 300 spectres en réflectance diffuse d'échantillons de sol et de roches est disponible sur le serveur du PDS à l'adresse <http://www.planetary.brown.edu/pds/olddata.html> (collection de J. B. Adams). L'analyse chimique (teneurs en FeO, TiO₂ et indice de maturité Is/FeO) d'une partie de ces échantillons existe dans la littérature (voir notamment Morris, 1976, Morris, 1978). J'ai utilisé ces spectres pour étudier le lien entre la pente spectrale et le degré d'altération des sols.

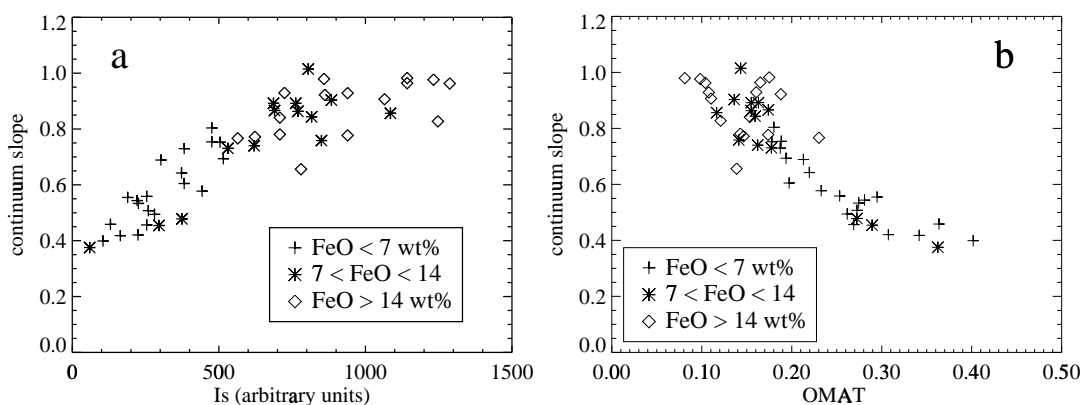


FIG. 5.9: (a) Corrélation entre la pente du continuum et la quantité de particules de fer métallique nanophase (Is) pour les 50 échantillons de sol de type mer et continent listés dans le tableau 5.4.1. (b) La pente du continuum est également anticorrélée au paramètre de maturité OMAT calculé d'après l'équation 5.3 sur les spectres correspondants.

La pente des spectres augmente avec le temps d'exposition des sols. Des expériences de laboratoire montrent que la diminution de la réflectance, du contraste spectral, et l'augmentation de la pente spectrale peuvent être attribués à l'augmentation du nombre de particules de fer métallique nanophase, produites par réduction du

Echantillon	type	FeO	TiO ₂	Is/FeO	415 nm	750 nm	950 nm	1500 nm
10084	mer (brèche)	15.8	7.5	78	0.045	0.071	0.080	0.123
12042	mer	15.4	3.1	61	0.080	0.113	0.120	0.178
12070	mer	15.4	3.1	47	0.054	0.099	0.106	0.168
14003	continent	10.4	1.7	66	0.081	0.139	0.153	0.232
14141	continent	10.4	1.7	6	0.197	0.277	0.262	0.355
14148	continent	10.4	1.7	74	0.084	0.139	0.153	0.229
14259	continent	10.4	1.7	85	0.068	0.124	0.138	0.208
15081	continent	16.8	1.6	68	0.063	0.114	0.121	0.198
15081	continent (frontière)	16.8	1.6	68	0.057	0.112	0.120	0.193
15101	continent (frontière)	11.5	1.3	70	0.065	0.134	0.149	0.236
15211	continent (frontière)	11.5	1.3	60	0.076	0.148	0.160	0.243
15231	continent (frontière)	11.5	1.3	71	0.078	0.147	0.162	0.240
15471	mer	16.6	1.2	34	0.082	0.144	0.146	0.227
15271	continent	12.1	1.5	63	0.069	0.136	0.148	0.227
15501	mer	16.9	1.8	51	0.067	0.120	0.126	0.203
60601	continent	5.6	0.6	85	0.114	0.203	0.229	0.318
61141	continent	5.4	0.6	56	0.128	0.219	0.242	0.332
61161	continent	5.4	0.6	82	0.141	0.229	0.249	0.329
61241	continent	5.4	0.6	47	0.178	0.260	0.277	0.349
61241	continent	5.4	0.6	47	0.167	0.253	0.274	0.359
61281	continent	5.4	0.6	69	0.134	0.225	0.248	0.334
64421	continent	4.6	0.5	83	0.125	0.205	0.228	0.298
64421	continent	4.6	0.5	83	0.120	0.201	0.226	0.311
64501	continent	4.6	0.5	61	0.173	0.262	0.283	0.359
65501	continent	5.9	0.7	38	0.195	0.291	0.303	0.382
68501	continent	5.6	0.6	85	0.108	0.191	0.214	0.306
69921	continent	5.6	0.6	90	0.109	0.186	0.208	0.291
69961	continent	5.6	0.6	92	0.117	0.203	0.227	0.309
67461	continent	4.2	0.4	25	0.272	0.384	0.389	0.499
67481	continent	4.2	0.4	31	0.243	0.357	0.373	0.480
67601	continent	4.2	0.4	45	0.196	0.298	0.321	0.422
67701	continent	4.2	0.4	39	0.237	0.335	0.351	0.440
63321	continent	4.8	0.5	47	0.177	0.270	0.289	0.378
63341	continent	4.8	0.5	54	0.178	0.268	0.287	0.370
63501	continent	4.8	0.5	46	0.177	0.283	0.305	0.398
70181	mer	16.6	8.5	47	0.085	0.126	0.140	0.188
71501	mer	17.8	9.6	35	0.063	0.095	0.103	0.150
72701	continent (frontière)	8.7	1.5	61	0.107	0.177	0.196	0.274
73221	continent/DMD	8.7	1.8	43	0.177	0.251	0.263	0.341
73281	continent/DMD	8.7	1.8	34	0.194	0.273	0.286	0.366
75081	mer	17.7	9.9	40	0.064	0.100	0.109	0.159
75081	mer	17.7	9.9	40	0.064	0.103	0.111	0.167
76261	continent (frontiere)	10.7	3.4	58	0.096	0.160	0.177	0.249
78121	continent (frontiere)	12.5	4.4	68	0.079	0.134	0.149	0.210
79221	mer	15.4	6.4	81	0.062	0.101	0.113	0.164
79511	mer	15.4	6.4	61	0.063	0.102	0.115	0.173
72141	continent/DMD	13.4	4.4	81	0.077	0.123	0.140	0.202
72161	continent/DMD	14.8	5.5	87	0.061	0.105	0.120	0.181
75111	mer	15.9	6.7	54	0.059	0.098	0.114	0.170
75121	mer/DMD	15.9	6.7	67	0.060	0.100	0.113	0.169

Liste des sols utilisés. Les références pour les pourcentages en masse de TiO₂ et FeO sont dans Blewett et al. (1997a). Les valeurs de Is/FeO sont extraites de Morris (1978). Les réflectances diffuses des sols sont déduites de la collection de spectres de J. B. Adams.

Fe^{2+} durant les impacts micrométéoritiques (Hapke et al., 1975, Hapke, 1977, Pieters et al., 1993a, Allen et al., 1993). Or, l'intensité de la résonance ferromagnétique I_s fournit une mesure de la quantité de particules de fer métallique dans les échantillons (Morris, 1978). Hiroi et al. (1997) ont observé une bonne corrélation linéaire entre le paramètre I_s et la pente du continuum des spectres. J'ai testé cette corrélation sur un plus grand nombre d'échantillons extraits de la collection de J. B. Adams. Afin d'être le plus proche possible des conditions d'observation depuis l'orbite, je me suis restreint aux échantillons de sol, les échantillons de roche n'étant pas représentatifs, aux échelles spatiales considérées, des spectres observés par Clementine. Les propriétés chimiques et spectrales des 50 échantillons utilisés sont résumées dans la table 5.4.1. Parmi ces échantillons, 35 sont référencés comme continents, et 15 correspondent à des mers. Leurs teneurs en FeO varient entre 4 et 18 % en masse, le TiO_2 varie entre 0.4 et 9.6 %, et les valeurs de I_s/FeO varient entre 6 (échantillon immature) et 92 (mature). En ce sens, le jeu d'échantillons choisi peut être considéré comme représentatif de la diversité lunaire dans son ensemble.

La figure 5.9a montre que la pente du continuum et I_s sont corrélés pour les sols de type continent comme pour les sols de type mer, avec un effet de saturation pour les valeurs les plus élevées de I_s . Cette figure montre que si le fer métallique est responsable des effets optiques de l'altération spatiale (micrométéorites et particules du vent solaire), ce qui semble accepté par la plupart des auteurs (cf. Pieters et al., 1993a), alors la pente du continuum fournit une bonne estimation du degré d'altération des spectres. Il est important de noter que pour retrouver l'information de composition à partir d'un spectre, un indice d'altération spectral tel que I_s est plus utile qu'un paramètre de maturité tel que I_s/FeO , qui est lié au temps que l'échantillon a passé en surface. Les processus spécifiques de production du fer métallique et leur relation avec le temps d'exposition ou la composition n'interviennent pas dans l'interprétation des spectres. Pour comparaison, la figure 5.9b montre le lien entre le paramètre OMAT calculé d'après l'équation 5.3 et la pente du continuum pour les 50 échantillons retenus. La bonne corrélation entre les deux paramètres confirme le fait que la pente du continuum est au premier ordre représentative des effets optiques de l'altération spatiale.

5.4.2 Inversion de la bande à $1 \mu\text{m}$: notion de fer mafique

Le paragraphe suivant nous montre que la pente du continuum donne une bonne estimation du degré d'altération des spectres des sols. Revenons maintenant au comportement des spectres aux abords du petit cratère frais de mer illustré sur la figure 5.8. L'augmentation du degré de maturité des sols engendre des variations

systematiques de la réflectance, de la profondeur des bandes et de la pente du continuum. La figure 5.8d montre en outre qu'il existe une relation linéaire entre la pente du continuum et la profondeur de la bande à $1 \mu\text{m}$ pour les points correspondants au cratère frais et à ses alentours, donc pour des sols de même composition mais de degré d'altération différent. Pour les matériaux de mer, il est donc possible de s'affranchir de l'altération spectrale en soustrayant la pente du continuum à la profondeur de bande à $1 \mu\text{m}$, en utilisant le coefficient de corrélation linéaire (0.286) déduit de la figure 5.8d. Dans un premier temps, je supposerai que ce coefficient est aussi valide pour les continents. Cette hypothèse, qui semble raisonnable vu le comportement similaire des matériaux de continent et de mer sur la figure 5.9a, sera validée par la suite.

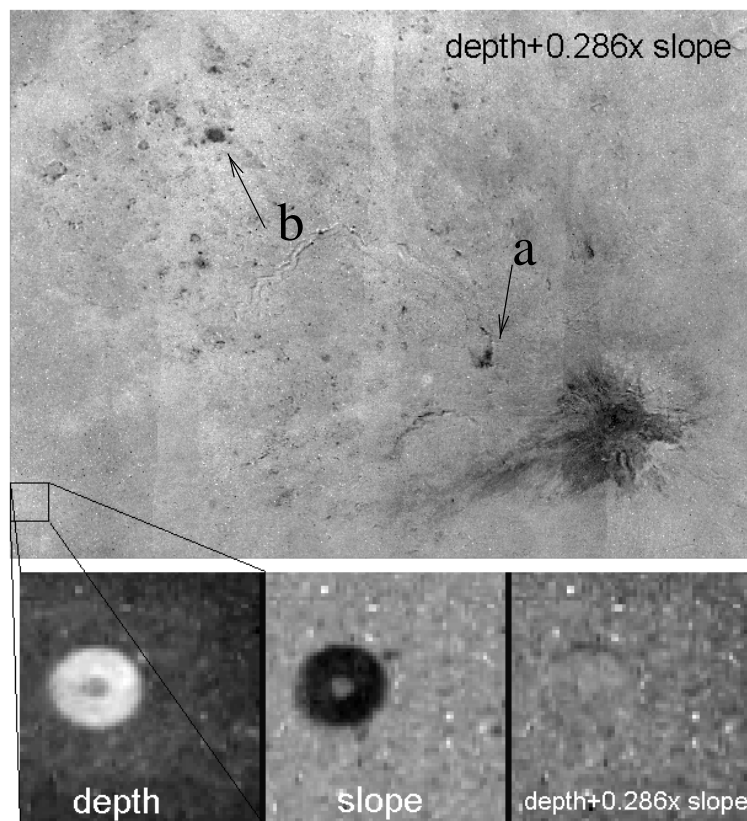


FIG. 5.10: Profondeur de la bande à $1 \mu\text{m}$ corrigée de l'altération spectrale (fer mafique) grâce à la pente du continuum. La teneur en fer du petit cratère frais apparaît homogène après correction.

La figure 5.10 montre la profondeur de bande corrigée de l'altération spectrale, évaluée sur le plateau Aristarchus par la formule $profondeur + 0.286 \times pente$. Comme on pouvait s'y attendre, le petit cratère frais montre maintenant une composition homogène. De même, les flancs de la vallée de Schroter, sur lesquels des matériaux frais sont régulièrement réexposés du fait des pentes abruptes, ont pratiquement disparu.

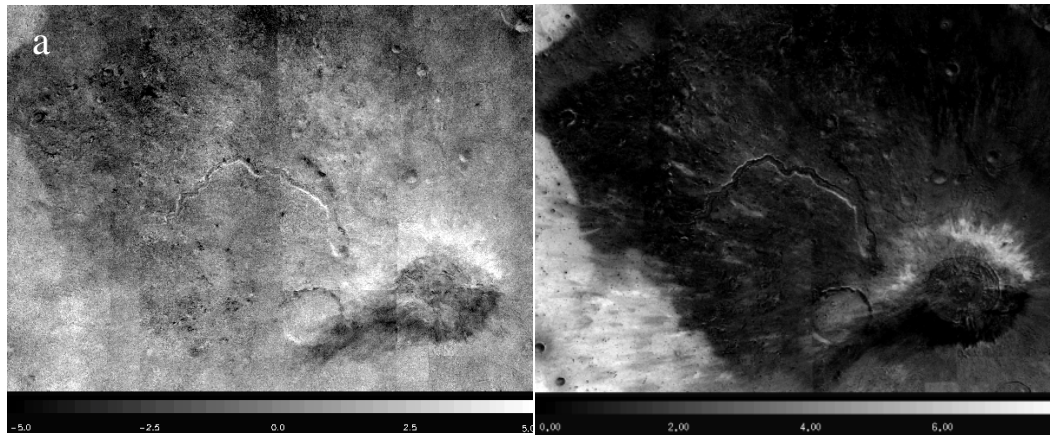


FIG. 5.11: A gauche : différence entre la teneur totale en FeO évaluée par la méthode de Lucey et al. et le fer mafique mis à l'échelle. A droite : teneur en titane d'après l'algorithme de Lucey et al. La corrélation entre les deux images montre que la différence est liée à la teneur en titane des sols.

On voit qu'au premier ordre, la profondeur de bande à $1 \mu\text{m}$ corrigée de l'altération spectrale est très corrélée à la carte de fer produite par l'algorithme de Lucey et al. (figure 5.7b1). L'asymétrie des éjectas du cratère Aristarchus apparaît très clairement sur la figure 5.10, les matériaux pauvres en fer étant principalement répartis vers le sud. De même, des matériaux de continent pauvres en fer apparaissent au niveau de l'extrémité est de la vallée de Schroter (flèche a), ainsi que sur Herodotus χ (montagne de 1 km de haut, flèche b).

La profondeur de bande à $1 \mu\text{m}$, corrigée de l'altération spectrale grâce à la pente du continuum, est directement liée à la teneur en fer dans les silicates avant l'apparition des processus d'altération. Par la suite, j'appellerai cette quantité "fer mafique". Le fer mafique inclut donc également le fer contenu dans les agglutinats et le fer sous forme métallique. Par contre, ce paramètre n'inclut pas le fer encore contenu dans les oxydes (principalement l'ilménite FeTiO_3 sur la Lune), qui ne contribuent pas à la profondeur de la bande à $1 \mu\text{m}$. Or, l'évaluation de la teneur en fer de Lucey et al. est une évaluation du fer total, qui prend indirectement en compte l'ilménite. On s'attend donc à trouver une différence systématique entre cette nouvelle méthode de cartographie du fer mafique et la méthode de Lucey et al. qui soit liée à la teneur en ilménite, donc à la teneur en titane. La figure 5.11a montre la différence entre la carte de fer déduite de l'algorithme de Lucey et al. et la carte de fer mafique mise à l'échelle. Comme attendu, les différences observées sont au premier ordre corrélées avec la carte de la teneur en titane déduite de la méthode de Lucey et al. (1998a). Une autre différence vient des zones ayant des pentes locales abruptes (rebords de la vallée de Schroter et remparts des cratères). En effet, la méthode de correction de l'altération spectrale n'est basée que sur des rapports de bandes, ce qui, contrairement

à la méthode de Lucey et al., élimine toute dépendance avec les pentes locales. Dans le paragraphe suivant, la même méthode va être appliquée aux spectres d'échantillons de sols lunaires afin de définir une évaluation quantitative du fer mafique.

5.4.3 Validation de la méthode sur les échantillons lunaires

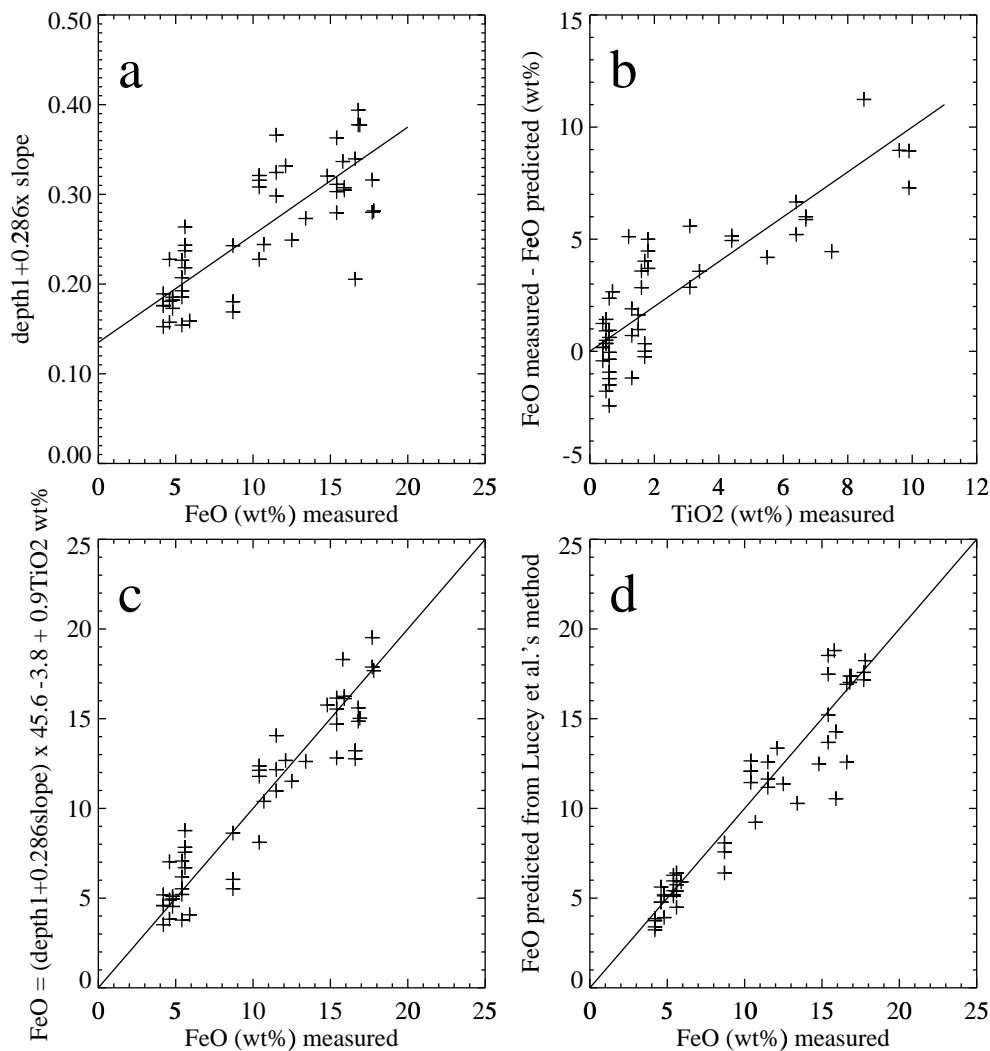


FIG. 5.12: Test de la technique de cartographie du fer mafique sur les échantillons de sols lunaires listés dans la table 5.4.1. (a) Corrélation du fer mafique avec le fer total mesuré en laboratoire. (b) Différence entre le fer total et le fer mafique déduit de la figure (a) en fonction de la teneur en titane. (c) Quantité totale de fer prédite par la nouvelle méthode lorsque l'on inclut l'ilménite, en fonction de la quantité totale de fer. (d) Teneur en fer prédite par l'algorithme de Lucey et al.

Afin de valider l'approche précédente sur les échantillons lunaires, pour lesquels on dispose d'une mesure directe en laboratoire des teneurs en fer et en titane, j'ai

utilisé le jeu de 50 échantillons de sols décrit dans la table 5.4.1. La figure 5.12a montre le lien entre le paramètre de fer mafique calculé sur les spectres à partir de $\text{profondeur} + 0.286 \times \text{pente}$ et la quantité totale de fer dans les échantillons (mesurée en laboratoire). D'après ce que nous avons vu au paragraphe précédent, la faible corrélation peut être attribuée au fer contenu dans l'ilménite. La figure 5.12b confirme, sur les échantillons cette fois, le fait que la différence entre le fer mafique et le fer total est liée à la teneur en titane, donc en ilménite. La formule de l'ilménite étant FeTiO_3 , il est donc possible de retrouver la quantité de fer total à partir du fer mafique en ajoutant un élément Fe pour chaque Ti, c'est-à-dire en ajoutant 0.9 TiO_2 % en masse ($\text{FeO} \rightarrow$ masse atomique 72 et $\text{TiO}_2 \rightarrow$ masse atomique 80). La figure 5.12c montre la quantité totale de fer évaluée par la formule suivante :

$$\begin{aligned} \text{FeO}_{\text{total}} (\text{wt}\%) &= \text{FeO}_{\text{mafique}} + \text{FeO}_{\text{ilménite}} \\ &= 45.6 \times (\text{profondeur} + 0.286 \times \text{pente}) - 3.8 + 0.9 \text{TiO}_2. \end{aligned} \quad (5.8)$$

La bonne corrélation (0.944) entre le fer évalué par l'équation 5.8 et la quantité réelle de fer des échantillons démontre qu'il est possible d'évaluer quantitativement le fer mafique dans les échantillons. La figure 5.12d montre, pour comparaison, la quantité de fer prédite par la méthode de Lucey et al. La différence entre le pourcentage en masse de fer prédit et le pourcentage en masse de fer mesuré est comparable pour les deux méthodes, avec un écart type de 1.5 % dans le cas de l'algorithme de Lucey et al. et 1.6% pour la méthode du fer mafique.

La nouvelle méthode de cartographie du fer mafique est basée uniquement sur des rapports de bandes. Le résultat obtenu ne dépend donc pas des pentes locales, ce qui est un avantage réel par rapport à la méthode de Lucey et al., notamment pour les zones situées aux moyennes et hautes latitudes. Pour obtenir la teneur totale en fer à partir des données Clementine, il suffit de rajouter au fer mafique le fer contenu dans l'ilménite, c'est-à-dire 0.9 TiO_2 , TiO_2 pouvant être cette fois déduit de la méthode de cartographie du titane de Lucey et al. (1998a). Cela introduit une dépendance du second ordre avec les pentes locales dans les régions riches en titane. Or, les régions riches en titane sont principalement les mers lunaires, donc des régions situées à basse latitude. Dans les continents, régions intrinsèquement pauvres en titane couvrant presque 83 % de la surface lunaire (Head, 1976), le fer mafique doit être très proche du fer total. La nouvelle méthode de cartographie du fer sera donc très utile pour étudier des régions situées à moyenne et à haute latitude, là où les pentes locales sont les plus gênantes.

5.5 Généralisation de la méthode

5.5.1 Etude de la région de Tycho

L'étude du plateau Aristarchus, couplée à l'étude des échantillons lunaires, a permis de mettre au point une nouvelle technique permettant de lier les propriétés spectrales des sols à la composition élémentaire. La méthode de correction de la maturité des sols est basée sur l'analyse d'un cratère frais situé dans une zone de mer basaltique (figure 5.8). Mais peut-on réellement généraliser l'application de cette méthode, notamment à l'étude des zones de continents? En d'autres termes, est-ce que la relation systématique observée entre la pente du continuum et la profondeur de la bande à $1 \mu\text{m}$, lorsque le degré d'altération des sols varie, est la même pour des sols de type continents et de type mer? Afin de tester la pertinence de la méthode pour ces terrains, je me suis intéressé à la région du cratère Tycho (cf. figure 1). Le choix de cette région résulte à la fois de son intérêt scientifique et des modes d'observation de la caméra infrarouge qui permettent la réduction des données.

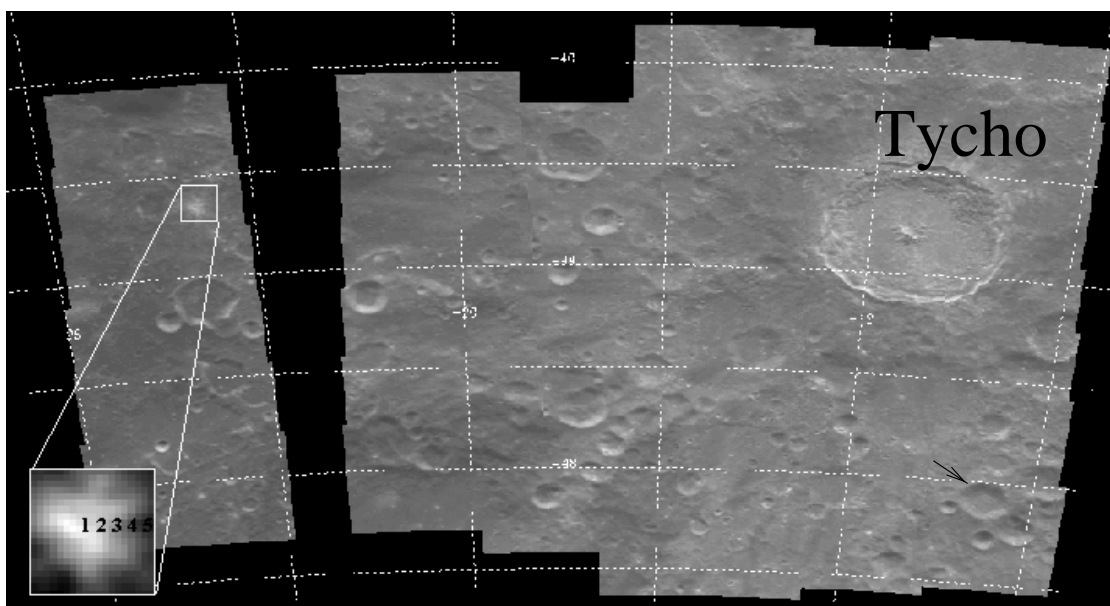


FIG. 5.13: Mosaïque de la région du cratère Tycho (réflectance à 1500 nm). Le carré blanc indique un petit cratère frais de continent. Le comportement systématique des spectres extraits de ce cratère est montré sur la figure 5.14. La flèche en bas à droite indique le cratère correspondant à la figure 5.16.

La figure 5.13 montre la mosaïque réalisée à partir des orbites 172 à 178. Il n'y a pas de donnée exploitable pour l'orbite 177, d'où la zone de discontinuité. Les modes instrumentaux de la partie infrarouge sont homogènes sur l'ensemble de la

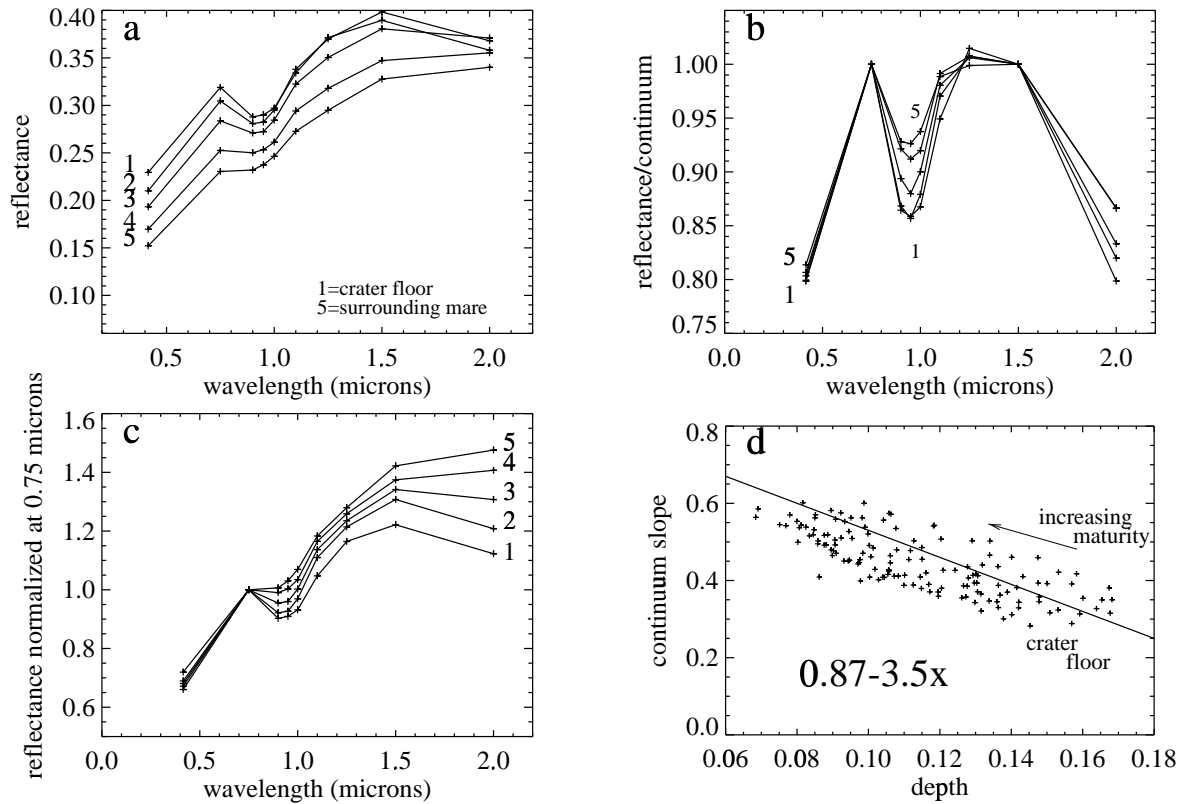


FIG. 5.14: Effets de la maturité sur les spectres extraits d'un cratère frais situé dans les continents. (a) spectres en réflectance absolue. (b) spectres divisés par un continuum rectiligne à $0.75 \mu\text{m}$ et $1.5 \mu\text{m}$. (c) spectres normalisés à $0.75 \mu\text{m}$. La réflectance et la profondeur des bandes diminuent avec le degré d'altération des sols (du spectre 1 extrait de l'intérieur immature du cratère au spectre 5 extrait de la mer mature environnante), alors que la pente du continuum augmente. (d) Pente du continuum en fonction de la profondeur de bande à $1 \mu\text{m}$ pour les points correspondant au petit cratère frais et à ses alentours. On retrouve les mêmes variations systématiques que pour les mers.

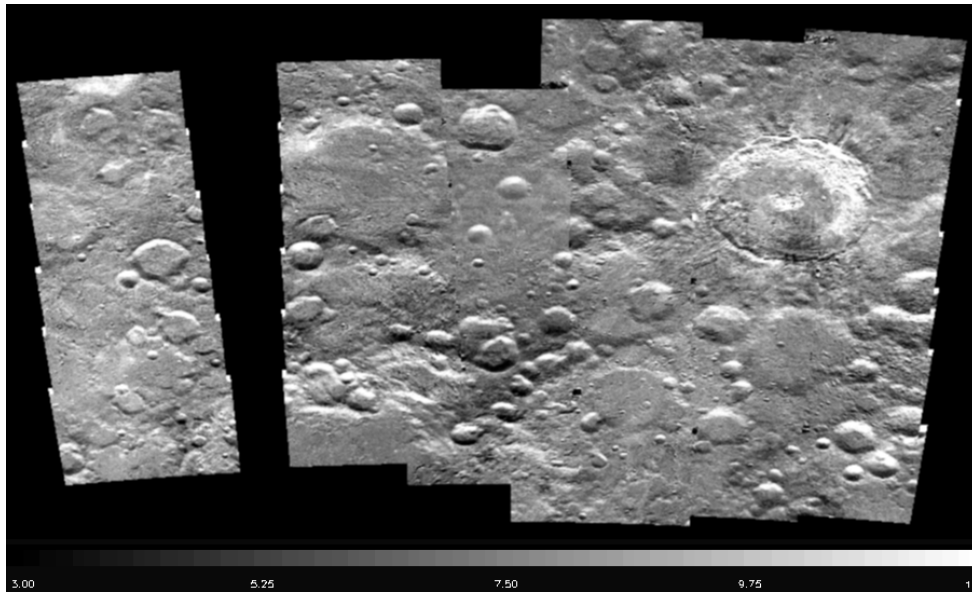
mosaïque. Les pentes locales étant très marquées, la détermination des offsets des images NIR à partir de la méthode décrite au paragraphe 3.4.4 est relativement aisée. De plus, quatre spectres télescopiques de cette région sont disponibles dans la base de données du PDS (Pieters & Pratt, 2000), ce qui permet le recalage en absolu du cube multispectral (spectres "Tycho Floor", "Tycho Peak", "Tycho Halo" et "Tycho Wall"). J'ai étendu la mosaïque jusqu'à l'orbite 178 pour accéder à un petit cratère frais de continent situé en dehors de la zone couverte par les éjectas de Tycho. Comme précédemment, vue la taille réduite de ce petit cratère (carré blanc), on peut raisonnablement faire l'hypothèse que l'impact a excavé des matériaux frais sans engendrer de variation de composition en fer ou en titane.

Les figures 5.14a, b et c montrent une séquence de spectres extraits au voisinage de ce cratère frais. Le spectre 1 correspond au fond immature du cratère, le spectre 5 aux

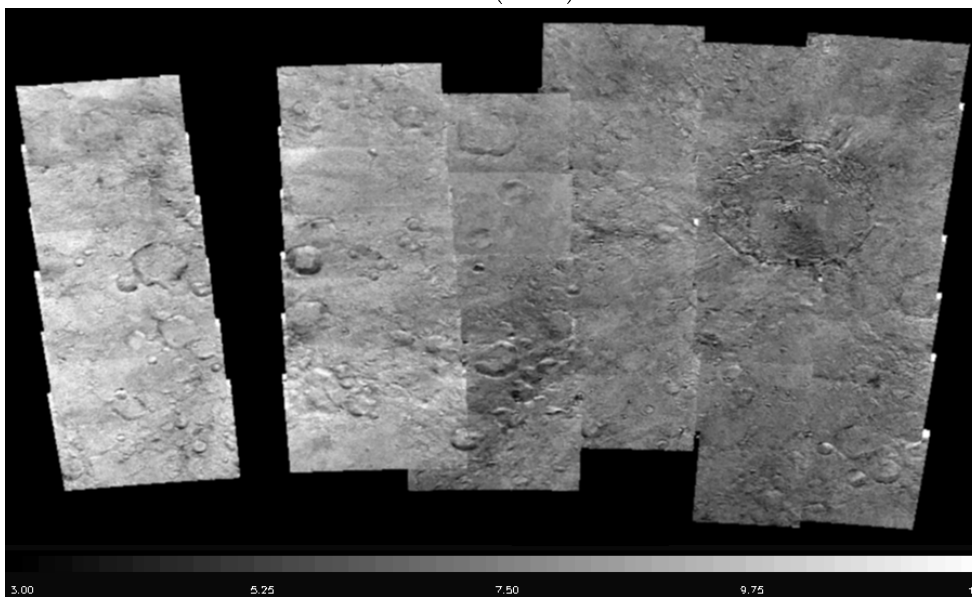
continents matures environnants, et les spectres 2, 3 et 4 aux zones intermédiaires. Comme dans le cas du plateau Aristarchus, on retrouve les effets spectraux de la maturité : diminution de la réflectance (5.14a), de la profondeur des bandes d'absorption (5.14b) et augmentation de la pente du continuum (5.14c). Le résultat le plus intéressant est qu'encore une fois, les points correspondant au petit cratère frais et à ses environs sont alignés dans le diagramme traçant la pente du continuum en fonction de la profondeur de bande à $1 \mu\text{m}$ (figure 5.14d). La pente de la régression linéaire est la même que celle déduite du cratère frais de mer étudié sur la figure 5.8d. Ce résultat montre que la méthode de correction de l'altération spectrale décrite précédemment est directement transposable aux régions de continents. Les points de la figure 5.14d sont translatés vers la gauche par rapport aux points de la figure 5.8d. Ceci est simplement dû au fait que les continents sont plus pauvres en fer que les mers. La profondeur de bande à $1 \mu\text{m}$ des matériaux continentaux non altérés est donc plus faible que dans le cas des mers (~ 0.16 contre ~ 0.24).

Si le comportement spectral des sols continentaux lors des processus de maturation est similaire à celui des matériaux de mer, alors on va pouvoir appliquer la méthode de cartographie du fer mafique décrite précédemment. La figure 5.15a correspond à l'évaluation de la teneur en fer obtenue par la méthode de Lucey et al. On voit clairement que cette image est perturbée par les variations d'éclairement sur les pentes locales. La teneur en fer, moyennée sur toute l'image, est surestimée de 1 % en masse par rapport à la teneur d'une zone sans relief telle que le fond d'un grand cratère. La figure 5.15b montre l'évaluation de la teneur en fer des sols réalisée à partir de la nouvelle méthode proposée (équation 5.8). La teneur en titane des sols, évaluée par l'algorithme de Lucey et al. à partir des filtres 415 et 750 nm est très faible (≤ 0.5 % sur l'ensemble de la mosaïque). Le terme 0.9TiO_2 de l'équation 5.8 est donc quasi nul. La dépendance avec les pentes locales a cette fois pratiquement disparu sur la figure 5.15b. Les variations restantes sont principalement dues aux erreurs résiduelles de calibration de la mosaïque. La région a une teneur en FeO quasi homogène, de l'ordre de 6-7 % en masse.

Afin de visualiser de manière plus quantitative la différence entre les deux méthodes et l'influence des conditions d'éclairement, la figure 5.16 montre une coupe sud-nord (a-a') du cratère indiqué par une flèche en bas à gauche sur la figure 5.13. Les conditions d'éclairement sur les pentes locales contrôlent les variations de la réflectance à 750 nm, qui vaut 0.25 dans le fond du cratère, 0.31 sur le versant éclairé et 0.18 sur le versant peu éclairé. L'évaluation de la teneur en FeO donné par l'algorithme de Lucey et al. (trait pointillé) est anticorrélée aux conditions d'éclairement. Les valeurs obtenues sont de 7 % en masse pour le fond du cratère, 5 % pour le versant éclairé et 14 % pour le versant non éclairé. Cette courbe met en évidence



(a) Carte du fer d'après la méthode de Lucey et al. L'échelle va de 3 (noir) à 12 % de FeO (blanc).



(b) Carte du fer d'après l'équation 5.8.

FIG. 5.15: Comparaison des deux méthodes de cartographie de la teneur en FeO sur la région de Tycho. La nouvelle méthode diminue considérablement l'influence des pentes locales, révélant une composition des terrains très homogène (6-7 % de FeO).

l'effet très marqué des conditions d'éclairage sur le résultat donné par la méthode de Lucey et al., qui peut être faussé d'un facteur 2. La courbe en trait plein montre l'évaluation de la teneur en FeO réalisée à partir de la nouvelle méthode (équation 5.8). On remarque qu'il reste une très légère dépendance avec la topographie, mais l'effet est de très faible amplitude par rapport à la méthode de Lucey et al. La valeur moyenne de la teneur en FeO de la région, évaluée par la nouvelle méthode, est de $7 \pm 1\%$ alors qu'elle vaut 8 % si on utilise la méthode de Lucey et al.

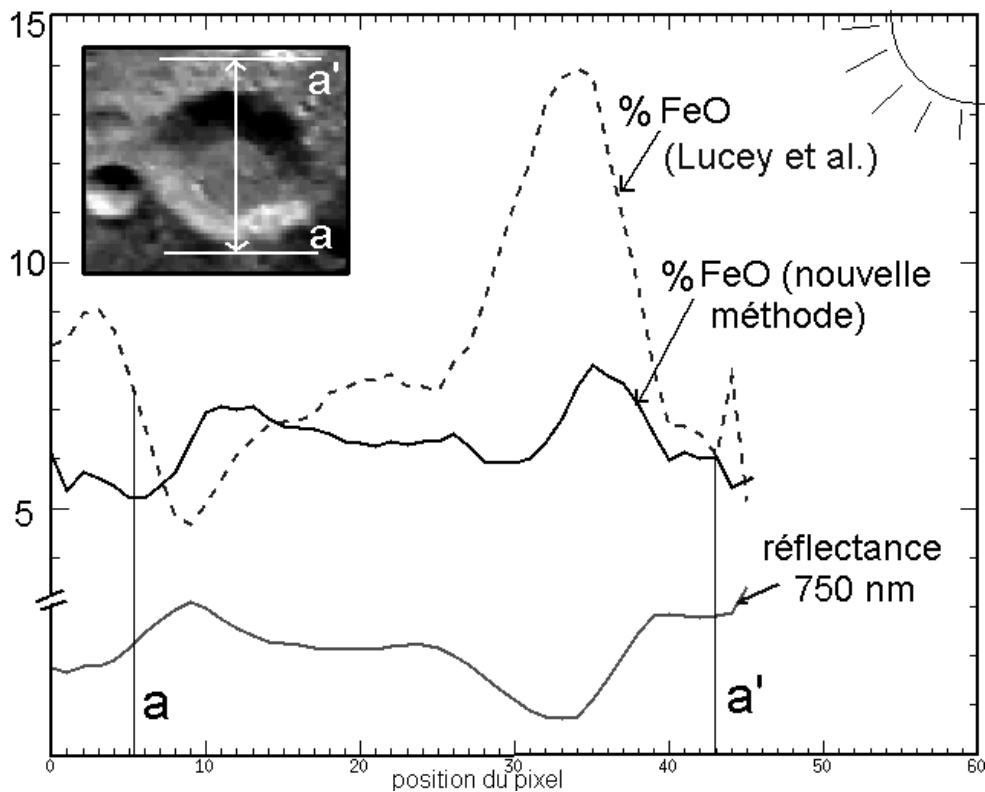


FIG. 5.16: Coupe schématique sud-nord du cratère indiqué par une flèche en bas à gauche sur la figure 5.13. L'anticorrélation entre la teneur en fer évaluée par l'algorithme de Lucey et al. et les conditions d'éclairage des pentes locales (reflétées par la réflectance à 750 nm) apparaît clairement. La teneur en fer est surestimée d'un facteur 2 sur le versant peu éclairé (14 % de FeO au lieu de 7 % au fond du cratère). En revanche, la nouvelle méthode proposée s'affranchit presque totalement de cet effet (trait plein).

5.5.2 Etude du site d'atterrissage Apollo17

Le paragraphe précédent montre que la nouvelle méthode de cartographie du fer est directement transposable aux régions de continent. Un autre test critique de la validité de la méthode est de savoir si l'on est capable de prédire la teneur en fer

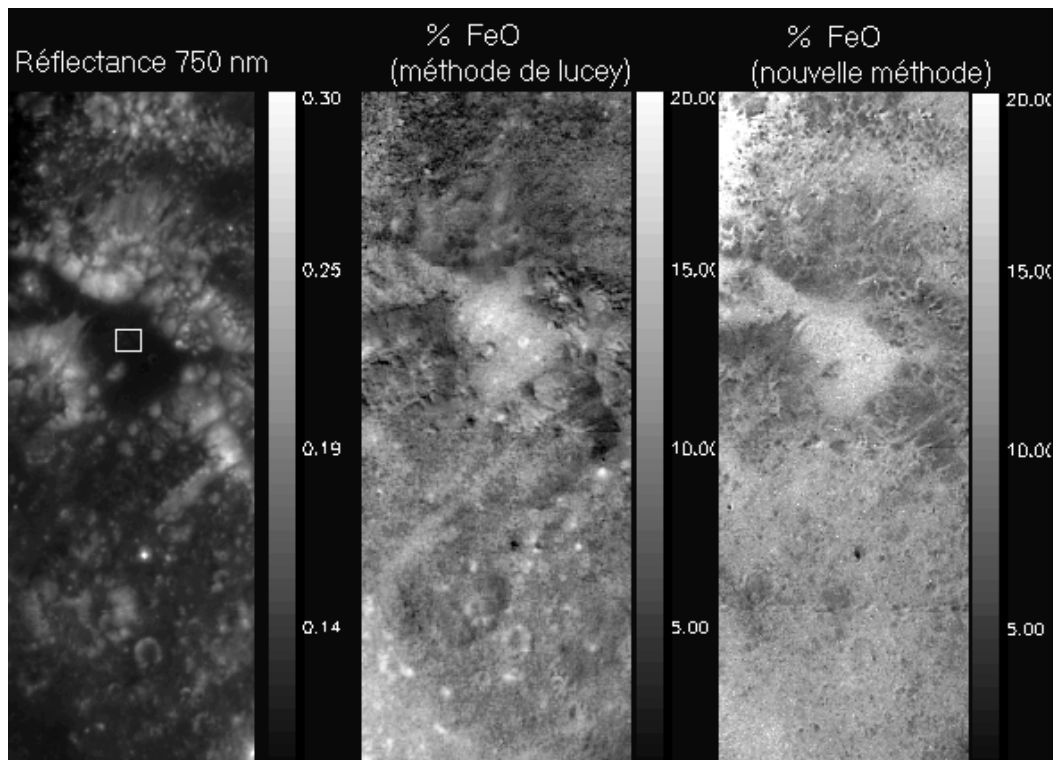


FIG. 5.17: Résultat de la prédiction de la teneur en fer du site Apollo 17. A gauche : mosaïque à 750 nm (représentative des variations d'albédo). Au milieu : carte de la teneur en fer d'après l'algorithme de Lucey et al. A droite : carte de la teneur en fer à partir de la nouvelle méthode proposée. La teneur moyenne en FeO sur le site Apollo17 (carré blanc) est de 16.6 % en masse, ce qui est cohérent avec la valeur déduite des échantillons représentatifs du site. Le désaccord en haut à gauche est dû à la très forte teneur en titane des sols ($\text{TiO}_2 \geq 10\%$)

d'un site d'atterrissage Apollo en appliquant "brutalement" la méthode aux images UVVIS-NIR de Clementine. Pour réaliser ce test, je me suis intéressé aux images du site Apollo 17. Comme précédemment, ce choix résulte d'un compromis entre les valeurs des paramètres instrumentaux des données NIR et la nécessité de disposer de spectres télescopiques de référence.

J'ai réduit une série d'images de l'orbite 289. Le recalage de la mosaïque en absolu a été effectué, en collaboration avec Yves Daydou de l'Observatoire Midi Pyrénées, à partir de 4 spectres télescopiques extraits de la base de données du PDS (spectres Vitruvius, Littrow 3, Littrow NR et Apollo17). Ces spectres télescopiques sont eux-mêmes recalés sur le spectre en réflectance diffuse de l'échantillon 62231. Les résidus obtenus après la régression sont très faibles (maximum 0.0068 pour la bande à 1100 nm). La précision relative de la mosaïque multispectrale finale est estimée à 2%.

La figure 5.17 montre la réflectance à 750 nm (à gauche), l'évaluation de la teneur

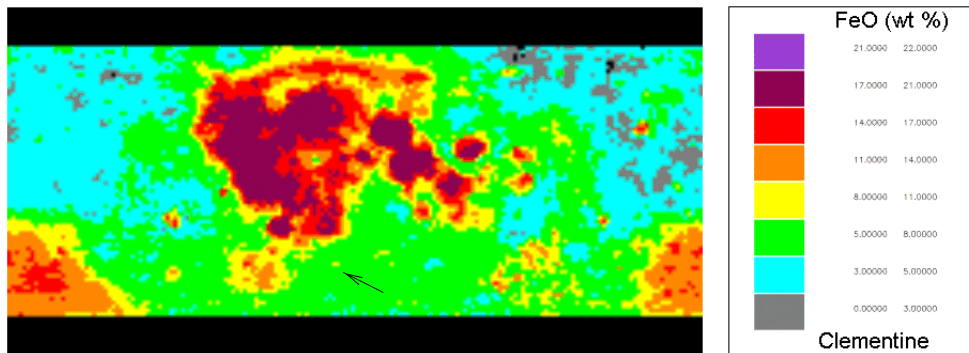
en fer réalisée à partir de l'algorithme de Lucey et al. (au milieu) et l'évaluation de la teneur en fer obtenue par la nouvelle méthode (à droite) à partir de l'équation 5.8. On voit qu'il existe un bon accord général entre les deux cartes de fer. Le site Apollo17 étant situé à seulement 20° de latitude nord, l'effet des pentes locales est peu gênant. Le résultat le plus intéressant est la valeur de la teneur moyenne en FeO du site Apollo 17 (moyenne sur le carré blanc) déduite de la nouvelle méthode. On trouve 16.6 % en masse (contre 18.3 % dans le cas de la méthode de Lucey et al.). Cette valeur est très proche de la valeur moyenne du site estimée directement sur les échantillons de sols les plus représentatifs. Cette valeur est de 16.8 % d'après Jaumann (1991). La teneur moyenne en FeO des échantillons des stations LM, S1, S5, S9, LRV1 et LRV12, toutes situées dans la zone proche du module lunaire est de 16.8 % d'après Jolliff (1999). La vérité terrain permet donc de confirmer la validité de la nouvelle méthode de cartographie du fer.

Par contre, on remarque une différence entre les deux méthodes pour la région située en haut à gauche de la mosaïque. Cette zone correspond à une région de dépôts pyroclastiques (Weitz et al., 1998) ayant une très forte teneur moyenne en titane (10-11 %). Or, pour des teneurs élevées, Lucey et al. (1998a) ont montré que le titane commence à être présent sous d'autres formes que l'ilménite, notamment dans les pyroxènes. Dans ce cas, cela signifie que la correction apportée par le terme 0.9TiO_2 de l'équation 5.8 surcorrigé le fer présent dans l'ilménite, d'où une teneur totale en fer légèrement surestimée pour ces zones. Il faudra donc éviter d'utiliser l'évaluation indirecte du fer contenu dans l'ilménite pour les régions très riches en titane ($\text{TiO}_2 \geq 8-10\%$), qui sont heureusement peu nombreuses.

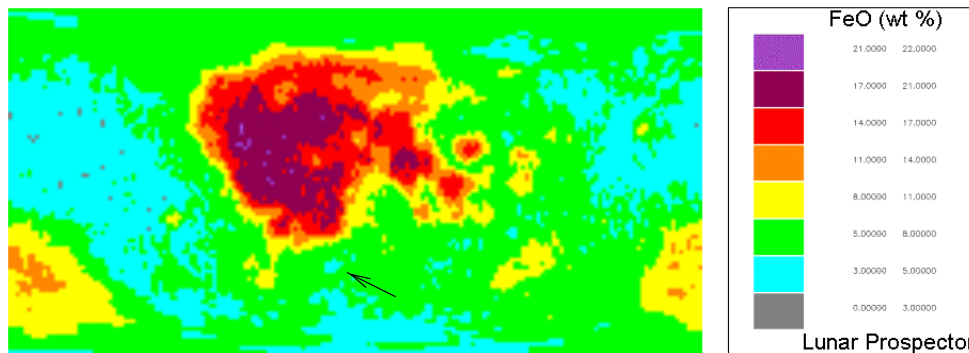
Chapitre 6

Applications directes et indirectes

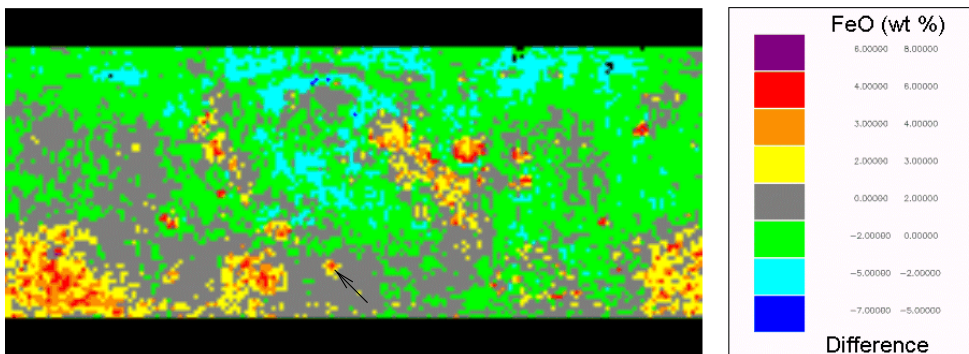
6.1 Comparaison avec les données de Lunar Prospector



(a) Carte d'abondance en FeO établie d'après les données UVIS Clementine par la méthode de Lucey et al. (1998a).



(b) Carte d'abondance en FeO établie d'après les données Lunar Prospector.



(c) Différence entre les teneurs en fer évaluées par Clementine et Lunar Prospector.

FIG. 6.1: Différence entre la teneur en fer évaluée par Clementine UVIS et par Lunar Prospector. Adapté de Chevrel et al. (Integration of the Clementine UVIS data and the Lunar Prospector Gamma-ray data..., soumis à JGR). Les flèches indiquent la région du cratère Tycho. La différence observée à cet endroit est cohérente avec les résultats obtenus au chapitre précédent.

Nous venons de voir que les données multispectrales de Clementine fournissent des informations sur la composition des terrains observés. La sonde Lunar Prospector, qui

est restée en orbite autour de la Lune de janvier 1998 à juillet 1999, comportait notamment à son bord un spectromètre gamma et un spectromètre à neutrons (Binder, 1998). Ces instruments, qui n'avaient jamais été utilisés auparavant pour étudier l'ensemble de la surface lunaire, donnent accès à une information indépendante sur la composition élémentaire des terrains (Fe, Ti, K, Th,...). Comme dans le cas de Clementine, l'orbite de la sonde était polaire, dans le but d'obtenir une couverture globale. Par contre, la résolution spatiale des données est limitée à environ 150x150 km par pixels. Au mieux, les données des dernières orbites de la mission, en cours d'étalonnage, devraient permettre de descendre à 30x30 km par pixels. La comparaison des jeux de données Clementine et Lunar Prospector présente donc un intérêt majeur : Comment peut-on intégrer l'information venant d'instruments complètement différents pour améliorer notre connaissance de la Lune ? Y a-t-il une cohérence globale entre les deux jeux de données ?

La carte de la teneur globale en fer calculée à partir des données UVVIS de Clementine a été utilisée pour interpréter les flux de neutrons et de rayons gamma observés par la sonde Lunar Prospector en termes de teneur en fer ou en titane (Elphic et al., 1998). Si un bon accord général est obtenu (coefficient de corrélation de 0.811), les deux cartes d'abondance du FeO présentent cependant des différences systématiques (Chevrel et al. 1999a, Chevrel et al., en préparation). Les différences, mises en évidence sur la figure 6.1, peuvent s'expliquer par la différence de résolution spatiale, la différence de profondeur de pénétration de la lumière analysée, ou bien simplement par le fait que les deux informations obtenues sont de nature différente (minéralogie, donc fer "optique" pour Clementine et géochimie pour Lunar Prospector). Etant donné la précision des mesures, Chevrel et al. (1999a) considèrent que les différences systématiques de plus de 2% en masse sont significatives. Dans le cas du bassin "South Pole Aitken", Lunar Prospector indique une teneur en FeO plus faible que Clementine (8-11% contre 11-13%). Des différences systématiques sont également observées en bordure du bassin Imbrium, dans Mare Serenitatis, Crisium et Fecunditatis, ainsi qu'aux hautes latitudes. Les différences systématiques observées aux hautes latitudes peuvent vraisemblablement s'expliquer en partie par l'influence de la topographie. Comme nous l'avons vu au chapitre précédent, la méthode de cartographie du fer basée sur l'UVVIS seul dépend des conditions d'éclairement. Plus on se rapproche des pôles, plus cet effet va devenir gênant. Même si la comparaison est difficile étant donnée la différence de résolution spatiale, on voit que la nouvelle estimation de la teneur en fer de la région de Tycho établie par la nouvelle méthode exposée au chapitre précédent (6-7 % de FeO) est plus cohérente avec les données Lunar Prospector que l'estimation basée sur la méthode de Lucey et al. (8 % FeO). La nouvelle méthode de cartographie du fer décrite au chapitre 5, une fois appliquée à

l'ensemble du jeu de données NIR, devrait donc permettre d'expliquer une partie des différences systématiques observées. Bien sûr, l'étalonnage et la réduction de l'ensemble des 27 Go de données NIR sort du cadre de cette thèse. Il faudra donc attendre que la procédure d'étalonnage officielle soit finalisée, pour pouvoir traiter de manière automatique l'ensemble du jeu de données. Il est intéressant de noter que la procédure de calibration locale décrite ici peut contribuer à la finalisation de cette procédure globale, dans la mesure où elle fournit plusieurs points de comparaison indépendants.

6.2 Application à l'étude de la surface de Mercure : nouvelle estimation de la teneur en fer

La surface de Mercure, révélée en 1974 par la sonde Mariner 10, présente de fortes similitudes avec les continents lunaires (figure 6.2). Des systèmes d'éjectas brillants entourent certains cratères récents, mettant ainsi en évidence la présence de processus d'altération identiques à ceux observés sur la Lune. Les spectres de la surface, obtenus depuis la Terre (cf. McCord & Clark, 1979) sont comparables en apparence à des spectres d'anorthosites (Blewett et al., 1997b). On s'attend à ce que les spectres télescopiques de Mercure, intégrant l'ensemble de la surface, soient dominés par des matériaux matures, dans la mesure où les cratères frais et les pentes abruptes représentent une faible fraction de la surface totale. De plus, Cintala (1992) prédit un taux de production des produits de fusion 14 fois plus fort sur Mercure que sur la Lune, suite à une température de surface plus élevée, un flux de micrométéorites plus important et des vitesses d'impact plus grandes (voir aussi Langevin, 1997). Il postule même que ce taux élevé de "vitrification" rend hautement improbable la présence durable de matériaux cristallins dans le régolite supérieur. Cette hypothèse est cohérente avec l'absence de bande à $1 \mu\text{m}$ et la forte pente du continuum du spectre de la figure 6.2.

Mariner 10 est la seule mission spatiale ayant visité Mercure, dont seulement 45 % de la surface est actuellement connue. Il n'existe malheureusement pas de données équivalentes aux données Clementine. En revanche, Blewett et al. (1997b) et Robinson & Lucey (1997) ont montré à partir des images Mariner 10 à 355 et 575 nm et des spectres télescopiques que l'approche de Lucey et al. (1995) pouvait s'appliquer au cas de Mercure, donnant une estimation de la teneur moyenne en FeO de 3-4 % et une teneur en TiO_2 de moins de 1%.

Dans la même optique, et afin de tester la pertinence de la nouvelle méthode de cartographie du fer mise en place au chapitre 5 sur les seules données existantes, j'ai appliqué l'équation 5.8 au spectre télescopique de Mercure obtenu par McCord &

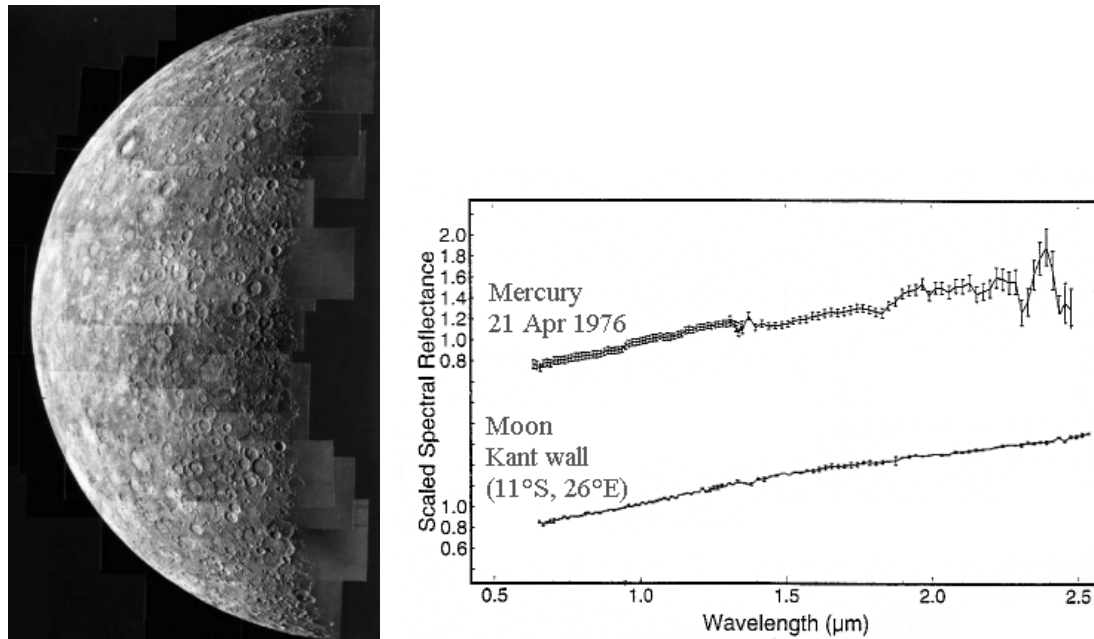


FIG. 6.2: A gauche : Mercure vue par la sonde Mariner 10. A droite : comparaison entre un spectre télescopique de Mercure (McCord & Clark, 1979) et un spectre de région lunaire anorthositique (cratère Kant, base de données du PDS). La nouvelle méthode de cartographie du fer (éq. 5.8), appliquée au spectre télescopique de Mercure, indique une teneur en fer mafique de 3 ± 1 %, ce qui est cohérent avec les résultats antérieurs.

Clark (1979) le 21 avril 1976. Les spectres de Mercure ont été étalonnés en observant à la fois une étoile standard et le site lunaire standard. L'angle de phase de Mercure au moment de l'observation était de $\sim 77^\circ$, et l'angle de phase de la Lune (au dernier quartier) était de $\sim 86^\circ$. Dans la mesure où les fonctions de phase de Mercure et de la Lune sont semblables (Veverka et al., 1988), on peut donc faire l'hypothèse que l'utilisation d'un site lunaire de référence dans le processus de réduction des spectres de Mercure a très largement compensé tout phénomène de rougissement dû à la phase. Moyennant cette hypothèse, l'équation 5.8 peut s'appliquer directement et doit donc fournir une estimation de la teneur en fer mafique réaliste. D'après le spectre normalisé de la figure 6.2, les réflectances à 750, 950 et 1500 nm valent respectivement $R_{750} = 0.84 \pm 0.01$, $R_{950} = 0.93 \pm 0.01$ et $R_{1500} = 1.16 \pm 0.01$, soit d'après les équations 5.6 et 5.7, $pente = 0.508$ et $profondeur \simeq 0$. Au final, l'équation 5.8 donne un pourcentage en masse de fer mafique de $3 \pm 1\%$, soit une teneur totale en FeO de $4 \pm 1\%$ si l'on admet 1% de TiO_2 (ilménite). Cette valeur est en bon accord avec l'estimation de Blewett et al. (1997b), ainsi qu'avec l'estimation indépendante de Jeanloz et al. (1995) basée sur l'étude de l'opacité de Mercure aux micro-ondes ($FeO + TiO_2 \leq 6\%$). La concordance des résultats est une validation supplémentaire de la méthode de cartographie du fer développée au chapitre 5.

L'étude de Robinson & Lucey (1997) suggère que la teneur moyenne en fer des épanchements de lave est très voisine de celle de l'ensemble de la croûte de Mercure. Si les épanchements de lave se forment sur Mercure de la même façon que sur Terre, alors la teneur en fer de la surface reflète celle de l'intérieur de la planète. Ainsi, le manteau de Mercure contiendrait moins de 6% de FeO, contre 8% pour la Terre et Vénus, 11-13% pour la Lune, et 18% pour le manteau martien (estimé à partir des météorites SNC). Cette observation renforce l'idée que Mercure est très réduit, et que la majorité du fer est contenu dans le noyau. L'Agence Spatiale Européenne envisage d'envoyer la sonde "Bepicolombo" vers Mercure en 2009, ayant notamment à son bord une caméra multispectrale ainsi qu'un spectromètre infrarouge couvrant le domaine 0.7 à 2.8 μm . La nouvelle approche développée au chapitre 5 devrait permettre d'étudier en détail les processus mis en jeu à la surface de Mercure, lorsque les données seront disponibles.

6.3 Etude des astéroïdes

Les propriétés spectrales de la surface lunaire sont principalement dominées par les effets optiques de l'altération spatiale, c'est à dire le bombardement incessant par les particules du vent solaire et les micrométéorites. Mais existe-t-il une preuve de processus comparables sur les autres corps sans atmosphère du système solaire, et si oui, quelle est l'amplitude des phénomènes observés? La question reste très débattue.

Les météorites et les astéroïdes, leurs corps parents présumés, ont été étudiés depuis les années 1970 grâce aux techniques de spectroscopie. McCord et al. (1970) ont montré que le spectre de 4 Vesta, astéroïde de 500 km de diamètre situé dans la ceinture principale, présentait des absorptions très marquées caractéristiques de mélanges d'olivine et de pyroxènes en quantité variable (figure 6.3). En outre, le spectre de Vesta est pratiquement indiscernable d'un spectre de laboratoire de certaines achondrites (météorites pierreuses différenciées). Le fait que des spectres de la surface d'un astéroïde puissent être si proches d'un spectre de poudres de minéraux purs a mené à la conclusion que les effets optiques de l'altération spatiale devaient être mineurs, voire inexistants sur les astéroïdes (Matson et al., 1977). Cette interprétation est renforcée par le fait que dans la ceinture d'astéroïdes, les vitesses d'impact sont à peu près deux fois moindres que dans le cas lunaire, et le flux de particules du vent solaire dix fois moins important. Si l'analyse des météorites a révélé la présence de gaz implanté par le vent solaire, c'est en quantité bien inférieure au cas lunaire, et on n'y observe que très peu de phases vitreuses.

D'autres observations spectroscopiques d'astéroïdes et de météorites ont été effectuées depuis, donnant des informations complémentaires sur leur composition

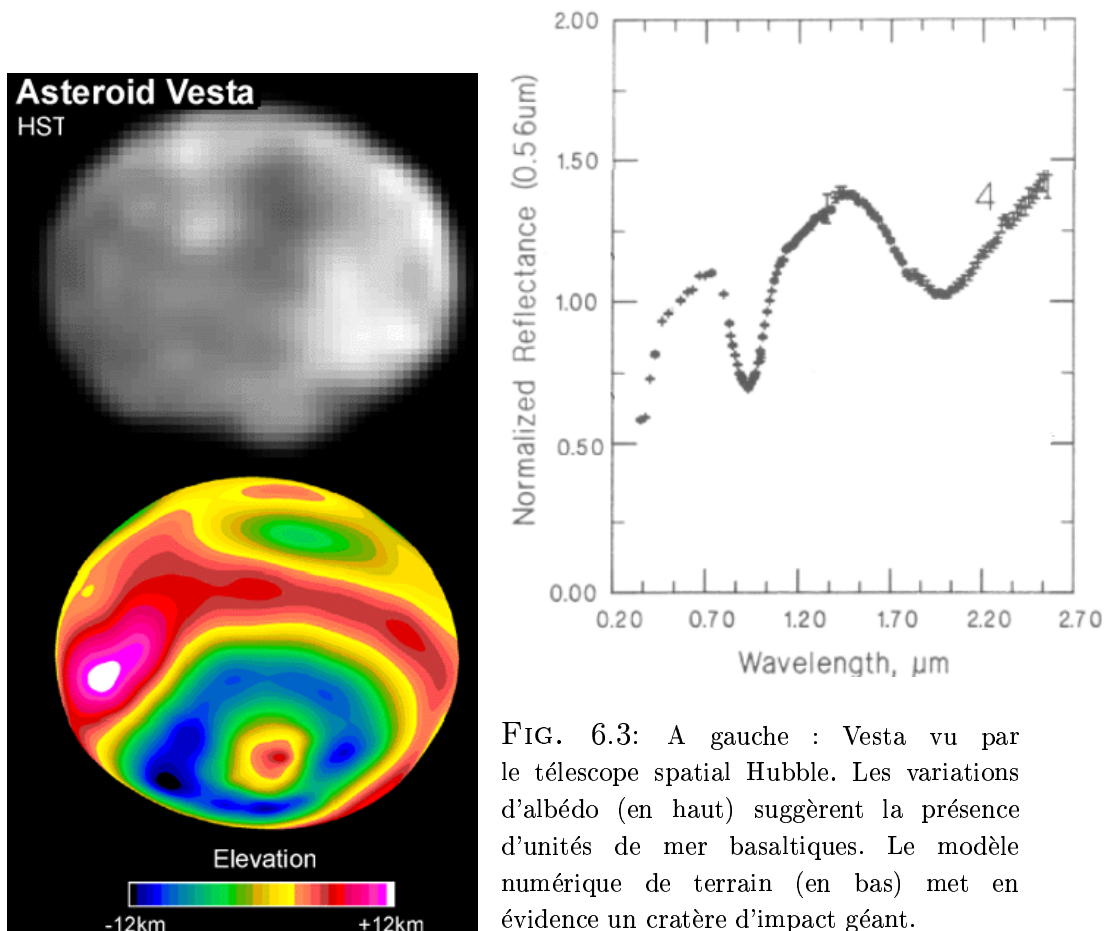


FIG. 6.3: A gauche : Vesta vu par le télescope spatial Hubble. Les variations d'albédo (en haut) suggèrent la présence d'unités de mer basaltiques. Le modèle numérique de terrain (en bas) met en évidence un cratère d'impact géant.

Au dessus : spectre télescopique intégré de 4 Vesta. D'après Gaffey (1983)

minéralogique (Gaffey, 1976, Chapman & Gaffey, 1977, McFadden et al., 1984, Bell et al., 1988, Gaffey et al., 1989). Par contre, le lien entre météorites et astéroïdes est resté ambigu, d'autres études ayant montré qu'à part pour Vesta, il était difficile, voire impossible, de comparer directement les propriétés spectrales des astéroïdes à celle des météorites (Britt et al., 1992, Clark et al., 1992, Fanale et al., 1992). Les différences peuvent être dues soit aux modes d'observation (est-il vraiment légitime de comparer directement une poudre de météorite synthétisée en laboratoire avec un spectre intégré d'un astéroïde de plusieurs kilomètres?), soit aux processus d'évolution tels que les effets optiques de l'altération spatiale. Le problème du rattachement des météorites aux astéroïdes revient en quelque sorte à comparer un spectre de roche lunaire avec un spectre de régolite lunaire : comme on l'a vu précédemment, les spectres "bruts" sont très différents.

Si la question de la présence ou non de processus d'altération reste très débattue, les observations récentes des astéroïdes de type S 951 Gaspra (figure 6.4 à gauche) et

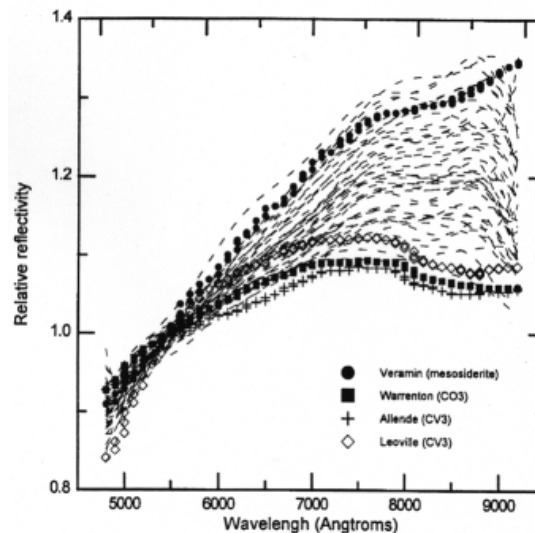


FIG. 6.4: A gauche : Gaspra vu par la sonde Galileo. A droite : Spectres des astéroïdes de la famille de Eos, de 3 chondrites carbonées et d'une mésosidérite, d'après Doressoundiram (1997).

243 Ida par la sonde Galileo renforce l'hypothèse que les processus d'altération spatiale ont bien lieu à la surface des astéroïdes (Pieters et al., 1993a, Chapman, 1996). Les effets spectraux, observés dans le domaine 0.4-1.0 μm , sont similaires à ceux observés dans le cas de la Lune (diminution de la réflectance, du contraste spectral, et augmentation de la pente du continuum), mais avec une amplitude plus faible. De plus, des simulations de laboratoire effectuées par Moroz et al. (1996) montrent que l'on peut rendre le spectre d'une chondrite ordinaire similaire à celui d'un astéroïde de type S lorsqu'on l'expose à un rayonnement recréant les conditions de l'altération spatiale (voir aussi Hapke, 2000). D'après Hapke (2000), il n'y a donc finalement pas de raison pour dire que les astéroïdes de type S (silicatés) ne sont pas les corps parents des chondrites ordinaires. L'observation des spectres des astéroïdes de la famille de Eos semble également confirmer la présence d'altération spatiale, bien que dans ce cas la présence de variations de composition soit aussi une source majeure de variations (Doressoundiram, 1997). Les astéroïdes de la famille de Eos forment une famille dynamique, ce qui suggère une origine commune vraisemblablement due à l'éclatement d'un seul corps parent. Les différences spectrales observées (figure 6.4 à droite) mettent en évidence d'une part des variations de composition, qui proviendraient d'une différenciation partielle de l'astéroïde parent, d'autre part de possibles effets dus à l'altération spatiale (Doressoundiram, 1997).

On voit donc qu'il se dégage deux visions contradictoires. L'étude de la Lune montre que les phénomènes de maturation ont lieu partout, aussi bien dans les régions de mer que de continents. Pourquoi ces processus n'auraient-ils pas eu lieu à la surface de Vesta, alors qu'on les observe partout ailleurs ? La meilleure image de Vesta, acquise par le télescope spatial Hubble (figure 6.3), montre la présence de structures claires et sombres, pouvant correspondre à l'équivalent des mers lunaires, ainsi qu'un cratère d'impact géant de 450 km de diamètre (alors que le diamètre de Vesta est de 530 km !). Si cet impact a eu lieu relativement récemment, on peut alors faire l'hypothèse que les éjectas ont recouvert la quasi-totalité de la surface, ce qui expliquerait que le spectre de la figure 6.3, intégré sur toute la surface, soit caractéristique de matériaux basaltiques non altérés (voir la ressemblance avec le spectre de la roche lunaire 14063 de la figure 2.8). On sait que Vesta, d'une densité voisine de 4, est différencié. L'impact géant aurait pu excaver une partie du manteau de l'astéroïde, ce qui expliquerait les signatures spectrales observées. Ces signatures peuvent aussi s'expliquer par d'anciens épanchements de laves basaltiques, correspondant aux régions sombres. Mais alors, comment expliquer leur immaturité apparente ? Quoi qu'il en soit, les informations actuelles dont nous disposons sont trop peu nombreuses pour reconstituer de manière précise l'histoire mouvementée de Vesta.

La problématique de l'interprétation de spectres non résolus spatialement est la même que celle abordée dans le cas lunaire : comment peut-on séparer l'influence des contributions de l'altération spatiale et de la composition minéralogique pour expliquer les variations spectrales observées ? Comme on l'a vu au chapitre 5, une bonne approche consiste à isoler, sur des images à haute résolution, des petits cratères frais pour être sûr qu'il n'y a pas de variation de composition. C'est l'approche en partie utilisée par Chapman (1996) pour Ida et Gaspra, à partir d'images multispectrales entre 0.4 et 1.0 μm . On a vu également que la pente du continuum, qui nécessite d'étendre le domaine spectral au moins jusqu'à 1.5 μm , fournit une bonne évaluation du degré d'altération des sols. Les premières données de ce type, ayant à la fois une bonne résolution spatiale, et une bonne résolution spectrale dans le domaine 0.8-2.5 μm , sont actuellement en cours d'acquisition par la sonde américaine NEAR en orbite autour de l'astéroïde 433 Eros. Ces observations devraient permettre de mettre en évidence les phénomènes d'altération de la surface de manière plus précise. Des mesures d'inertie thermique, effectuées depuis la Terre en 1975 lors du passage de 433 Eros à 0.15 UA de la Terre, ont déjà révélé la présence d'un régolite (Zellner, 1976, Morrison, 1976). La résolution des meilleures images de 433 Eros est actuellement de quelques mètres (cf. figure 6.5). La sonde possède une caméra multispectrale (7 filtres entre 450 et 1050 nm), ainsi qu'un spectromètre infrarouge couvrant le domaine 0.8-2.5 μm . Ces instruments donnent pour la première fois accès à des spectres résolus de

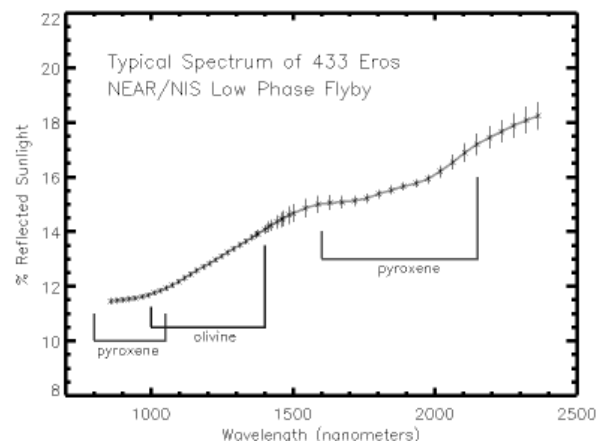
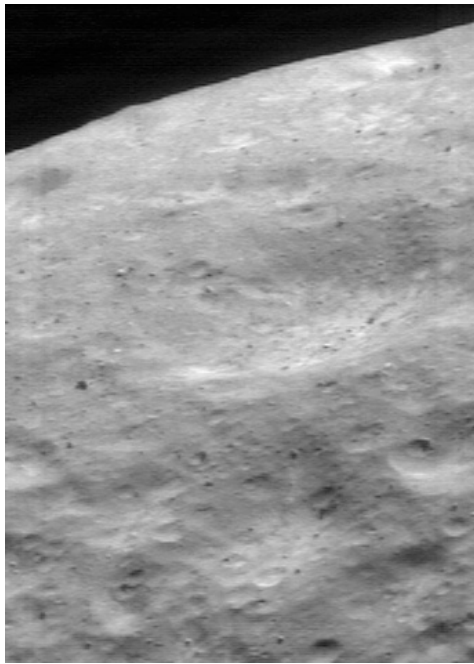


FIG. 6.5: A gauche : l'astéroïde 433 Eros vu par la sonde NEAR. A droite : spectre de 433 Eros acquis par la sonde NEAR. On reconnaît les absorptions caractéristiques des minéraux mafiques.

la surface d'un astéroïde dans une telle gamme spectrale (figure 6.5). En effet, lors du survol de Gaspra et Ida par la sonde Galileo, il fallait 8 secondes au spectro-imageur NIMS pour acquérir un spectre complet. Etant donné la vitesse de la sonde (~ 16 km/s), il n'a donc pas été possible de réaliser de spectre exploitable de la surface. En revanche, les instruments à bord de la sonde NEAR, en orbite de plus en plus basse autour d'Eros, offrent la possibilité de tester l'approche décrite au chapitre 5, dans la mesure où ils couvrent la même gamme spectrale que Clementine. Il sera intéressant d'extraire des spectres de petits cratères frais et de leurs environs, et de voir si l'on observe des variations systématiques des paramètres spectraux tels que la profondeur de bande à $1 \mu\text{m}$ et la pente du continuum. On voit déjà sur le spectre de la figure 6.5 que l'on retrouve les bandes à 1 et $2 \mu\text{m}$ des minéraux mafiques, et que le canal à $1.5 \mu\text{m}$ donne encore une bonne estimation du continuum dans la partie infrarouge. Ce spectre présente des caractéristiques proches de celles des matériaux de mer submatures. Etant donnée la forme très irrégulière de la surface d'Eros, il faudra prendre en compte les effets photométriques pour comparer les spectres acquis dans des régions très différentes. Les images à haute résolution révèlent également des différences de composition, dont l'origine ne semble pas être liée uniquement au vieillissement de la surface. La méthode de décorrélation entre composition et maturité des sols développée au chapitre 5 devrait fournir une indication qualitative sur la teneur en fer et le degré d'altération des sols observés, même si certains paramètres sont encore mal connus. Par contre, il faudra bien sûr attendre que ces données soient dans le domaine publique pour le dire...

Quant à l'avenir, la sonde Rosetta, ayant à son bord le spectro-imageur VIRTIS, survolera les astéroïdes 4979 Otawara et 140 Siwa en 2006 et 2008. Otawara est un tout petit astéroïde de type S de 2,6 à 4 km de diamètre, appartenant justement à la famille de Vesta. Siwa est un astéroïde de type C de 110 km de diamètre, ce qui permettra d'approfondir le lien éventuel avec les chondrites carbonées. Enfin, des projets sont en cours d'étude à l'ESA pour envoyer une sonde vers Vesta, un survol étant possible en 2011 (projet "Master").

6.4 Etude de la minéralogie de Mars

Mars, qui fait l'objet d'un grand programme d'exploration, représente un des enjeux majeurs de la prochaine décennie. Mars possède une place à part au sein de la famille du système solaire. Elle est passée par tous les stades de l'évolution géologique. Contrairement à la Terre, sa surface garde la trace des principaux processus ayant marqué l'histoire d'une planète tellurique active (cratérisation intense de la croûte primitive, apparition d'une croûte secondaire par altération des minéraux primaires en présence d'une atmosphère, volcanisme, présence de calottes polaires). Mars est deux fois plus grande que la Lune, d'où le fait qu'elle soit géologiquement plus évoluée, mais elle est aussi deux fois plus petite que la Terre, ce qui en fait un astre aujourd'hui éteint, expliquant notamment la fin prématurée de l'activité volcanique par épuisement de la source de chaleur interne. D'après l'étude des images à haute résolution de la sonde Mars Global Surveyor, actuellement en orbite autour de Mars, les coulées de lave les plus jeunes pourraient dater de quelques dizaines de millions d'années seulement (McEwen et al., 1999). L'absence de tectonique de plaques généralisée a préservé des terrains anciens très cratérisés vieux de ~ 3.8 milliards d'années, sur lesquels on observe des traces d'écoulements, témoins fossiles de la présence d'eau liquide et donc d'une atmosphère dense. La plus grande partie de l'atmosphère a aujourd'hui disparu, mais on pense que de l'eau est toujours présente dans le sol, emprisonnée sous forme de pergélisol et dans les calottes polaires, ou encore adsorbée par les minéraux. Des modèles prédisent que le CO_2 , gaz à effet de serre initialement présent dans l'atmosphère, a été progressivement assimilé dans le sol sous forme de carbonates en présence d'eau liquide, comme c'est le cas sur Terre, mais que ce CO_2 n'a pas pu être recyclé du fait de l'absence de zones de subductions (Pollack et al., 1987). L'atmosphère se serait ainsi raréfiée, jusqu'à atteindre la situation actuelle (pression de ~ 7 millibars). La température et la pression sont maintenant telles que l'eau, nécessaire sous la phase liquide pour former les carbonates, ne peut plus exister que sous forme de glace ou de vapeur. Les toutes dernières images de la sonde Mars Global Surveyor relancent cependant le débat sur ce dernier point, semblant indiquer

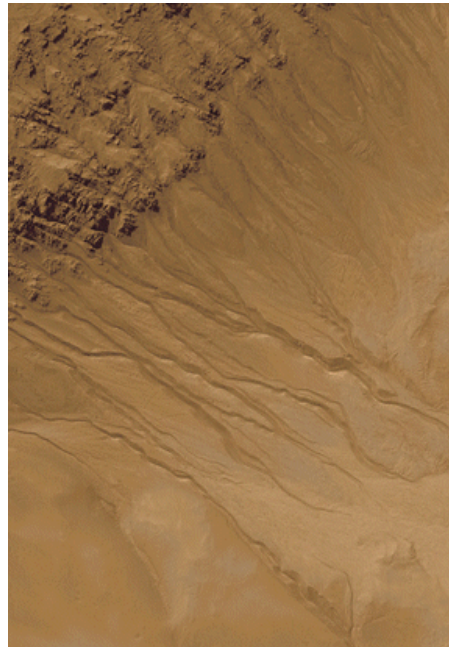


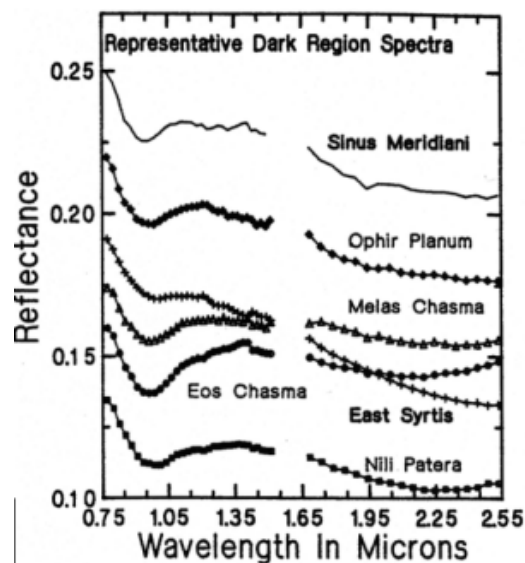
FIG. 6.6: Au dessus : Le bassin Argyre. Ces régions très cratérisées de l'hémisphère sud ressemblent aux highlands lunaires
A droite : traces d'écoulement à la surface, suggérant la présence d'eau liquide (Malin et Edgett, 2000)

que de l'eau a coulé récemment (au sens géologique du terme) à certains endroits (Malin et Edgett, 2000). Par contre, aucune détection non ambiguë de carbonates n'a encore été effectuée à ce jour...

L'étude de Mars est en quelque sorte l'étape suivante dans le raisonnement fixé au départ, dans la mesure où l'on retrouve des similitudes avec la Lune, mais aussi cette fois des différences dues principalement à la présence d'une atmosphère ténue (gaz + aérosols) et d'une minéralogie plus évoluée. L'application et le développement de méthodes telles que celles utilisées dans le cas lunaire devront donc prendre en compte ces différences. On observe sur Mars une dichotomie entre les terrains anciens très cratérisés de l'hémisphère sud, et les grandes plaines de l'hémisphère nord, principalement recouvertes de poussières. L'étude des données du spectro-imageur ISM, à bord de la sonde Phobos 2 en 1988, a révélé la présence de matériaux basaltiques (clinopyroxènes, orthopyroxènes) dans les terrains anciens de l'hémisphère sud, ainsi que la présence de phases oxydées telles que l'hématite (Erard, 1991, Mustard et al., 1997). Ces données couvrent environ 15% de la surface de Mars, dans les régions équatoriales uniquement, avec une résolution spatiale de 20x20 km par pixels. Chaque pixel correspond à un spectre complet entre 0.77 et 3.16 μm . Les bandes à 1 et 2 μm des pyroxènes sont reconnaissables dans les spectres martiens de la figure 6.7. La présence d'oxydes de fer (Fe^{3+}) se traduit également par une faible absorption centrée vers 0.85 μm . Les données récentes de l'instrument TES (Thermal Emission Spectrometer), à bord de la sonde Mars Global Surveyor, confirment la présence de basaltes à partir de l'étude des spectres en émission thermique entre 6 et 50 μm

(Christensen et al., 2000, Banfield et al., 2000, Smith et al., 2000).

FIG. 6.7: Spectres ISM représentatifs des régions sombres de Mars. On reconnaît les bandes à 1 et 2 μm caractéristiques des pyroxènes. D'après Mustard et al. (1997).



L'interprétation des données spectrales martiennes se heurte au problème de l'identification des contributions respectives de la surface et de l'atmosphère. Si l'on peut modéliser assez précisément l'absorption des gaz atmosphériques, la diffusion par les aérosols est plus difficile à appréhender. La diffusion de la lumière par les poussières en suspension dans l'atmosphère va en effet modifier les spectres en introduisant un continuum négatif et en diminuant la profondeur des bandes d'absorption (Erard et al., 1994, Kirkland et al., 1997). On se retrouve dans une situation similaire au cas lunaire, où les critères spectraux (réflectance, profondeur des bandes et pente du continuum) dépendaient principalement de deux paramètres, la composition et le degré d'altération de la surface. Cette fois, la pente du continuum va être également contrôlée par l'atmosphère, et plus précisément par la diffusion sur les aérosols. La différence la plus grande vient du couplage entre la lumière diffusée et la lumière réfléchie.

La sonde Mars Express, dont le lancement est prévu en 2003, aura à son bord le spectro-imageur OMEGA. Cet instrument devrait fournir une cartographie complète de la surface de Mars, avec une résolution spatiale pouvant atteindre 350 mètres par pixel. Chaque pixel correspondra à un spectre complet entre 0.3 et 5.2 μm , ayant une résolution spectrale entre 13 et 20 nm. La gamme spectrale donne donc un accès potentiel à tous les silicates, oxydes, minéraux hydratés et sels (carbonates, nitrates, sulfates,...). Ces informations seront essentielles pour retracer l'histoire géologique et l'évolution de la planète. Bien que les effets d'altération soient mal connus et que les bandes des silicates et des oxydes se recouvrent partiellement, il devrait être possible d'utiliser les différentes absorptions caractéristiques pour déterminer le pourcentage

relatif de fer contenu dans les minéraux mafiques et les phases oxydées, comme cela a été fait pour la Lune. Il devrait également être possible d'extrapoler la connaissance locale de quelques sites (Viking 1 et 2, Pathfinder, et les sites futurs) à l'ensemble de la planète. On a vu que dans le cas lunaire, le fait de disposer de spectres d'échantillons représentatifs d'un site donné est un avantage majeur pour étalonner et interpréter les données orbitales. Dans le cas de Mars, il serait extrêmement intéressant de disposer d'instruments permettant de réaliser in situ le spectre d'un échantillon de sol représentatif d'une région donnée, afin de fournir une vérité terrain permettant de valider l'interprétation des spectres acquis en orbite dans une gamme spectrale similaire. L'atterrisseur de la sonde Rosetta sera équipé d'un tel instrument (CIVA). Des études sont actuellement en cours à l'IAS pour adapter l'instrument CIVA à l'environnement martien.

L'analyse des données du spectro-imageur OMEGA sera un élément essentiel dans le processus de sélection de sites d'atterrissages pertinents pour les missions futures telles que Mars Sample Return ou Netlander. La phase d'étalonnage au sol de l'instrument (courant 2001 à l'IAS) permettra d'approfondir le lien entre les spectres OMEGA et les propriétés spectrales et chimiques des sols observés. Cette phase de calibration offre l'occasion unique de travailler sur l'instrument avant qu'il ne soit lancé (ce qui aurait été utile dans le cas de la caméra NIR de Clementine!). Elle devrait permettre d'obtenir les premières données OMEGA sur des échantillons de minéraux bien caractérisés (analogues synthétiques de sols martiens à définir), fournissant ainsi une première "vérité terrain de laboratoire", et répondant en même temps à un besoin de librairie spectrale couvrant tout le domaine d'OMEGA (ainsi que de VIRTIS et de VIMS).

Conclusion

Ce travail de thèse, s'inscrivant dans le cadre général de la télédétection des surfaces planétaires à l'aide de techniques de spectro-imagerie, a abouti aux premiers résultats scientifiques utilisant les données infrarouges de la sonde Clementine. Le choix de la Lune comme sujet d'étude découle du contexte scientifique : la Lune est le seul corps du système solaire pour lequel on dispose à la fois d'échantillons et de données globales acquises en orbite, dans un cas où il n'y a pas d'atmosphère pour perturber les observations. Cette situation particulière permet de tester et de valider des méthodes d'analyse de données de spectro-imagerie dans un cas relativement simple, et notamment de faire un lien direct entre l'information fournie par les instruments en orbite et les propriétés spectrales et chimiques des sols observés (vérité terrain). J'ai en particulier étudié le problème de la détermination de la teneur en fer des sols observés. L'estimation de la teneur en fer est un paramètre essentiel pour contraindre les modèles de formation, dans la mesure où l'abondance du fer est anticorrélée à celle de l'aluminium et étroitement liée à l'abondance d'autres éléments réfractaires. Dans le cas de la Lune, la teneur en fer moyenne semble confirmer que la Lune est enrichie en éléments réfractaires par rapport à la Terre, ce qui exclut les scénarios de formation basés sur une origine commune (fission ou co-accrétion), mais reste cohérent avec le scénario d'impact géant (Lucey et al., 1995).

L'originalité de ce travail repose sur l'utilisation des données infrarouges de la sonde Clementine (caméra NIR), qui n'ont pas d'équivalent en termes de couverture et de résolution spatiale, dans un domaine spectral donnant accès aux principales absorptions caractéristiques des minéraux lunaires (1.1-2.78 μm). La situation de départ, en septembre 1997, était simple : les données étaient en accès libre sur internet depuis 1995. Malgré cela, à l'exception d'un paragraphe dans McEwen et al. (1994), aucun résultat scientifique n'avait été publié sur ces données, du fait de problèmes majeurs d'étalonnage. Depuis 1994, l'exploitation des données de la voie visible de Clementine (caméra UVVIS) fournissait pourtant des résultats spectaculaires (Pieters et al., 1994, McEwen et al., 1994, Lucey et al., 1995). J'ai montré dans un premier temps que l'on pouvait, malgré les problèmes instrumentaux, étalonner les données infrarouges dans des zones présentant un intérêt majeur. L'approche qui a été développée sert maintenant de point de comparaison à l'équipe en charge de l'étalonnage de l'ensemble du jeu de données. Le travail préliminaire de réduction des données infrarouges a ensuite permis d'ouvrir un champ d'investigation très large. Les données NIR, six ans après la fin de la mission, peuvent en effet être considérées comme des données "fraîches", dans la mesure où la phase d'étalonnage (toujours en cours pour l'ensemble du jeu de données) les a privées de toute exploitation par la communauté scientifique. Une fois la barrière de l'étalonnage franchie, j'ai ensuite pu montrer que, grâce à ces données, on allait avoir accès à des informations scientifiques inédites permettant de

résoudre des problèmes liés à l'identification des minéraux et à la connaissance de la composition de la surface lunaire.

J'ai notamment montré sur deux cas précis que les données NIR permettent de détecter la présence d'olivine en surface (régions des cratères Aristarchus et Copernicus). L'olivine, bien que présente dans les échantillons lunaires, n'a jusqu'à présent que très rarement été détectée comme constituant majoritaire par les méthodes de télédétection (Tompkins & Pieters, 1999). L'olivine, qui se forme dans des conditions de température et de pression bien précises, est principalement associée au manteau lunaire. Sa détection en surface fournit donc des contraintes fortes sur la mise en place des terrains, ainsi que sur la composition de la croûte et du manteau. Dans le cas d'Aristarchus, nous avons montré la répartition de zones dominées par l'olivine sur les flancs du cratère. J'ai montré à cette occasion que la zone la plus riche en olivine est située en dehors des zones étudiées lors des observations télescopiques antérieures. La seule zone comparable en extension et en composition connue est le pic central du cratère Copernicus (Pieters et Wilhelms, 1985 ; Pinet et al., 1993). J'ai également pu étudier la distribution de l'olivine dans Copernicus grâce aux données infrarouges de Clementine.

L'interprétation des spectres lunaires est rendue difficile par l'ambiguïté existant entre les effets optiques dus à la composition intrinsèque des sols (teneur en fer et titane notamment) et ceux induits par le vieillissement de la surface (maturation et formation d'un régolite). J'ai réalisé une étude systématique des propriétés spectrales et chimiques des échantillons lunaires, couplée à l'étude des propriétés des spectres UVVIS-NIR de Clementine au voisinage de cratères récents dans des zones de mer et de continents. Cette étude a débouché sur la mise en place d'une nouvelle méthode permettant, à partir des spectres, de calculer la teneur en fer des sols observés. La nouvelle approche développée s'affranchit de la limite principale de la méthode de cartographie du fer de Lucey et al. (1995), méthode très employée dans la communauté et basée sur les données Clementine UVVIS seules, mais dont le résultat est biaisé par les pentes locales. Après avoir validé cette nouvelle méthode de cartographie du fer dans le cas de la Lune, je l'ai appliquée à un spectre télescopique de Mercure, ce qui donne une estimation de la teneur en FeO moyenne de la surface de Mercure de 3-4 %, estimation cohérente avec les études précédentes de Blewett et al. (1997b) et Jeanloz et al. (1995).

Les années à venir nous promettent un important retour de données de spectro-imagerie, permettant de mettre à profit l'expérience acquise dans le cas lunaire. Les perspectives les plus directes sont l'étude de la Lune elle-même à partir des missions Smart 1 (2003) et Selene (2004), l'étude des propriétés spectrales de la surface des astéroïdes (données NEAR, actuellement en orbite autour de Eros, survol de

Siwa par Rosetta en 2008, et éventuellement survol de Vesta par Master), et l'étude de la minéralogie de Mercure (Bepicolombo en 2009). Bien que la problématique soit différente, les techniques employées pour l'étude des données de spectro-imagerie des systèmes de Jupiter (Galileo), de Saturne (Cassini), ou bien encore des noyaux cométaires (Rosetta) sont les mêmes. Enfin, parmi les projets d'exploration des années à venir, Mars représente un enjeu majeur. Le spectro-imageur OMEGA à bord de la sonde Mars Express doit réaliser en 2003-2004 une cartographie de la quasi-totalité de la surface martienne entre 0.4 et 5.2 μm , avec une résolution spatiale pouvant atteindre 350 m/pixels. L'analyse des données OMEGA, et la comparaison avec la vérité terrain des sites d'atterrissage (Viking, Pathfinder, Mars Sample Return) devrait permettre d'élaborer des techniques d'analyse similaires à celles utilisées pour l'étude de la Lune, dans le but d'étendre la connaissance de la composition de quelques sites à l'échelle globale de la planète. Ces techniques devront cette fois prendre en compte la difficulté supplémentaire liée à la présence d'une atmosphère qui complique l'analyse des propriétés minéralogiques et spectrales de la surface. Afin d'optimiser le retour scientifique d'OMEGA, la phase d'étalonnage au sol de l'instrument à l'IAS sera mise à profit pour étudier le lien entre les propriétés spectrales et chimiques d'échantillons de minéraux (analogues de sols martiens) bien caractérisés et les spectres obtenus avec OMEGA.



FIG. 6.8: Vision futuriste de l'exploration lunaire...

Liste des publications associées à ce travail

Publications dans des revues de rang A :

1. Le Mouélic S., Langevin Y. and S. Erard, A new data reduction approach for the Clementine NIR data set. Application to Aristillus, Aristarchus and Kepler, *J. Geophys. Res.*, **104**, 3833-3843, 1999.
2. Le Mouélic S., Langevin Y. and S. Erard, The distribution of olivine in the crater Aristarchus inferred from clementine NIR data, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, p. 1195-1198, 1999.
3. Le Mouélic S., Langevin Y., Erard S., Pinet P., Chevrel S. and Y. Daydou, Discrimination between maturity and composition of lunar soils from integrated Clementine UVVIS/NIR data. Application to the Aristarchus Plateau, *J. Geophys. Res.*, **105**, 9445, 2000.
4. Le Mouélic S., Langevin Y., Olivine at Copernicus as seen by Clementine NIR data, *Planet. Space Sci.*, sous presse.

Autres publications et communications :

1. Le Mouélic S., Langevin Y, Erard S., Integration of Clementine UVVIS and NIR data on Copernicus crater, *Lunar Planet Sci XXXI*, Houston, 2000. (poster)
2. Le Mouélic S., Langevin Y, Erard S., Mapping FeO content on the lunar surface with integrated Clementine UVVIS and NIR data, *EGS XXV*, Nice, 2000. (poster)
3. Erard S., Le Mouélic S., Near infrared observations of Jupiter and Saturn at Pic du Midi, *EGS XXV*, Nice, 2000.
4. Le Mouélic S., Minéralogie de la Lune étudiée par spectro-imagerie visible et proche infrarouge, *RST 18*, Paris, 2000. (communication orale)
5. Le Mouélic S., Langevin Y, Erard S., Discrimination between olivine and py-

roxene from Clementine NIR data : Application to Aristarchus crater, *Lunar Planet. Sci. XXX*, abstract n ° 1098, Houston, 1999. (communication orale)

6. Le Mouélic, S., Langevin, Y., Erard, S., Pinet P., Chevrel, S. Daydou, Y., Discrimination between maturity and composition from integrated Clementine UVVIS and NIR data, *In Workshop on New Views of the Moon II*, Flagstaff, 1999. (communication orale)

7. Erard S., Le Mouélic S., Langevin Y., Automatic classification of spectral units in the Aristarchus plateau, *DPS*, abstract n ° 38.02, 1999.

8. Pinet P., Chevrel, S. Daydou, Y., Le Mouélic, S., Langevin, Y., Erard, S., Aristarchus crater spectroscopic heterogeneity from Clementine UV-VIS-NIR data, *Lunar Planet. Sci. XXX*, abstract n ° 1555, 1999.

9. Le Mouélic S., Langevin Y, Erard S., Analysis of clementine NIR data set. Application to Aristarchus and Tsiolkovsky, *Lunar Planet. Sci. XXIX*, abstract n ° 1183, 1998. (poster)

10. Le Mouélic S., Langevin Y, Erard S., Analyse des données infrarouges de la sonde Clementine. *Actes du 2ème colloque national de planétologie de l'INSU*, Grenoble, 1998. (communication orale)

Références

- Adams, J. B. & McCord, T. B. *remote sensing of lunar surface mineralogy : implications from visible and near-infrared reflectivity of Apollo 11 samples*, 1970, *Geochim. Cosmochim. Acta, suppl.*, **1**, 1937–1945.
- Adams, J. B. & McCord, T. B. *Electronic spectra of pyroxenes and interpretation of telescopic spectral reflectivity curves of the Moon*, 1972, *Proc. Lunar. Sci. Conf.*, **3rd**, 3024–3034.
- Adams, J. B., Horz, F. & Gibbons, R. V. *Effects of shock-loading on the reflectance spectra of plagioclase, pyroxene, and glass*, 1979, *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **10**, 1–3.
- Adams, J. B. *Visible and near-infrared diffuse reflectance spectra of pyroxenes as applied to remote sensing of solid objects in the solar system*, 1974, *J. Geophys. Res.*, **79**, 4829–4836.
- Allen, C. C., Morris, R. V., jr Lauer, H. V. & McKay, D. S. *Microscopic iron metal on glass and minerals - a tool for studying regolith maturity*, 1993, *Icarus*, **104**, 291–300.
- Baldwin, R. B. 1963, *The measure of the Moon*. University of Chicago.
- Banfield, J., Christensen, P. & Smith, M. *Spectral data set factor analysis and end-member recovery : Application to analysis of martian atmospheric particulates*, 2000, *J. Geophys. Res.*, **105**, 9573–9588.
- Bell, P. M., Mao, H. K. & Weeks, R. A. *Optical spectra and electron paramagnetic resonance of lunar and synthetic glasses - a study of the effects of controlled atmosphere, composition, and temperature*, 1976, *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **7th**, 2543–2559.
- Bell, J. F., Owensby, P. D., Hawke, B. R. & Gaffey, M. J. *The 52-color asteroid survey : Final results and interpretation*, 1988, *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **19**, 57–58.
- Binder, A. B. *Lunar Prospector : Overview*, 1998, *Science*, **281**, 1475–1476.
- Blewett, D. T., Lucey, P. G., Hawke, B. R. & Jolliff, B. L. *Clementine images of the lunar sample-return stations : Refinement of FeO and TiO₂ mapping techniques*, 1997a, *J. Geophys. Res.*, **102**, 16319–16325.
- Blewett, D. T., Lucey, P. G., Hawke, B. R. & Jolliff, B. L. *FeO mapping of the Moon - refinement using images of the sample-return stations*, 1997b, *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **28**, 121–122.
- Borg, J., Chaumont, J., Langevin, Y., Maurette, M. & Jouret, C. *Solar wind radiation damage in lunar dust grains and the characteristics of the ancient solar wind*, Dans *The ancient sun*, pages 431–461. Pergamon Press, 1980.

- Britt, D. T., Tholen, D. J., Bell, J. F. & Pieters, C. M. *Comparison of asteroid and meteorite spectra - classification by principal component analysis*, 1992, *Icarus*, **99**, 153–166.
- Buckingham, W. F. & Sommer, S. E. *Mineralogical characterization of rock surfaces formed by hydrothermal alteration and weathering : Application to remote sensing*, 1983, *Econ. Geol.*, **78**, 664–674.
- Burns, R. G., Parkin, K. M., Loeffler, B. M., Leung, I. S. & Abu-Eid, R. M. *Further characterization of spectral features attributable to titanium on the Moon*, 1976, *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **7th**, 2561–2578.
- Bussey, D. B. J., Spudis, P. D. & Robinson, M. S. *Illumination conditions at the lunar south pole*, 1999, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1187.
- Chabrilat, S. *Discrimination lithologique par spectro-imagerie visible-proche infrarouge aéroportée ; Application au massif péridotitique de Ronda (Espagne)*. thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse III, 1995.
- Chapman, C. R. & Gaffey, M. J. *Reflectance spectra for 277 asteroids*, Dans Gehrels, T. & Matthews, M. S, editeurs, *Asteroids*, pages 655–687, Tucson, 1977. University of Arizona Press.
- Chapman, C. R. *S-type asteroids, ordinary chondrites, and space weathering : The evidence from Galileo's fly-bys of Gaspra and Ida*, 1996, *Meteoritics*, **31**, 699–725.
- Charette, M. P. & Adams, J. B. *Spectral reflectance of lunar highland rocks*, 1977, *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **8**, 172–173.
- Charette, M. P., McCord, T. B., Pieters, C. & Adams, J. B. *Application of remote spectral reflectance measurements to lunar geology classification and determination of titanium content of lunar soils*, 1974, *J. Geophys. Res.*, **79**, 1605–1613.
- Chevrel, S. *Caractérisation de la minéralogie de surface de la Lune et de Mars par imagerie multispectrale CCD*. thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, 1990.
- Chevrel, S. D., Pinet, P. C., Barreau, G., Daydou, Y., Richards, G., Maurice, S. & Feldman, W. C. *Integration of the ultraviolet-visible spectral Clementine data and the gamma-ray Lunar Prospector data : Preliminary results concerning FeO, TiO₂, and Th abundances of the lunar surface at global scale*, 1999a, Workshop on New Views of the Moon II : Understanding the Moon Through the Integration of Diverse Datasets, held September 22-24, 1999, Flagstaff, Arizona, abstract no. 8029.
- Chevrel, S. D., Pinet, P. C. & Head, J. W. *Gruithuisen domes region : A candidate for an extended nonmare volcanism unit on the Moon*, 1999b, *J. Geophys. Res.*, **104**, 16515–16529.

- Christensen, P. R., Banfield, J. L., Smith, M. D., Hamilton, V. E. & Clark R. N. *Identification of a basaltic component on the martian surface from thermal emission spectrometer data*, 2000, *J. Geophys. Res.*, **105**, 9609–9621.
- Cintala, M. J. *Impact-induced thermal effects in the lunar and mercurian regoliths*, 1992, *J. Geophys. Res.*, **97**, 947–973.
- Clark, R. N. & Roush, T. L. *Reflectance spectroscopy - quantitative analysis techniques for remote sensing applications*, 1984, *J. Geophys. Res.*, **89**, 6329–6340.
- Clark, B. E., Fanale, F. P. & Salisbury, J. W. *Meteorite-asteroid spectral comparison - the effects of comminution, melting, and recrystallization*, 1992, *Icarus*, **97**, 288–297.
- Cloutis, E. A., Gaffey, M. J., Jackowski, T. L. & Reed, K. L. *Calibrations of phase abundance, composition, and particle size distribution for olivine-orthopyroxene mixtures from reflectance spectra*, 1986, *J. Geophys. Res.*, **91**, 11641–11653.
- Cloutis, E. A., Smith, D. G. W., Lambert, R. S. J. & Gaffey, M. J. *Reflectance spectra of glass-bearing mafic silicate mixtures and spectral deconvolution procedures*, 1990, *Icarus*, **86**, 383–401.
- Crown, D. A. & Pieters, C. M. *Spectral properties of plagioclase and pyroxene mixtures and the interpretation of lunar soil spectra*, 1987, *Icarus*, **72**, 492–506.
- Davies, D. W., Johnson, T. V. & Matson, D. L. *Lunar multispectral imaging at 2.26 microns - first results*, 1979, *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **10th**, 1819–1828.
- Davis, J. C. 1973, *Statistics and data analysis in geology*. New York.
- Dence, M. R. *The contribution of major impact processes to lunar crustal evolution*, 1977, *Phil. Trans. Royal Soc. London*, **A285**, 259–265.
- Doressoundiram, A. *Origine collisionnelle des familles d'astéroïdes et des systèmes binaires : étude spectroscopique et modélisation numérique*. thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Observatoire de Meudon, 1997.
- Elphic, R. C., Lawrence, D. J., Feldman, W. C., Barraclough, B. L., Maurice, S., Binder, A. B. & Lucey, P. G. *Lunar Fe and Ti abundances : Comparison of Lunar Prospector and Clementine data*, 1998, *Science*, **281**, 1493–1496.
- Erard, S., Mustard, J., Murchie, S., Bibring, J. P., Cerroni, P. & Caradini, A. *Martian aerosols : near-infrared spectral properties and effects on the observation of the surface*, 1994, *Icarus*, **111**, 317–337.
- Erard, S. *Minéralogie des surfaces de Mars et Phobos : étude par spectro-imagerie infrarouge en orbite*. thèse de doctorat, Université Paris VII, Paris, 1991.

- Fanale, F. P., Clark, B. E. & Bell, J. F. *A spectral analysis of ordinary chondrites, S-type asteroids, and their component minerals - genetic implications*, 1992, *J. Geophys. Res.*, **97**, 20863–20874.
- Feldman, W. C., Maurice, S., Binder, A. B., Barraclough, B. L., Elphic, R. C. & Lawrence, D. J. *Fluxes of fast and epithermal neutrons from Lunar Prospector : Evidence for water ice at the lunar poles*, 1998, *Science*, **281**, 1496–1500.
- Fischer, E. M. & Pieters, C. M. *Remote determination of exposure degree and iron concentration of lunar soils using vis-nir spectroscopic methods*, 1994, *Icarus*, **111**, 475–488.
- Fischer, E. M. & Pieters, C. M. *Composition and exposure age of the Apollo 16 Cayley and descartes regions from Clementine data : Normalizing the optical effects of space weathering*, 1996, *J. Geophys. Res.*, **101**, 2225–2234.
- G. Heiken, D. V. & eds, F. B. M, editeurs. 1991, *The Lunar Sourcebook. A user's guide to the Moon*. Cambridge University Press.
- Fischer, E. M. & Pieters, C. M. *Compositional analyses of small lunar pyroclastic deposits using Clementine multispectral data*, 2000, *J. Geophys. Res.*, **105**, 4245–4262.
- Gaffey, M. J., Bell, J. F. & Cruikshank, D. P. *Reflectance spectroscopy and asteroid surface mineralogy*, Dans Binzel, R., Gehrels, T. & Matthews, M, editeurs, *Asteroids II*, pages 98–127, Tucson, 1989. University of Arizona Press.
- Gaffey, M. J. *Spectral reflectance characteristics of the meteorite classes*, 1976, *J. Geophys. Res.*, **81**, 905–920.
- Gaffey, M. J. *The asteroid (4) Vesta : rotational spectral variations, surface material heterogeneity, and implications for the origin of the basaltic achondrites*, 1983, *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **14**, 231–232.
- Gradie, J., Veverka, J. & Buratti, B. *The effects of scattering geometry on the spectrophotometric properties of powdered material*, 1980, *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **11th**, 799–815.
- Greeley, R., Kadel, S. D., Williams, D. A., Gaddis, L. R., Head, J. W., McEwen, A., Murchie, S. L., Engelbert, N., Neukum, G., Pieters, C. M., Sunshine, J. M., Wagner, R. & Belton, M. *Galileo imaging observations of Lunar Maria and related deposits*, 1993, *J. Geophys. Res.*, **98**, 17183–17206.
- Grieve, R. A. F. & Head, J. W. *The Manicouagan impact structure : an analysis of its original dimensions and form*, 1983, *J. Geophys. Res. Supplement*, **88**, 807–818.
- Grieve, R. A. F., Robertson, P. B. & Dence, M. R. *Constraints on the formation of ring impact structures, based on terrestrial data*, 1981, *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **12th**, 37–57.

- Guest, J. E. *Stratigraphy of ejecta from the lunar crater Aristarchus*, 1973, Geol. Soc. Am. Bull., **84**, 2873–2894.
- Hapke, B., Cassidy, W. & Wells, E. *Effects of vapor-phase deposition processes on the optical, chemical, and magnetic properties of the lunar regolith*, 1975, Moon, **13**, 339–353.
- Hapke, B. *Interpretations of optical observations of Mercury and the Moon*, 1977, Phys. Earth. Planet. Inter., **15**, 264–274.
- Hapke, B. *Bidirectional reflectance spectroscopy. i - theory*, 1981, J. Geophys. Res., **86**, 3039–3054.
- Hapke, B. *Bidirectional reflectance spectroscopy. iv - the extinction coefficient and the opposition effect*, 1986, Icarus, **67**, 264–280.
- Hapke, B. *Combined theory of reflectance and emittance spectroscopy*, Dans M., P. C. & P.A.J., E, editeurs, *Remote geochemical analysis : Elemental and mineralogical composition*. Cambridge University Press, 1993.
- Hapke, B. *How to turn OC's into S's : Space weathering in the asteroid belt*, 2000, Lunar Planet. Sci. Conf., **31**, 1087.
- Hartmann, W. K. & Davis, D. R. *Satellite-sized planetesimals and lunar origin*, 1975, Icarus, **24**, 504.
- Haskin, L. & Warren, P. *Lunar chemistry*, Dans G. Heiken, D. V. & eds, F. B. M, editeurs, *The Lunar Sourcebook. A user's guide to the Moon*. Cambridge University Press, 1991.
- Head, J. W. *Lunar volcanism in space and time*, 1976, Rev. Geophys. Space Phys., **14**, 265–300.
- Head, J. W. & Wilson, L. *Lunar mare volcanism- Stratigraphy, eruption conditions, and the evolution of secondary crusts*, 1992, Geochim. et Cosmochim. Acta, **56**, 2144–2175.
- Head, J. W., Murchie, S., Mustard, J. F., Pieters, C. M., Neukum, G., McEwen, A., Greeley, R., Engelbert, N. & Belton, M. *Lunar impact basins : New data for the western limb and far side (orientale and South Pole-Aitken basin) from the first Galileo flyby*, 1993, J. Geophys. Res., **98**, 17149–17182.
- Heiken, G. H., McKay, D. S. & Brown, R. W. *Lunar deposits of possible pyroclastic origin*, 1974, Geochim. Cosmochim. Acta., **38**, 1703–1718.
- Helfenstein, P. & Veverka, J. *Photometric properties of lunar terrains derived from Hapke's equation*, 1987, Icarus, **72**, 342–357.

- Hiroi, T., Pieters, C. M. & Morris, R. V. *New considerations for estimating lunar soil maturity from vis-nir reflectance spectroscopy*, 1997, Lunar Planet. Sci. Conf., **28**, 575–576.
- Horz, F., Grieve, R., Heiken, G., Spudis, P. & Binder, A. *lunar surface processes*, Dans G. Heiken, D. V. & eds, F. B. M, editeurs, *The Lunar Sourcebook. A user's guide to the Moon*. Cambridge University Press, 1991.
- Housley, R. M., Cirlin, E. H. & Grant, R. W. *Characterization of fines from the Apollo 16 site*, 1973, Lunar Planet. Sci. Conf., **4th**, 381.
- Irvine, W. M., Simon, T., Menzel, D. H., Pikoos, C. & Young, A. T. *Multicolor photoelectric photometry of the brighter planets. iii. observations from boyden observatory*, 1968, AJ, **73**, 807–828.
- Isbell, C. E., Eliason, E. M., Becker, T., Lee, E. M., McEwen, A. & Robinson, M. *The Clementine mission : An archive of a digital image model of the Moon*, 1997, Lunar Planet. Sci. Conf., **28**, 623–624.
- James, O. B. *Rocks of the early lunar crust*, 1980, Lunar Planet. Sci. Conf., **11th**, 365–393.
- Jaumann, R. *Spectral-chemical analysis of lunar surface materials*, 1991, J. Geophys. Res., **96**, 22,793–22,807.
- Jeanloz, R., Mitchell, D. L., Sprague, A. L. & De Pater, I. *Evidence for a basalt-free surface on Mercury and implications for internal heat*, 1995, Science, **268**, 1455–1457.
- Johnson, T. V., Saunders, R. S., Matson, D. L. & Mosher, J. A. *A TiO₂ abundance map for the northern maria*, 1977, Lunar Planet. Sci. Conf., **10th**, 1029–1036.
- Johnson, P. E., Smith, M. O. & Adams, J. B. *Quantitative analysis of planetary reflectance spectra with principal components analysis*, 1985, J. Geophys. Res. Supplement, **90**, 805–810.
- Johnson, J. R., Larson, S. M. & Singer, R. B. *A reevaluation of spectral ratios for lunar mare TiO₂ mapping*, 1991, Geophys. Res. Lett., **18**, 2153–2156.
- Jolliff, B. L., Gillis, J. G., Haskin, L. A., Korotev, R. L. & Wieczorek, M. A. *Major lunar terranes : Surface expressions and crust-mantle origins*, 2000, J. Geophys. Res., **105**, 4197–4216.
- Jolliff, B. L. *Clementine UVVIS multispectral data and the Apollo 17 landing site : What can we tell and how well ?*, 1999, J. Geophys. Res., **104**, 14123–14148.
- Keller, L. P. & McKay, D. S. *Discovery of vapor deposits in the lunar regolith*, 1993, Science, **261**, 1305–1037.

- Kirkland, L., Treiman, A. & Murchie, S. *Photometry of bright regions on mars - ISM results*, 1997, Lunar Planet. Sci. Conf., **28**, 729–730.
- Langevin, Y. & Arnold, J. R. *The evolution of the lunar regolith*, 1977, Annu. Rev. Earth Planet. Sci., **5**, 449–489.
- Langevin, Y. *The regolith of Mercury : present knowledge and implications for the Mercury Orbiter mission*, 1997, Planet. Space Sci., **45**, 31–37.
- Laskar, J. & Robutel, P. *The chaotic obliquity of the planets*, 1993, Nature, **361**, 608–612.
- Laskar, J., Joutel, F. & Robutel, P. *Stabilization of the Earth's obliquity by the Moon*, 1993, Nature, **361**, 615–617.
- Lawson, S. L., Jakosky, B. M., Park, H. S. & Mellon, M. T. *Brightness temperatures of the lunar surface : Calibration and global analysis of the Clementine long-wave infrared camera data*, 2000, J. Geophys. Res., **105**, 4273–4290.
- Lucey, P. G., Hawke, B. R., McCord, T. B., Pieters, C. M. & Head, J. W. *A compositional study of the Aristarchus region of the Moon using near-infrared reflectance spectroscopy*, 1986, J. Geophys. Res., **91**, 344.
- Lucey, P. G., Hawke, B. R. & Horton, K. *The distribution of olivine in the crater Copernicus*, 1991, Geophys. Res. Lett., **18**, 2133–2136.
- Lucey, P. G., Taylor, G. J. & Malaret, E. *Abundance and distribution of iron on the Moon*, 1995, Science, **268**, 1150.
- Lucey, P. G., Blewett, D. T., Johnson, J. L., Taylor, G. J. & Hawke, B. R. *Lunar titanium content from uv-vis measurements*, 1996, Lunar Planet. Sci. Conf., **27**, 781–782.
- Lucey, P. G., Blewett, D. T. & Hawke, B. R. *Mapping the FeO and TiO₂ content of the lunar surface with multispectral imagery*, 1998a, J. Geophys. Res., **103**, 3679.
- Lucey, P. G., Taylor, G. J. & Hawke, B. R. *FeO and tio₂ concentrations in the South Pole Aitken basin : Implications for mantle composition and basin formation*, 1998b, J. Geophys. Res., **103**, 3701–3708.
- Lucey, P. G., Taylor, G. J. & Hawke, B. R. *Global imaging of maturity : Results from Clementine and lunar sample studies*, 1998c, Lunar Planet. Sci. Conf., **29**, 1356.
- Lucey, P. G., Blewett, D. T., Eliason, E. M., Weller, L. A., Sucharski, R., Hinrichs, E. M. J. L. & Owensby, P. D. *Optimized calibration constants for the Clementine NIR camera*, 2000, Lunar Planet. Sci. Conf., **31**, 1273.
- Malin, C. M. & Edgett, S. E. *Evidence for recent groundwater seepage and surface runoffs on Mars*, 2000, Science, **288**, 2330–2335.

- Martin, P. *Hétérogénéité optique et minéralogique des surfaces planétaires par étude spectrale : région de Tharsis (Mars) et bassin d'impact Humorum (Lune)*. thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, 1996.
- Matson, D. L., Johnson, T. V. & Veeder, G. J. *Soil maturity and planetary regoliths - the Moon, Mercury, and the asteroids*, 1977, Lunar Planet. Sci. Conf., **8th**, 1001–1011.
- McCord, T. B. & Clark, R. N. *The Mercury soil - presence of Fe²⁺*, 1979, J. Geophys. Res., **84**, 7664–7668.
- McCord, T. B., Adams, J. B. & Johnson, T. V. *Asteroid vesta : Spectral reflectivity and compositional implications*, 1970, Science, **178**, 745–747.
- McCord, T. B., Clark, R. N., Hawke, B. R., McFadden, L. A., Owensby, P. D., Pieters, C. M. & Adams, J. B. *Moon - near-infrared spectral reflectance, a first good look*, 1981, J. Geophys. Res., **86**, 10883–10892.
- McEwen, A. S., Robinson, M. S., Eliason, E. M., Lucey, P. G., Duxbury, T. C. & Spudis, P. D. *Clementine observations of the Aristarchus region of the Moon*, 1994, Science, **266**, 1858.
- McEwen, A., Eliason, E., Lucey, P., Malaret, E., Pieters, C., Robinson, M. & Sucharski, T. *Summary of radiometric calibration and photometric normalization steps for the Clementine uvvis images*, 1998, Lunar Planet. Sci. Conf., **29**, 1466.
- McEwen, A., Malin, M., Keszthelyi, L., Lanagan, P., Beyer, R. & Hartmann, W. *Recent and ancient flood lavas on Mars*, 1999, Lunar Planet. Sci. Conf., **30**, abstract 1829.
- McEwen, A. S. *A precise lunar photometric function*, 1996, Lunar Planet. Sci. Conf., **27**, 841–842.
- McFadden, L. A., Gaffey, M. J. & McCord, T. B. *Mineralogical-petrological characterization of near-Earth asteroids*, 1984, Icarus, **59**, 25–40.
- McKay, D. S., Fruland, R. M. & Heiken, G. H. *Grain size and the evolution of lunar soils*, 1974, Lunar Planet. Sci. Conf., **5**, 887–906.
- McKay, D., Heiken, G., Basu, A., Blanford, G., Simon, S., Reedy, R., B.M.French. & Papike, J. *the lunar regolith*, Dans G. Heiken, D. V. & eds, F. B. M, editeurs, *The Lunar Sourcebook. A user's guide to the Moon*. Cambridge University Press, 1991.
- Melendrez, D. E., Johnson, J. R., Larson, S. M. & Singer, R. B. *Remote sensing of potential lunar resources. 2 : High spatial resolution mapping of spectral reflectance ratios and implications for nearside mare TiO₂ content*, 1994, J. Geophys. Res., **99**, 5601–5619.
- Melosh, H. J. 1989, *Impact cratering*. Oxford Univ., New York.

- Moroz, L. V., Fisenko, A. V., Semjonova, L. F., Pieters, C. M. & Korotaeva, N. N. *Optical effects of regolith processes on S-asteroids as simulated by laser shots on ordinary chondrite and other mafic materials*, 1996, *Icarus*, **122**, 366–382.
- Morris, R. V. *Surface exposure indices of lunar soils - a comparative FMR study*, 1976, *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **7th**, 315–335.
- Morris, R. V. *Origin and evolution of the grain-size dependence of the concentration of fine-grained metal in lunar soils - the maturation of lunar soils to a steady-state stage*, 1977, *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **8**, 3719–3747.
- Morris, R. V. *The surface exposure maturity of lunar soils - some concepts and is/FeO compilation*, 1978, *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **9th**, 2287–2297.
- Morris, R. V. *Origins and size distribution of metallic iron particles in the lunar regolith*, 1980, *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **11th**, 1697–1712.
- Morrison, D. *The diameter and thermal inertia of 433 Eros*, 1976, *Icarus*, **28**, 125–132.
- Mustard, J. F. & Pieters, C. M. *Quantitative abundance estimates from bidirectional reflectance measurements*, 1987, *J. Geophys. Res.*, **92**, 617–626.
- Mustard, J. F., Murchie, S., éphanie Erard, S. & Sunshine, J. *In situ compositions of martian volcanics : Implications for the mantle*, 1997, *J. Geophys. Res.*, **102**, 25605–25616.
- Nakazawa, K., Kmuro, T. & Hayashi, C. *Origin of the Moon : Capture by gas drag of the Earth's primordial atmosphere*, 1983, *Moon and Planets*, **28**, 311–327.
- Nash, D. B. & Conel, J. E. *Spectral reflectance systematics for mixtures of powdered hypersthene, labradorite, and ilmenite*, 1974, *J. Geophys. Res.*, **79**, 1615–1621.
- Neukum, G., Koenig, B., Storzer, D. & Fechtig, H. *Chronology of lunar cratering*, 1975, *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **6**, 598–600.
- Nozette, S., Lewis, I. T., Lichtenberg, C. L., Lucey, P. G., Malaret, E., Massie, M. A., Resnick, J. H., Rollins, C. J., Park, H. S., McEwen, A. S., Priest, R. E., Pieters, C. M., Risse, R. A., Robinson, M. S., Simpson, R. A., Smith, D. E., Sorenson, T. C., Bruegge, R. W. & Zuber, M. T. *The Clementine mission to the Moon - scientific overview*, 1994, *Science*, **266**, 1835.
- Nygaard, S. *Alpha Lyrae/Sun flux ratios for use in standard star calibration : Results from three techniques*. thèse de doctorat, Mass. Inst. of Technol., Cambridge, 1972.
- Papike, J. J., Simon, S. B. & Laul, J. C. *The lunar regolith - chemistry, mineralogy, and petrology*, 1982, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, 761–826.
- Pieters, C. M. & Pratt, S. *Earth-based near-infrared collection of spectra for the Moon : A new pds data set*, 2000, *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **31**, 2059.

- Pieters, C. M. & Tompkins, S. *The distribution of lunar olivine/troctolite outcrops : Mineralogical evidence for mantle overturn ?*, 1999, Lunar Planet. Sci. Conf., **30**, 1286.
- Pieters, C. M. & Wilhelms, D. E. *Origin of olivine at copernicus*, 1985, J. Geophys. Res. Supplement, **90**, C415–C420.
- Pieters, C. M., Pratt, S., Hoffman, H., Helfenstein, P. & Mustard, J. *Bidirectional spectroscopy of returned lunar soils : Detailed "ground truth" for planetary remote sensors*, 1991, Lunar Planet. Sci. Conf., **22**, 1069–1070.
- Pieters, C. M., Fischer, E. M., Rode, O. & Basu, A. *Optical effects of space weathering : The role of the finest fraction*, 1993a, J. Geophys. Res., **98**, 20817–20824.
- Pieters, C. M., Sunshine, J. M., Fischer, E. M., Murchie, S. L., Belton, M., McEwen, A., Gaddis, L., Greeley, R., Neukum, G., Jaumann, R. & Hoffmann, H. *Crustal diversity of the Moon : Compositional analyses of galileo solid state imaging data*, 1993b, J. Geophys. Res., **98**, 17127–17148.
- Pieters, C. M., Staid, M. I., Fischer, E. M., Tompkins, S. & He, G. *A sharper view of impact craters from Clementine data*, 1994, Science, **266**, 1844–1848.
- Pieters, C. M. *Mare basalt types on the front side of the Moon - a summary of spectral reflectance data*, 1978, Lunar Planet. Sci. Conf., **9th**, 2825–2849.
- Pieters, C. M. *Copernicus crater central peak - lunar mountain of unique composition*, 1982, Science, **215**, 59–61.
- Pieters, C. M. *Strength of mineral absorption features in the transmitted component of near-infrared reflected light - first results from RELAB*, 1983, J. Geophys. Res., **88**, 9534–9544.
- Pieters, C. M. *Composition of the lunar highland crust from near-infrared spectroscopy*, 1986, Rev. Geophys., **24**, 557–578.
- Pieters, C. M. *The Moon as a spectral calibration standard enabled by lunar samples : the Clementine example*, 1999, Workshop on New Views of the Moon II : Understanding the Moon Through the Integration of Diverse Datasets, 1999, Flagstaff, Arizona
- Pinet, P. C., Chevrel, S. D. & Martin, P. *Copernicus - a regional probe of the lunar interior*, 1993, Science, **260**, 797–801.
- Pinet, P. C., Martin, P., Costard, F., Chevrel, S., Daydou, Y. & Johnson, P. E. *Aristarchus plateau : Clementine spectro-imaging and geological inferences*, 1996, Lunar Planet. Sci. Conf., **27**, 1037.
- Pinet, P. C., Chevrel, S., Daydou, Y. H., Le Mouélic, S., Langevin, Y. & Erard, S. *Aristarchus crater spectroscopic heterogeneity from Clementine uv-vis-nir data*, 1999, Lunar Planet. Sci. Conf., **30**, 1555–1556.

- Pollack, J. B., Kasting, J. F., Richardson, S. M. & Poliakov, K. *The case for a wet, warm climate on early Mars*, 1987, *Icarus*, **71**, 203–224.
- Rava, B. & Hapke, B. *An analysis of the Mariner 10 color ratio map of Mercury*, 1987, *Icarus*, **71**, 397.
- Robinson, M. S. & Lucey, P. G. *Recalibrated mariner 10 color mosaics : Implications for mercurian volcanism*, 1997, *Science*, **275**, 197–200.
- Ruskol, E. L. *Origin of the Moon i*, 1960, *Soviet Astronomy-AJ*, **4**, 657–668.
- Ruskol, E. L. *Origin of the Moon ii*, 1963, *Soviet Astronomy-AJ*, **7**, 221–227.
- Ruskol, E. L. *Origin of the Moon iii*, 1972, *Soviet Astronomy-AJ*, **15**, 646–654.
- Ruskol, E. L. 1979, *Origin of the Earth and Moon*. Springer Verlag.
- Ryder, G. *Lunar sample 15405 - remnant of a KREEP basalt-granite differentiated pluton*, 1976, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **29**, 255–268.
- Sasaki, K., Satoshi, K. & Minami, S. *Constrained nonlinear method for estimating component spectra from multicomponent mixtures*, 1983, *Appl. Opt.*, **22**, 3599–3603.
- Shkuratov, Y. G., Kaydash, V. G. & Opanasenko, N. V. *Iron and titanium abundance and maturity degree distribution on the lunar nearside*, 1999a, *Icarus*, **137**, 222–234.
- Shkuratov, Y. G., Kreslavsky, M. A., Ovcharenko, A. A., Stankevich, D. G., Zubko, E. S., Pieters, C. & Arnold, G. *Opposition effect from Clementine data and mechanisms of backscatter*, 1999b, *Icarus*, **141**, 132–155.
- Shoemaker, E. M., Robinson, M. S. & Eliason, E. M. *The south pole region of the Moon as seen by Clementine*, 1994, *Science*, **266**, 1851.
- Simon, S. B. & Papike, J. J. *The lunar regolith : Comparative petrology of the Apollo and luna soils*, 1981, *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **12**, 984–986.
- Singer, R. B. & McCord, T. B. *Mars - large scale mixing of bright and dark surface materials and implications for analysis of spectral reflectance*, 1979, *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **10th**, 1835–1848.
- Singer, R. B. *Near-infrared spectral reflectance of mineral mixtures - systematic combinations of pyroxenes, olivine, and iron oxides*, 1981, *J. Geophys. Res.*, **86**, 7967–7982.
- Smith, D. E., Zuber, M. T., Neumann, G. A. & Lemoine, F. G. *Topography of the Moon from the Clementine LIDAR*, 1997, *J. Geophys. Res.*, **102**, 1591.
- Smith, M., Banfield, J. & Christensen, P. *separation of atmospheric and surface spectral features in mars global surveyor thermal emission spectrometer (TES) spectra*, 2000, *J. Geophys. Res.*, **105**, 9589.

- Smrekar, S. & Pieters, C. M. *Near-infrared spectroscopy of probable impact melt from three large lunar highland craters*, 1985, *Icarus*, **63**, 442–452.
- Staid, M. I. & Pieters, C. M. *Integrated spectral analysis of mare soils and craters : Applications to eastern nearside basalts*, 2000, *Icarus*, **145**, 122–139.
- Stoeffler, D., Gault, D. E., Wedekind, J. & Polkowski, G. *Experimental hypervelocity impact into quartz sand - distribution and shock metamorphism of ejecta*, 1975, *J. Geophys. Res.*, **80**, 4062–4077.
- Stoeffler, D., Knoell, H. D., Marvin, U. B., Simonds, C. H. & Warren, P. H. *Recommended classification and nomenclature of lunar highland rocks - a committee report*, Dans *Conference on the Lunar Highland Crust*, page 51, New York and Oxford, 1980. Pergamon Press.
- Sunshine, J. M. & Pieters, C. M. *Extraction of compositional information from olivine reflectance spectra : A new capability for lunar exploration*, 1990, *Lunar Planet. Sci. Conf.*, **21th**, 1223–1224.
- Sunshine, J. M. & Pieters, C. M. *Estimating modal abundances from the spectra of natural and laboratory pyroxene mixtures using the modified gaussian model*, 1993, *J. Geophys. Res.*, **98**, 9075–9087.
- Taylor, G., Warren, P., Ryder, G., Delano, J., Pieters, C. & Lofgren, G. *Lunar rocks*, Dans G. Heiken, D. V. & eds, F. B. M, editeurs, *The Lunar Sourcebook. A user's guide to the Moon*. Cambridge University Press, 1991.
- Taylor, J. G. *l'origine de la lune*, 1999, pour la Science, **dossier hors série**, 62–68.
- Tompkins, S. & Pieters, C. M. *Mineralogy of the lunar crust : Results from Clementine*, 1999, *Meteoritics and planet. Sci.*, **34**, 25.
- Veverka, J., Helfenstein, P., Hapke, B. & Goguen, J. D. *Photometry and polarimetry of Mercury*, Dans F. Vilas, C. C. & Matthews, M, editeurs, *Mercury*, pages 37–58, Tucson, 1988. University of Arizona Press.
- Warren, P. H. & Wasson, J. T. *The origin of KREEP*, 1979, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **17**, 73–88.
- Warren, P. H. & Wasson, J. T. *Early lunar petrogenesis, oceanic and extraoceanic*, Dans *Proceedings of the Conference on the lunar highland crust*, pages 81–99, Houston, 1980.
- Warren, P. H. *The magma ocean concept and lunar evolution*, 1985, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **13**, 201–240.
- Weitz, C. M., Head, J. W. & Pieters, C. M. *Lunar regional dark mantle deposits : Geologic, multispectral, and modeling studies*, 1998, *J. Geophys. Res.*, **103**, 22725–22725.

- Wells, E. & Hapke, B. *Lunar soil - iron and titanium bands in the glass fraction*, 1977, *Science*, **195**, 977–979.
- Wilhelms, D. E. *Two former faces of the Moon*, 1971, *icarus*, **15**, 368–372.
- Wood, J. A., Dickey, J. S., Marvin, U. B. & Powell, B. N. *Lunar anorthosites and a geophysical model of the Moon*, 1970, *Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf.*, pages 965–988.
- Zellner, B. *Physical properties of asteroid 433 Eros*, 1976, *Icarus*, **28**, 149–153.
- Zisk, S. H., Hodges, C. A., Moore, H. J., Wilhelms, D. E., Shorthill, R. W., Thompson, T. W. & Whitaker, E. A. *The Aristarchus-Harbinger region of the Moon - surface geology and history from recent remote-sensing observations*, 1977, *Moon*, **17**, 59–99.
- Zuber, M. T., Smith, D. E., Lemoine, F. G., & Neumann, G. A. *The shape and internal structure of the Moon from the Clementine mission*, 1994, *Science*, **266**, 1839–1843.

Annexe : articles

A new data reduction approach for the Clementine NIR data set: Application to Aristillus, Aristarchus and Kepler

Stéphane Le Mouélic, Yves Langevin, and Stéphane Erard

Institut d'Astrophysique Spatiale, Orsay, France

Abstract. The Clementine spacecraft, launched in January 1994, has performed a nearly global surface mapping of the moon in eleven broad spectral bands at a resolution of ~ 200 m. The UV-visible (UV/VIS) camera performed observations in five bands ranging from 0.415 to 1.0 μm , while the near infrared camera (NIR) acquired data in six spectral bands ranging from 1.1 to 2.78 μm . UV/VIS images are calibrated to $\sim 4\%$. The calibrated NIR data set is yet to be finalized due to instrumental problems. Independently of the calibration effort for the full data set which is under the responsibility of the PI team, we present here the first results of a heuristic approach to extract mineralogical information from raw images in regions of particular interest. We processed images of craters Aristillus, Aristarchus, and Kepler. We computed band ratios using 0.75, 0.9, 0.95, 1.0, 1.1, 1.25, 1.5, and 2.0 μm images to map the compositional heterogeneity and to discriminate between pyroxene, olivine, or feldspar rich areas. Absolute reflectance spectra have been derived using telescopic spectra as ground truth. High orthopyroxene and clinopyroxene contents have been detected and spatially mapped on Aristillus. Our results are in good agreement with previous studies in the case of Aristarchus and show additional details due to the improved registration. Two regions exhibit spectra consistent with a high proportion of olivine with $< 25\%$ pyroxene. The rim of Kepler exhibits a strong feature at 2 μm correlated with the 1 μm feature, suggesting either a high orthopyroxene content or a very immature soil. Our method could be of interest for further investigations of the lunar surface using Clementine NIR data.

1. Introduction

The Clementine spacecraft was launched in January 1994. It provided the first near global coverage of the lunar surface in a selected number of wavelengths, which were chosen for their mineralogical interest [Nozette *et al.*, 1994]. More than one million images of the Moon, Earth and dark sky have been returned by this mission. The spatial resolution ranges from 100 meters per pixel at periselene to 400 meters per pixel at the poles. Two multispectral cameras were used for the surface mapping. The UV/VIS camera had filters at 450, 750, 900, 950, and 1000 nm and has led to significant improvements in our knowledge of the lunar soil mineralogy. The first global digital map of the Moon has been computed with a resolution of 100 meters per pixel by mosaicking images at 750 nm [Isbell *et al.*, 1997]. The near infrared camera (NIR) was designed to acquire images in six bands. Filters at 1.10, 1.25, 1.50, 2.00, 2.60, and 2.78 μm were chosen in order to complete the coverage of critical parts of common lunar minerals spectra. A large dark frame signal, which varies with time in the orbit, as well as gain and offset values uncertainties makes a global NIR calibration scheme very hard

to achieve [Priest *et al.*, 1995]. The whole calibration process is currently being worked out with the support of NASA for the overall data set [Lucey *et al.*, 1997, 1998]. Independently of this whole data set reduction effort, we present here a heuristic approach which is aimed at evaluating the scientific potential of the NIR data set. In this paper, we restricted our investigations to the Aristillus, Aristarchus, and Kepler craters. These three craters were chosen for their geological interest, since other studies have demonstrated their spectral variability. Furthermore, they are all located at low to mid northern latitudes, so that the instrument temperatures were similar. This limits the changes in instrumental behavior which are observed along the orbit as the instrument warms up. Our approach is based on the relatively small variations of lunar red to near-IR spectra when compared to changes in illumination conditions and average albedo. At first order, the NIR data is therefore linearly correlated with the UV/VIS data, for which a reliable reduction scheme is available. This can be used to evaluate offsets and to derive normalized images for each of the IR bands. Ratios of normalized IR bands were computed to map the spatial extent of the major spectral heterogeneities. Spectra were extracted from these regions and were calibrated using telescopic spectra as ground truth. After presenting the selected data set, we will discuss the main systematic effects that are to be removed from the NIR images. Then, the processing steps and the verification means will be defined. The method

Copyright 1999 by the American Geophysical Union.

Paper number 1998JE900035.
0148-0227/99/1998JE00035\$09.00

will finally be applied to our selected areas, demonstrating that the computed band ratios and extracted spectra from the NIR data set provide reliable information on the mineralogical diversity of the lunar surface.

2. Data Selection

The mineralogy of the lunar surface is mostly dominated by feldspar, pyroxene, olivine, and ilmenite. Glasses and impact melts derived from these mineral species are also abundant. Reviews of the mineralogical composition of the lunar regolith are given by *McKay et al.* [1991] and *Pieters* [1986]. Laboratory spectra of pure minerals, as well as mixtures, have been measured [*Singer*, 1981; *Cloutis and Gaffey*, 1993; *Crown and Pieters*, 1987]. Laboratory spectra of the four main lunar mineral species are displayed in Figure 1, superimposed on the Clementine filters used in this study. Although several parameters such as grain size, maturity, or mixing rates modify the observed spectra, laboratory studies are of great interest for the interpretation of the data.

We selected four of the six spectral bands from the NIR data set according to image quality and mineralogical interest: the 1100, 1250, and 2000 nm bands are good indicators of olivine, feldspar, and orthopyroxene, respectively, and permit discrimination between these three mineral species. The 1500 nm band has been used to define a continuum level (see Figure 1). Images at 2600 nm have a lower signal to noise ratio, and the signal at 2780 nm has a thermal emission contribution; therefore they were not used in the present study.

We selected four of the five spectral bands in the UV/VIS domain in order to compare our interpretation of the IR data set to what can be inferred from calibrated UV/VIS images: the 900, 950, and 1000 nm bands which characterize the 0.85-1 μm Fe^{2+} absorption and the 750 nm band which is considered as representative of the conti-

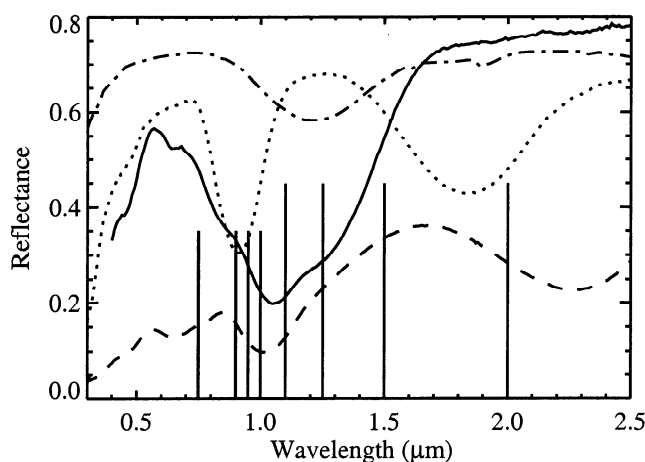


Figure 1. Absolute reflectance spectra of the most common lunar minerals. Clinopyroxene (dashed line), olivine (solid line), orthopyroxene (dotted line), and plagioclase feldspar (dash dotted line) were measured with RELAB at Brown University. The vertical lines correspond to the center wavelengths of the 8 Clementine filters used in this study.

num. We used the calibration scheme from the Brown university web site for the absolute UV/VIS data calibration (<http://www.planetary.brown.edu/clementine>). Absolute residual errors are estimated at the 4% level [*Pieters et al.*, 1994].

Our investigations are mainly based on the use of band ratios. This technique is very powerful to highlight and to map the compositional heterogeneity of a surface. Differences in brightness due to illumination conditions are eliminated by the ratio, and variations of the surface reflectance in each wavelength are the only remaining source of variability in the resulting images. Furthermore, the ratio gives directly the relative variations in band absorption depth, which are in general lower than 15%. A deep absorption feature relative to the surrounding can be interpreted as a high abundance in the mafic minerals. A second possible interpretation is a low content in agglutinate glass, which enhances absorption features in immature soils [*Fischers and Pieters*, 1994, 1996; *Lucey et al.*, 1991a].

Five band ratios were selected to discriminate between orthopyroxene, clinopyroxene, olivine, and plagioclase (see Figure 1). The 950/750 nm ratio is correlated to the Fe^{2+} absorption [*Larson et al.*, 1991], and the 1000/900 nm ratio is used to evaluate if the band center is closer to 900 nm than to 1000 nm, for the discrimination between orthopyroxene and clinopyroxene. The 1100/1500 nm ratio detects absorption due to clinopyroxene and olivine. High contents in plagioclase correspond to high values of this ratio. The 1250/1500 nm ratio is correlated to the abundance of olivine and plagioclase. Finally, the 2000/1500 nm ratio is correlated to the content in pyroxene. The discrimination between olivine and pyroxene is made possible by the use of the NIR domain. While pyroxene exhibits two absorption features in the near infrared at 1 and 2 μm , olivine has a single composite feature centered near 1 μm and has a high reflectance in the 2 μm region. The ratio we present in this paper are all normalized to their mean value, and visualized with a gray scale from 0.7 or 0.8 (black) to 1.2 or 1.3 (white). Absorption relative to the surrounding material can therefore be theoretically evaluated directly in percentage.

3. Systematic Effects in the NIR Images

3.1. Technical Background

The Clementine spacecraft was inserted into an elliptical polar orbit, where it spent 71 days performing a systematic mapping of the Moon. The near infrared camera used a catadioptric lens with an actively cooled 256 x 256 InSb focal plane array (FPA). The FPA operated at 70 K \pm 0.5 K, with a very good stability over the whole mapping phase [*Priest et al.*, 1995]. The scientific modes implemented four integration times, 32 levels of gain and 256 levels of an analog offset, which was applied before the multiplication by the gain. These working modes have been selected during the mission so as to adjust the signal to the 256 levels dynamic range of the analog to digital camera output. For each orbit, observations of the lunar surface on the dayside were sepa-

rated into 10 latitude segments, during which the gain, offset mode, and integration time for each filter remained constant. A temperature sensor indicated a warming of optics ranging typically from 260 K to 285 K between early (south) and late (north) images during a mapping orbit. A second temperature probe showed a cryocooler warming of about 15° along the orbit, which did not modify the temperature of the detector. Systematic dark frames acquisitions have been performed at the beginning of each orbit by observing space. They were therefore obtained at low temperatures of both the optics and cryocooler.

3.2. Instrumental Effects in the Dark Frame Signal

One of the most challenging features for data interpretation of the NIR data set is the large dark frame signal, which varies with the temperature of the optics (and of the cryocooler) and therefore with time along the orbit. One explanation of this problem has been given by *Priest et al.* [1995] and *Lukey et al.* [1998]: It could be due to a failure of the contact between the cold filter and the cold shield during launch. We made a systematic study of a set of images acquired by observing space with several gain modes, offset modes, and exposure times mainly at the beginning of each mapping orbit, over the south pole, and after the end of the mapping orbit during Earth observations. We derived additional dark frames by selecting zones in shadowed area on images taken at very high or very low latitudes over both the South and the North Poles. The intrinsic noise of the Clementine IR data is lower than 1 digital number (DN) for low signals, as demonstrated by the comparison of successive dark sky observations obtained with the same observation parameters. Dark frames derived from images of the south polar region are also identical to dark frames obtained from observations of the sky within instrumental errors. Dark frames derived from north pole images, when the temperature of the optics and casing are much higher, exhibit signals which can be twice larger than the south dark frames obtained with the same observation parameters. This is confirmed by the few observations of dark sky obtained at northern latitudes. There is therefore a thermal contribution, or correlation, within the dark frame signal. In addition to the thermal background, the changes in the temperature of the electronics may have modified the values of the offset and gain, which are both defined from resistors [*Lukey et al.*, 1998]. Our analysis of the dark frame signal can be summarized by the following list of systematic effects: (1) a fixed pattern of dead pixels with another fixed pattern of defective pixels; (2) a high-frequency column dependent pattern; (3) a pattern of nearly vertical “fringes” with a period of ~30 pixels, which is different for each exposure time; (4) an edge brightening which is correlated with instrument temperature variations; (5) a slightly higher level in the upper half of the CCD; (6) higher levels in the upper left corner which correspond to light emission by the output amplifier [*Martinez and Klotz*, 1997, p. 45] and (7) an offset which may not correspond to the offset described in the “offset_mode” field extracted from the header.

Dark images (from sky observations or reconstructed from dark areas) are not available for all the sets of operating parameters (integration time, offset, gain, instrument temperatures) during the nearly global mapping of the lunar surface. For most images, dark images with the same integration time and gain can be found, whereas the offset mode and instrument temperature can be different or uncertain, as the offset mode from the header is not reliable. As indicated in the introduction, our test regions (Aristillus, Aristarchus, and Kepler) are at low to mid northern latitudes, for which dark frames with the same operating temperatures have been found. The only remaining uncertainty after removing this dark frame is therefore the actual difference in offsets.

4. Reduction Steps Used for the NIR Frames

4.1. Interpolation of Defective Pixels

Each defective pixel detected from abnormally high or low values is replaced by the median value of its neighbors. Approximately 1100 pixels have been typically considered as defective. This represents ~2% of the detector and thus will have a minor contribution in the following steps. No major cluster is present except a square of 2×2 pixels and a vertical line in the lowest part of the matrix. The interpretation of band ratios and extracted spectra will be restricted to areas which have a spatial extent greater than 5×5 pixels. As a consequence, the effect of replacing a defective pixel by the median of its neighbors does not affect the results presented here. In future work, it is planned to use pixels in overlapping frames to replace these pixels. This will require a thorough understanding of the photometric and geometric effects within a frame and between two overlapping frames.

4.2. Dark Frame Subtraction

The next step is the subtraction from each image of a dark frame acquired with the same gain mode, exposure time, and the nearest instrument temperatures. This reduces to a large extent the contribution of the instrumental effects described above, but a global differential offset remains.

4.3. Registration of the Different Filters

In order to resample each NIR frame in the 1100 nm pixel grid, we expanded images to 512×512 pixels. Then we used a correlation method on the lower left corner to evaluate the shift between each frame and the 1100 nm frame. Images have been shifted and then expanded in both the x and y directions to minimize the misregistration effect on corresponding band ratios. The accuracy of this process is 0.5 pixels in offset and better than 0.2% in the scaling factors. Finally, each frame was resampled to the 256×256 pixels. These processing steps assume that all distortion effects are linear. This assumption is correct for viewing geometry effects, as we are dealing with midlatitudes in a near-nadir pointing geometry. Changes in image size due to the possible dependence of the optics focal length with wavelength are also expected to be linear. Therefore, only aberrations introduced by the optics could result in nonlinear effects. The

maximum displacement between two NIR filters is less than 25 pixels, which minimizes these effects. Residual misregistration errors have been checked a posteriori on band ratios. In our images, they are always <0.3 pixels, which introduces a distortion of the same order as the high-frequency noise of the ratios. In further investigations, we are planning to register images at the 0.2 pixels level instead of 0.5, in particular for high-latitude regions with higher levels of contrast.

4.4. Evaluation of the Differential Offset

Our procedure is based on the relatively small amplitude of spectral variations compared to changes in albedo and illumination. We therefore assume as a first approximation that the surface is spectrally homogeneous, so that the 750 nm and IR signals are proportional. The procedure includes two main steps. First, the decalibrated 750 nm image is resampled to the 1100 nm pixel grid. This implies shifting, expanding, and rotating the 750 nm image. Rotation is not necessary among the NIR frames nor among the UV/VIS ones. But rotation is needed for coregistration between NIR and UV/VIS sets. The algorithm used to resample the rotated frames is the nearest neighbors. This method conserves flux with a maximum error of 0.2%.

After subtraction of the dark frame, we have, assuming spectral homogeneity:

$$[750 \text{ nm}] = k \frac{[\text{NIR}] + \text{offset}}{\text{flat}_{\text{NIR}}} \quad (1)$$

where flat_{NIR} is the flat field which has been resampled to the 1100 nm pixel grid with the same parameters as the corresponding NIR image. Both k and the differential offset can therefore be determined from a linear regression correla-

tion between each NIR image and the resampled 750 nm image multiplied by the resampled IR flat field (see Figure 2). The determination of NIR flat fields is described below. In specific cases, band ratios reveal that major spectral heterogeneities occur within the area used for the offset determination. In such cases, the evaluation of the offset is restricted to a spectrally homogenous area. We made the assumption that the UV/VIS data is properly calibrated. However, residual stray light problems have been identified from observations near the lunar limb. Stray light reduces the contrast of the image by adding a slowly varying contribution. This effect contributes to the 4% overall uncertainty on UV/VIS data. As a result, the IR offsets can be overestimated by up to 8 DN. However, as the same UV/VIS filter is used as a reference for the four NIR filters, the errors in the offsets are strongly correlated so that there is only a second-order effect on band ratios. After normalization, the induced error on band ratios is $<1.5\%$ even in dark regions, a factor of 2 smaller than the high-frequency variance of the band ratios and a factor of 10 smaller than the largest low-frequency variations, which result from heterogeneities in mineralogy and/or maturity.

4.5. Division by the Flat Field

The NIR flat fields have been derived for each filter from a set of 17 images of Mare Imbrium obtained within a 10° latitude bin. These images are relatively homogeneous except for small fresh craters with immature bright ejectas. Dark frames obtained during mispointed observations of the Earth are available for each filter with the same gain and integration time and with differences in instrument temperatures smaller than two degrees. The dark frame was sub-

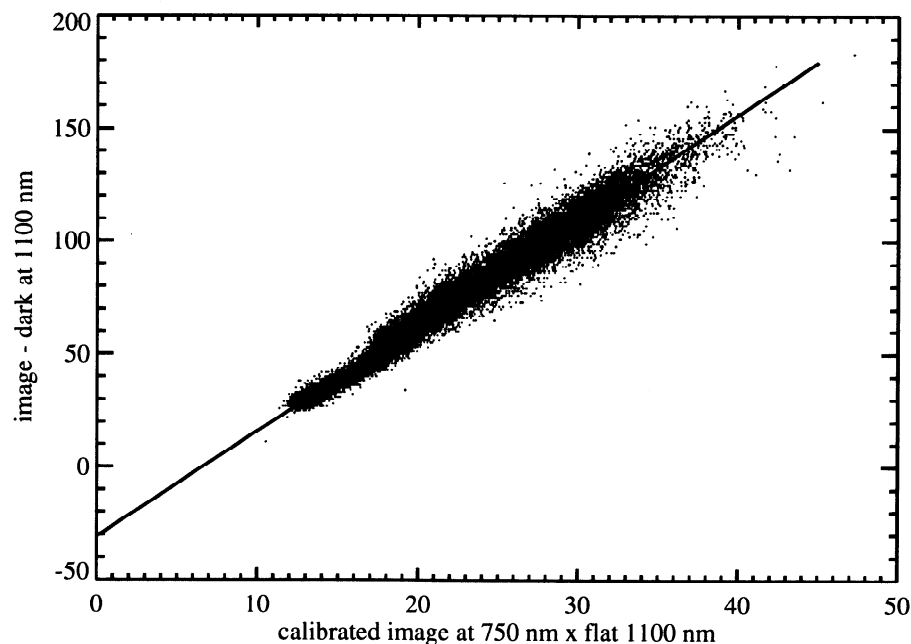


Figure 2. Correlation plot of the Aristarchus 1100 nm data versus the calibrated and resampled UV/VIS 750 nm data multiplied by the 1100 nm NIR flat field. The linear correlation between the two data sets is used to determine the offset.

tracted from each image, then the dead or defective pixels were eliminated. A first evaluation of the differential offsets was made using the procedure described above, assuming a perfectly homogeneous flat field. The median of the 17 values for each pixel was selected as representative of a uniformly illuminated image, by eliminating in particular the small bright crater ejectas. The flat field was obtained by normalizing the result to the mean value. A recursive process was performed with this first flat fields evaluation to refine the differential offsets between Mare Imbrium images and corresponding darks frames and thus to improve the evaluation of a second set of more accurate flat fields.

Equation 2 summarizes the reduction process for NIR frames:

$$\text{image} = (\text{raw} - \text{dark} + \text{offset}) / \text{flat}_{\text{NIR}} \quad (2)$$

were offset, and flat_{NIR} are derived from the procedures described above. The reduction process leaves an unknown multiplicative factor for each frame, which includes in particular the gain, the integration time and the effective width of each filter. In order to eliminate this unknown factor, band ratios are normalized to unity, and extracted spectra are scaled with a telescopic spectrum as ground truth.

5. Checks of the Accuracy of the Method

As a first test, we applied our offset determination method to the UV/VIS images at 0.9, 0.95, and 1 μm . We obtained offsets consistent with those derived from the header and the calibration procedure with an accuracy of 1 DN. The linear relationship between different spectral bands is therefore a valid first-order approximation. We have also checked the validity of the evaluated global offset on band ratios. If there is an error on the offset of one of the NIR images, the band ratio will show a correlation with illumination within mineralogically homogeneous zones. Finally, the offset determination has also been tested using correlation computation within the NIR data cube itself to confirm the self consistency of the values. With these tests, we estimate the accuracy of the offset determination method to be better than 4 DN for the NIR frames with a given flat field.

The accuracy of the whole data reduction process has been checked by comparing spectra and band ratios in overlapping zones of adjacent frames. Nearly a third of the NIR field of view is observed twice in two successive frames. This overlap is very useful to check the consistency of the reduction process. After the whole calibration scheme, the band ratios in the overlapping zones are supposed to be exactly the same in both frames. The dispersion on a band ratio is estimated at a level of $\sim 3\%$ after these processing steps.

6. Results

We focused our analysis on lunar zones which are expected to show a compositional heterogeneity. Craters large enough to have a central peak have excavated materials of the lunar crust from a depth of several kilometers [Roddy,

1977; Dence *et al.*, 1977]. Central peaks are therefore of major interest to find materials which spectrally differ from the surroundings. From another point of view, the maturity of lunar soils reduces spectral contrast [Fischers and Pieters, 1994, 1996; McKay *et al.*, 1991, p. 309]. The degree of maturity of the soil is directly linked to the period of time a soil has been exposed to space weathering. The main space weathering processes are the bombardment by micrometeorites, solar wind ions, and solar flare particles. The spectral characteristics of a mature lunar soil are a reduced global reflectance, a reduced absorption band depth, and an increased slope of the continuum. Relatively young craters give access to soils which are more immature and exhibit deeper absorption features. We therefore focused our attention on three different areas, which are the Aristillus, Aristarchus, and Kepler craters. The frame numbers of all NIR images used in this paper are listed in Table 1.

The 55 km diameter crater Aristillus is located at 33.9°N and 1.2°E on the eastern part of Mare Imbrium. A previous telescopic study of the crater has been made by Smrekar and Pieters [1985]. We computed a mosaic of two adjacent frames (Figure 3) using our selection of UV/VIS and NIR data. The two band ratio images are very similar in the overlapping region, validating our flat field and offset evaluation. The landing site of Apollo 15 is located at about 250 km on the south of Aristillus. The impact event forming Aristillus could be the origin of some samples returned by the Apollo 15 mission. The lunar sample 15405 in particular is thought to be part of the ejectas from this crater [Spudis and Pieters, 1991, p. 622].

An analysis of the color ratio displayed in Figure 3 gives important information on the crater mineralogy. A good correlation exists between the 2000/1500 nm and the 950/750 nm ratios, indicating either a high pyroxene content in the central peak complex (arrows a), and in several parts of the rim, or a very immature soil. The problem of distinguishing between the optical effects due to exposure and those due to composition is discussed by Fischers and Pieters [1994,

Table 1. List of the NIR Frame Numbers Used in This Study

Feature	Images	Images	Darks
Aristillus	lna3395m.168	lna3364m.168	lna5951y.191
	lnb3410m.168	lnb3379m.168	lnb5766y.193
	lnc3402m.168	lnc3371m.168	lnc5518p.102
	lnd3407m.168	lnd3376m.168	lnd3430d.231
Aristarchus	lna2981l.186	lna2950l.186	lna1968y.326
	lnb2996l.186	lnb2965l.186	lnb6082y.275
	lnc2988l.186	lnc2957l.186	lnc5600y.166
	lnd2993l.186	lnd2962l.186	lnd2079y.326
Kepler	lna3724j.050		lna5951y.191
	lnb3739j.050		lnb5766y.193
	lnc3731j.050		lnc5518p.102
	lnd3736j.050		lnd5713y.196

File naming conventions: l=lunar mapping; n=near infrared sensor; a, b, c, and d= filters at 1100, 1250, 1500, and 2000 nm respectively; last letter= latitude bin; last 3 digits= orbit number.

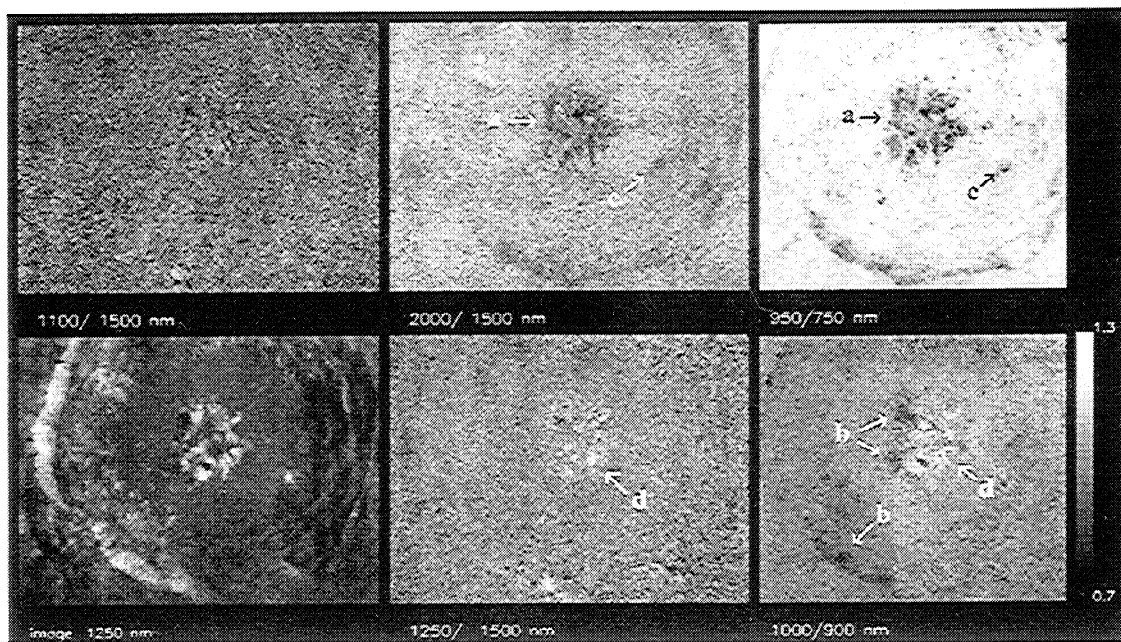


Figure 3. Band ratios on aristillus. Pyroxene dominated central peak (arrow a), high-Ca clinopyroxene rich regions (arrow b), small fresh crater (arrow c), and low-Ca orthopyroxene rich region in the central peak (arrow d) are shown. North is on the left.

1996] and *Lucey et al.* [1991b]. As there is no strong correlation with albedo, nor with other ratios, we believe that the high pyroxene content is the most plausible hypothesis for the central peak of Aristillus. A strong anticorrelation with albedo would have indicated a low degree of maturity rather than a different composition. The average composition of the pyroxene can be estimated using the wavelength of the $1 \mu\text{m}$ band center [e.g., *Adams, 1974*]. Low-Ca orthopyroxene has a band centered at $0.91 \mu\text{m}$ while a higher Ca content shifts the band center to $0.99 \mu\text{m}$ for clinopyroxene. As a consequence, the $1000/900 \text{ nm}$ ratio discriminates between orthopyroxene and clinopyroxene components. This ratio revealed a high clinopyroxene content in the northern part of the peak and the north western part of the rim (see arrows b in Figure 3). Both $1250/1500 \text{ nm}$ and $1100/1500 \text{ nm}$ ratios are noisier but appear very homogeneous, excluding pure plagioclase or very high contents in olivine. High values of the $1250/1500 \text{ nm}$ ratio in the southern part of the central peak complex are consistent with the presence of orthopyroxene (arrow d). Arrow c in Figure 3 indicates a small fresh crater, which has excavated more immature material dominated by pyroxene. Spectra have been extracted from zones of particular interest.

Telescopic spectra have been acquired by *Smrekar and Pieters* [1985] on two locations within our mapping zone and are located respectively on the northern rim (a4) and the central peak (c3) of the crater. Spectral calibration is obtained by scaling our data cube to the telescopic spectrum of Aristillus labeled a4. Spectra of different parts of the frame were then extracted to estimate the compositional heterogeneity of the crater. The location of the selected zones are displayed in Figure 4. These reflectance spectra are scaled

to unity at $1.0 \mu\text{m}$ and are offset for clarity (see Figure 5a). In order to emphasize weak absorption features, spectra are also divided by a straight line fitting the spectrum at 0.75 and $1.5 \mu\text{m}$, considered to be representative of the steeply sloped continuum (see Figure 5b).

We checked the validity of our approach by comparing the second telescopic spectrum labeled c3 from *Smrekar and Pieters* [1985] with the NIR spectrum extracted from the same zone on the central peak (see Figure 6). A good agreement is obtained between both data sets.

Although the spectral resolution is too low for a very accurate study of mineralogical components, distinct features

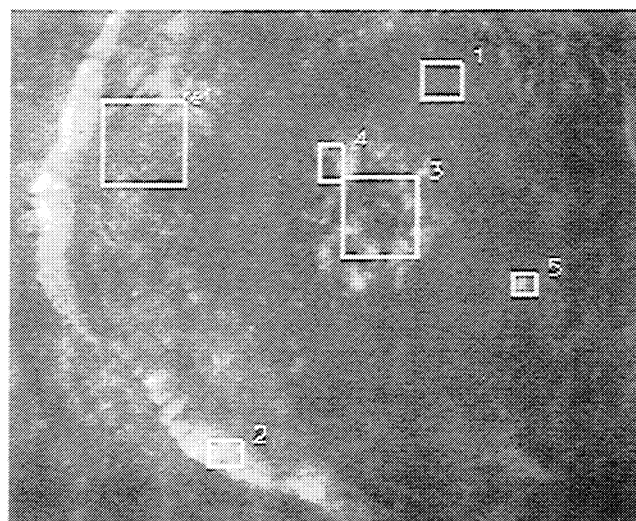


Figure 4. Location of spectra extracted from Aristillus area. North is on the left.

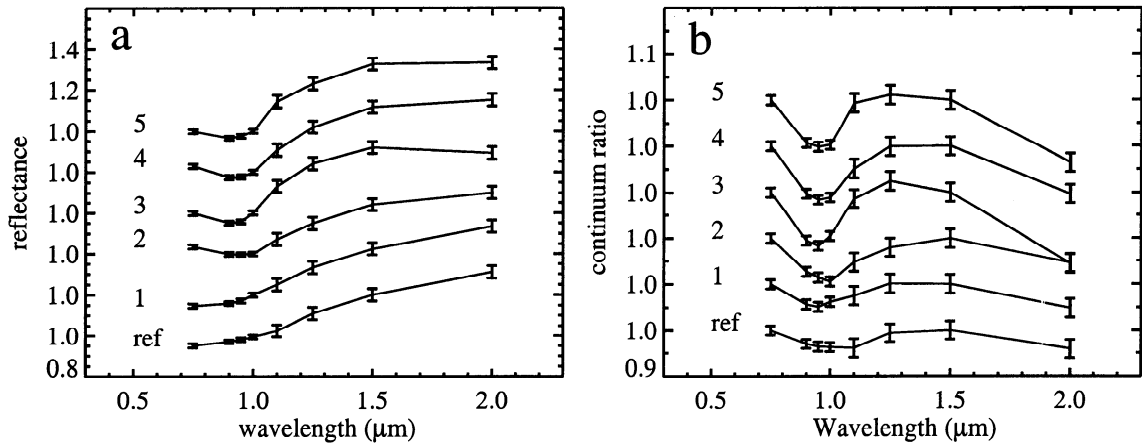


Figure 5. Reflectance spectra extracted from Aristillus (see locations in Figure 4). (a) Reflectance spectra have been scaled to unity at $1.0 \mu\text{m}$. (b) Spectra divided by a continuum as described in the text.

are clearly apparent on the five extracted spectra. The crater floor (spectrum 1 in Figure 5) exhibits spectral characteristics very similar to the reference zone. This kind of spectrum has been interpreted by *Smrekar and Pieters* [1985] as a mixture of pyroxene with a Fe-bearing glass or a feldspar. The north western inner part of the rim (arrow b on the rim in Figure 3 and spectrum 2 in Figure 5) exhibits spectral features which are consistent with a high content in clinopyroxene. The derived spectra from the central peak (spectra 3 and 4 in Figure 5) are in good agreement with the corresponding telescopic spectrum of *Smrekar and Pieters* [1985], which was interpreted as a mixture of high and low Ca pyroxenes or as a pyroxene of intermediate Ca content. The band ratios shown in Figure 3 are consistent with this interpretation, and show the spatial distribution of the pyroxene on the cen-

tral peak. The telescopic spectrum of *Smrekar and Pieters* [1985], which included almost all the central peak, could be therefore explained as the result of a linear spectral mixing of clinopyroxene (northern part of the peak, arrow b, and spectrum 4 in Figure 3) and orthopyroxene (arrow d in the southern part of the peak). Finally, a fresh crater on the floor of Aristillus (see arrow c in Figure 3 and spectrum 5 in Figure 5) also exhibits spectral characteristics consistent with high pyroxene content. The low degree of maturity of this small crater can be inferred from its very high albedo. A less mature, recently excavated material could then explain the sharper absorption feature at 1 and $2 \mu\text{m}$.

In order to permit comparison with previous studies of Clementine NIR data, we computed a mosaic of two adjacent frames of the relatively fresh Copernician crater Aristar-

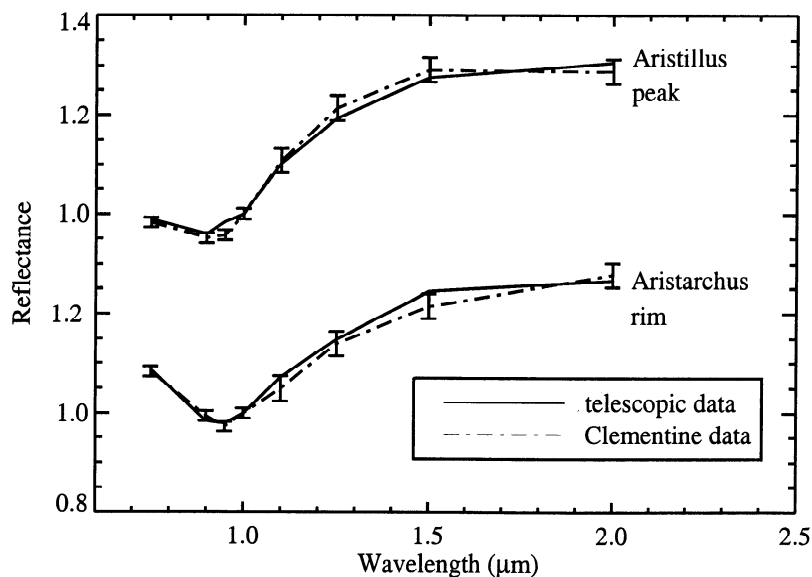


Figure 6. Comparison between NIR data and telescopic spectra. For Aristillus, we used spectrum a4 from *Smrekar and Pieters* [1985] for calibration. A good agreement between their spectrum c3 and our Clementine spectrum is found on the central peak. For Aristarchus, we used spectrum 2a from *Lucey et al.* [1986] for the calibration. Their spectrum 1c of the rim is also consistent with the corresponding Clementine spectrum of the same zone.

chus. Aristarchus is 40 km in diameter and is located at 23.7°N 313°E. Several telescopic studies of the crater and the surrounding region have been made [Lucey *et al.*, 1986; Pinet *et al.*, 1996], showing a global heterogeneity of the surface. A small olivine rich area on the south crater rim and anorthositic central peaks have been previously reported by McEwen *et al.* [1994], using preliminary interpretations of the NIR data. Our results are in good agreement with these conclusions (see arrows a and b in Figure 7). Our improved registration and the spatial extent due to the mosaicking reveals additional details. However, it should be noted that the central peaks are nearly saturated on the 1250 nm image, which casts some doubts on the conclusion about the anorthositic component. Our spectra have been extracted from the data using the telescopic spectrum 2a of Lucey *et al.* [1986] as a reference (Figures 8 and 9).

We tested the accuracy of the reduction process by extracting a spectrum from area 1 in Figure 8 and by comparing it with the corresponding telescopic spectrum 1c from Lucey *et al.* [1986]. Both spectra are in good agreement (see Figure 6).

The rim of the crater is not conspicuous on the 1100/1500 nm and on the 1250/1500 nm ratio. It appears more clearly with low values on the 2000/1500 nm ratio, with a good correlation with the 950/750 nm ratio. The upper part of the rim exhibits the lowest values in the 2000/1500 nm ratio. Spectrum number 2 in Figure 5 exhibits the deepest absorption at 2 μm compared to the other spectra, suggesting a major pyroxene component. Two small areas (arrows a in Figure 7) exhibit low values for both the 1100/1500 nm and the 1250/1500 nm ratios and high values for the 2000/1500 nm ratio. Furthermore, the two areas have a low albedo. This is

consistent with a high olivine content as previously reported for one of the two areas by McEwen *et al.* [1994]. Spectra from the corresponding zones (3 and 4 in Figure 8) have been extracted. Their 1 μm absorption feature confirms a large abundance of olivine (Figure 9). Spectra of mixtures containing 75% of olivine with 25% of pyroxene made by Singer [1981] match the observed shape of spectrum 3. It is very interesting to notice that the UV/VIS part of the spectra is very similar in each scanned zone. On the contrary, the NIR domain contains crucial information which makes possible the discrimination between pyroxene and olivine. Furthermore, units mainly dominated by olivine are rarely detected on the lunar surface, whereas olivine is known to be a common component of the maria. The central peaks of Copernicus have been reported to be dominated by olivine [Pieters, 1982; Lucey *et al.*, 1991b]. This observation supports the idea that the lower crust and possibly the lunar mantle itself could be at a shallow depth in this area [Pieters and Wilhelms, 1985; Pinet *et al.*, 1993]. In order to constrain this hypothesis, we computed band ratios on Kepler, a smaller crater located only 500 km to the East of Copernicus.

The relatively young Copernician crater Kepler is located on the south of Mare Imbrium at 8.1°N 37.9°W and is 32 km in diameter. A bright system of emerging rays indicates a low degree of maturity of the excavated material. Band ratios are displayed in Figure 10. The UV/VIS part is a mosaic of two adjacent frames whereas the NIR part is a single frame. A very good correlation is observed between the 2000/1500 nm and the 950/750 nm ratios, suggesting either a high content in pyroxene or a very immature soil. The whole crater rim appears in low values (dark) in both cases. On the contrary, the rim appears as slightly high values in

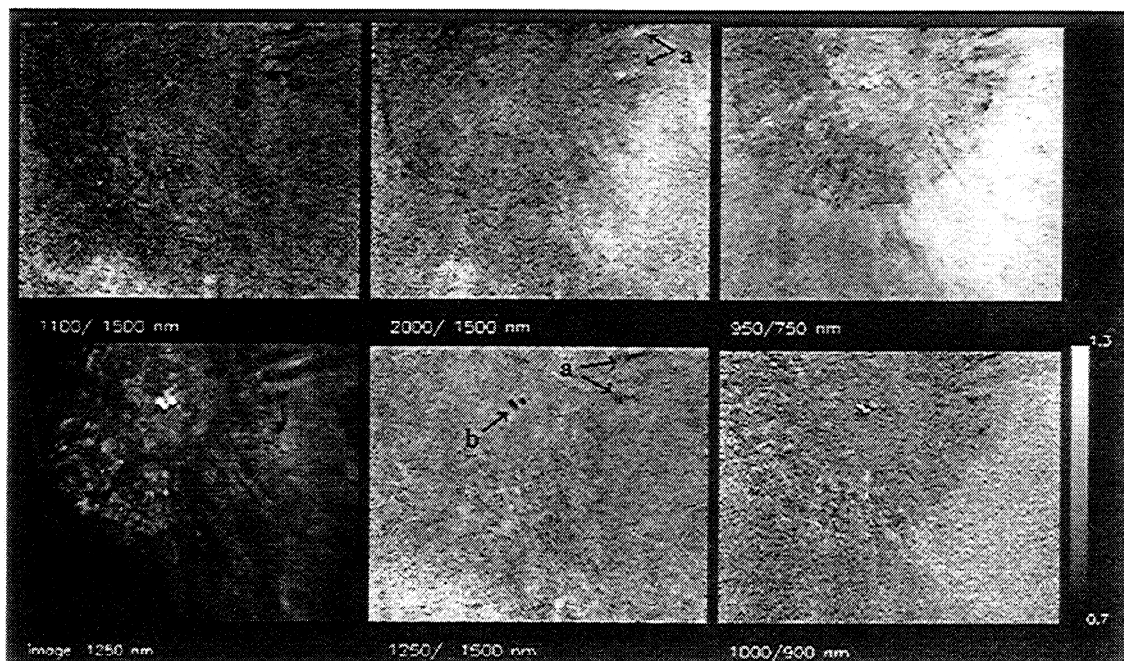


Figure 7. Band ratios on Aristarchus crater. Small olivine rich areas on the rim (arrows a) and anorthositic peaks (arrow b) are shown. North is on the left.

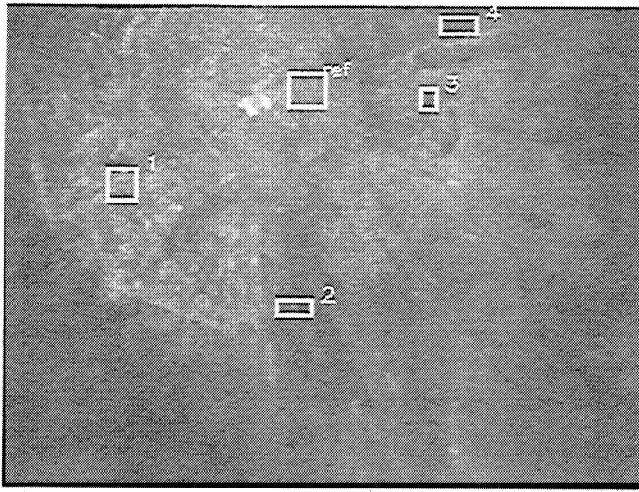


Figure 8. Location of spectra extracted from Aristarchus area. North is on the left.

both 1100/1500 nm and 1250/1500 nm ratios. The discrimination between a maturity effect and a composition effect is more ambiguous than for the Aristillus case, as the system of very bright rays attests the relative young age of the crater. However, no obvious correlation exists between albedo and any of the ratios. The upper left corner of the rim almost disappears in ratios whereas it is still present in the albedo frame. The lower part of the rim exhibits low values of both 2000/1500 nm and 950/750 nm ratios but shows no obvious albedo pattern. We therefore conclude that both immaturity and compositional heterogeneity effects are present. Band ratios are consistent with a noritic composition. The steep slopes of the crater inner rim could explain the sharpness of the absorption features by exposing less mature material. According to the aspect of band ratios, the central peak does not differ markedly from the surrounding regions. This indicates that the central uplift of fractured, shocked target rock material, which could come from a depth of 3 to 6 km, has the same mineral composition as the local upper crust. No

major olivine occurrence is detected. The diameter of Kepler is one third of the diameter of Copernicus. The Kepler impact was not large enough to excavate the possible underlying olivine-rich unit, as was the case for Copernicus.

7. Summary and Conclusion

This work shows the great potential of the Clementine NIR data set for lunar mineralogy. Our attention has been focused on the data reduction process for selected areas of the Moon, using calibrated UV/VIS images as a reference for offsets determination. Flat fields have been extracted from the data set itself using a median filter on selected homogeneous images of Mare Imbrium. In order to limit the changes in instrumental behavior observed with increasing cryocooler and lens temperatures along the orbit, we selected three craters located at low-latitudes to midlatitudes on the border of Mare Imbrium: Aristillus, Aristarchus, and Kepler. We computed band ratios to map the compositional heterogeneity, and we extracted spectra using two telescopic spectra as reference. The distribution of the high and the low Ca pyroxene has been mapped on Aristillus. The central peak complex exhibits features suggesting a high content in both clinopyroxene and orthopyroxene. Spectra consistent with mixtures containing >75% olivine and <25% pyroxene have been found on the south rim of Aristarchus. Finally, a very deep absorption at 2 μm has been detected on the rim of Kepler, correlated with a very strong 1 μm absorption, suggesting either a high content in orthopyroxene or a very immature soil. The NIR data set contains information which are of great interest in improving our knowledge of the lunar mineralogy.

After this first investigation, much work is still needed to fully exploit the potential of the NIR data set. The calibration effort by the PI team should provide improved calibration parameters for the NIR channel in the near future. The next major steps which we consider for our approach are first to improve the dark current and flat field corrections for

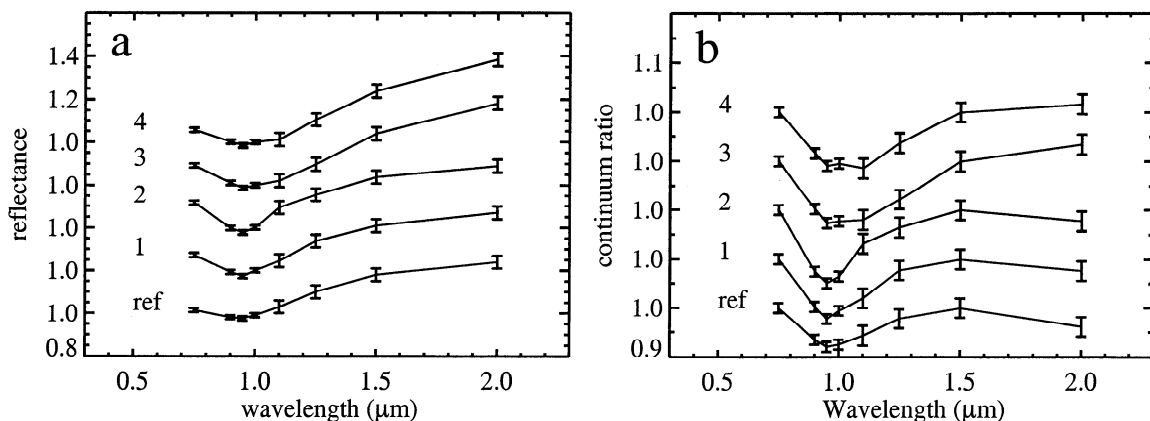


Figure 9. Reflectance spectra extracted from Aristarchus (see locations in Figure 8). (a) Reflectance spectra have been scaled to unity at 1.0 μm . (b) Spectra divided by a continuum as described in the text are displayed. Spectra 3 and 4 suggest a very high content in olivine.

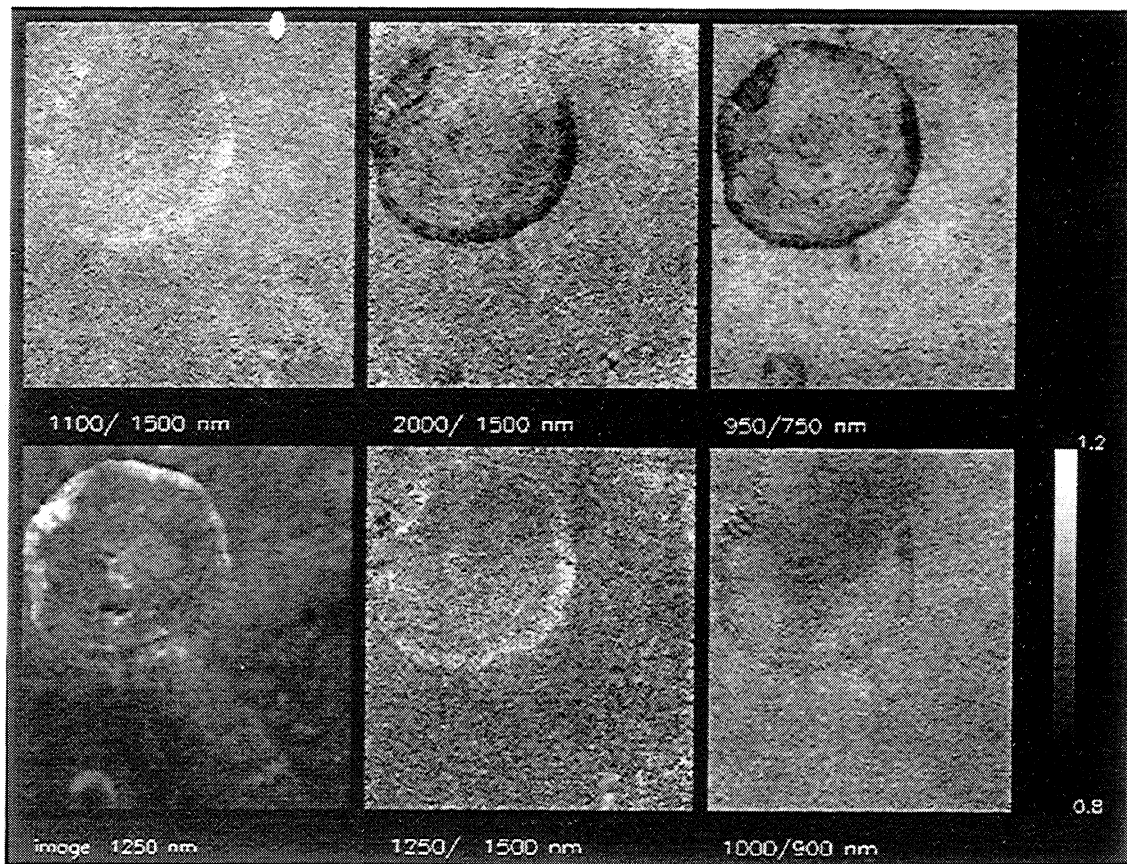


Figure 10. Band ratios on Kepler. A very good correlation exists between 2000/1500 nm and 950/750 nm ratios, suggesting the presence of pyroxene on the crater rim. North is on the left.

each of the four filters which have already been investigated and to study the possible dependence on the integration time. We also plan to extend our approach to the other two filters, taking into account the thermal component at $2.76 \mu\text{m}$. In this contribution, we have restricted our analysis to regions with small variations of the relevant temperatures (optics and cryocooler, the latter being most likely related to the temperature of the electronics). We are also planning to take into account photometric corrections within each frame and from one frame to the next. This will allow us to extend our results to regions at very different latitudes. With these improvements, our bootstrapping approach should be useful as a test of the remaining uncertainties on the calibration parameters once they are made available by the PI team.

Acknowledgments. The authors are grateful to P. G. Lucey for a useful discussion during the 29th LPSC. We also would like to thank P. Johnson and an anonymous reviewer for their very helpful comments and suggestions.

References

- Adams, J. B., Visible and near-infrared diffuse reflectance spectra of pyroxenes as applied to remote sensing of solid objects in the solar system, *J. Geophys. Res.*, **79**, 4839-4836, 1974.
- Cloutis, E. A., and M. J. Gaffey, Lunar regolith analogues: Spectral reflectance properties of compositional variations, *Icarus*, **102**, 203-224, 1993.
- Crown, D. A., and C. M. Pieters, Spectral properties of plagioclase and pyroxene mixtures and the interpretation of lunar soil spectra, *Icarus*, **72**, 492-506, 1987.
- Dence, M. R., R. A. F. Grieve, and P. B. Robertson, Terrestrial impact structures: Principal characteristics and energy considerations, in *Impact and Explosion Cratering*, edited by D. J. Roddy, R. O. Pepin, and R. B. Merrill, pp. 247-276, Pergamon, Tarrytown, New York, 1977.
- Fischers, E. M., and C. M. Pieters, Remote determination of exposure degree and iron concentration of lunar soils using VIS-NIR spectroscopic methods, *Icarus*, **111**, 475-488, 1994.
- Fischers, E. M., and C. M. Pieters, Composition and exposure age of the Apollo 16 Cayley and Descartes regions from Clementine data: Normalizing the optical effects of space weathering, *J. Geophys. Res.*, **101**, 2225-2234, 1996.
- Isbell, C. E., E. M. Eliason, T. Becker, E. M. Lee, A. McEwen, and M. Robinson, The Clementine mission: An archive of a digital image model of the Moon, *Lunar Planet. Sci.*, **XXVIII**, 623-624, 1997.
- Larson, S. M., J. R. Johnson, and R. B. Singer, Evaluation of the sensitivity of the reflectance ratios to mafic minerals in the lunar regolith, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 2149-2152, 1991.
- Lucey, P. G., B. R. Hawke, T. B. McCord, C. M. Pieters, and J. W. Head, A compositional study of the Aristarchus region of the moon using near-infrared reflectance spectroscopy, *J. Geophys. Res.*, **82**, D344-D354, 1986.
- Lucey, P. G., B. R. Hawke, and K. Horton, Visible and infrared imaging of Copernicus crater and surroundings, *Lunar Planet. Sci.*, **XXII**, 833-834, 1991a.
- Lucey, P. G., B. R. Hawke and K. Horton, The distribution of olivine in the crater Copernicus, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 2133-2136, 1991b.

- Lucey, P. G., J. L. Hinrichs, and E. Malaret, Progress toward calibration of the clementine NIR camera data set, *Lunar Planet. Sci.*, XXVIII, 843-844, 1997.
- Lucey, P. G., et al., Calibration of the Clementine near infrared camera: Ready for prime time, *Lunar Planet. Sci.*, XXIX, 1576-1577, 1998.
- Martinez, P., and A. Klotz, *A Practical Guide to CCD Astronomy*, Cambridge Univ. Press, New York, 1997.
- McEwen, A. S., M. S. Robinson, E. M. Eliason, P. G. Lucey, T. C. Duxbury, and P. D. Spudis, Clementine observations of the aristarchus region of the moon, *Science*, 266, 1858-1862, 1994.
- McKay, D. S., G. Heiken, A. Basu, G. Blanford, S. Simon, R. Reedy, B. M. French and J. Papike, The lunar regolith, in *Lunar Sourcebook*, edited by G. H. Heiken, D. T. Vaniman, and B. M. French, pp. 285-356, Cambridge Univ. Press, New York, 1991.
- Nozette, S., et al., The Clementine mission to the Moon: Scientific overview, *Science*, 266, 1835-1839, 1994.
- Pieters, C. M., Copernicus crater central peak: Lunar mountain of unique composition, *Science*, 215, 59-61, 1982.
- Pieters, C. M., Composition of the lunar highland crust from near-infrared spectroscopy, *Rev. Geophys.*, 24, 557-578, 1986.
- Pieters, C. M., and D. E. Wilhelms, Origin of Olivine at Copernicus, *J. Geophys. Res.*, 90, 415-420, 1985.
- Pieters, C. M., M. I. Staid, E. M. Fischer, S. Tompkins, and G. He, A sharper view of impact craters from Clementine data, *Science*, 266, 1844-1848, 1994.
- Pinet, P. C., S. Chevrel, and P. Martin, Copernicus- A regional probe of the lunar interior, *Science*, 260, 797-801, 1993.
- Pinet, P. C., P. Martin, F. Costard, S. Chevrel, Y. Daydou, and P. E. Johnson, Aristarchus plateau: Clementine spectro-imaging and geological inferences, *Lunar Planet. Sci.*, XXVII, 1037-1038, 1996.
- Priest, R. E., I. T. Lewis, N. R. Sewall, H. S. Park, M. J. Shannon, A. G. Ledebuhr, L. D. Pleasance, M. A. Massie, and K. Metschuleit, Near-infrared camera for the Clementine mission, *Proc. Int. Soc. Opt. Eng.*, 2475, 393-404, 1995.
- Roddy, D. L., Large-scale impact and explosion craters: Comparisons of morphological and structural analogs, in *Impact and Explosion Cratering*, edited by D. J. Roddy, R. O. Pepin, and R. B. Merrill, pp. 185-246, Pergamon, Tarrytown, New York, 1977.
- Singer, R. B., Near-infrared spectral reflectance of mineral mixtures: Systematic combinations of pyroxenes, olivine, and iron oxides, *J. Geophys. Res.*, 86, 7967-7982, 1981.
- Smrekar, S., and C. M. Pieters, Near-infrared spectroscopy of probable impact melt from three large lunar highland craters, *Icarus*, 63, 442-452, 1985.
- Spudis, P., and C. Pieters, Global and regional data about the Moon, in *Lunar Sourcebook*, edited by G. H. Heiken, D. T. Vaniman, and B. M. French, pp. 595-632, Cambridge Univ. Press, New York, 1991.
-
- S. Erard, Y. Langevin, and S. Le Mouélic, Institut d'Astrophysique Spatiale, CNRS-Université Paris XI, Bât 121, 91405 Orsay, France. (erard@ias.fr; langevin@ias.fr; lemoueli@ias.fr)

(Received June 23, 1998; revised October 30, 1998; accepted November 11, 1998.)

The distribution of olivine in the crater Aristarchus inferred from Clementine NIR data

Stéphane Le Mouélic, Yves Langevin, and Stéphane Erard

Institut d'Astrophysique Spatiale, Orsay, France

Abstract. Clementine imaged the Moon entirely at eleven wavelengths. This paper presents new results obtained on the crater Aristarchus using a heuristic method for the calibration of the near infrared (NIR) data set. We computed band ratios and we extracted spectra using a telescopic spectrum as reference. A new $\sim 4 \times 10$ km olivine rich area has been identified on the southeastern rim of the crater, in addition to a smaller olivine rich area previously reported. The olivine to pyroxene ratio exceeds 6 in this new zone. This demonstrates the uniqueness of the Clementine NIR data set in discriminating olivine from pyroxene on the lunar surface, with implications for magmatic processes in the lunar mantle and crust.

Introduction

The Clementine spacecraft has acquired an almost global coverage of the lunar surface in eleven bandpasses with an average spatial resolution of about 250 m [Nozette *et al.*, 1994]. The UVVIS Camera had filters at 0.415, 0.75, 0.90, 0.95, 1.0 μm and the NIR camera had filters at 1.1, 1.25, 1.50, 2.0, 2.6, 2.78 μm . The analysis of the UVVIS data set has significantly improved our knowledge of the lunar mineralogy. A comprehensive analysis of the NIR data set has been delayed due to calibration problems. Independently of the calibration effort for the full NIR data set, which is the responsibility of the PI team, we developed a heuristic method to reduce NIR data in selected regions of the Moon.

The Aristarchus crater and more generally the Aristarchus plateau have been intensively studied in the past using earth-based remote sensing techniques and Clementine UVVIS data [Lucey *et al.*, 1986; Hawke *et al.*, 1995; McEwen *et al.*, 1994]. These previous studies revealed a global mineralogical heterogeneity, which makes the Aristarchus plateau one of the most interesting and also one of the most complex areas of the Moon. The impact event creating the crater Aristarchus, located at (23.7°N 313°E) between Mare Imbrium and Oceanus Procellarum, has excavated highland and mare type material. The Clementine UVVIS bands allowed the discrimination between highland type materials and mare basalts on the Aristarchus plateau [McEwen *et al.*, 1994], their relative distribution and their preliminary stratigraphy [Pinet *et al.*, 1996]. Feldspar, clinopyroxene, olivine and Fe-bearing glass have been detected from telescopic spectra Lucey *et al.* [1986]. Olivine probably mixed with anorthite had previously been identified in a small area on the south rim of the crater [Lucey *et al.*, 1986; Hawke *et al.*, 1995]. A preliminary analysis of NIR images from or-

bit 186 confirmed the presence of a small zone dominated by olivine [McEwen *et al.*, 1994]. Our analysis of 3 consecutive NIR frames provides a comprehensive mapping of mafic minerals in the eastern part of the Aristarchus region. This is complemented by comparisons of spectra combining the UVVIS and the NIR data sets with laboratory measurements.

Data Selection

The UVVIS data were calibrated using the algorithm developed by Brown university (C. M. Pieters *et al.*, Clementine UVVIS data, calibration and processing, 1997, available at <http://www.planetary.brown.edu/clementine/calibration.html>). Bands at 900, 950, and 1000 nm, compared to the 750 nm continuum band, are indicative of the Fe^{2+} absorption of mafic minerals such as pyroxene and olivine. Absolute residual errors, partly due to scattered light, are estimated to be lower than $\sim 4\%$ on UVVIS data.

We have processed four bands in the NIR domain. The 1100 nm and 2000 nm bands discriminate olivine from pyroxene. Pyroxene has an absorption at 0.95 μm which depends on its Ca content, and another absorption at 2 μm . Olivine has a broad composite absorption from 1.0 μm to 1.3 μm . The 1250 nm band can be linked with a weak absorption feature of anorthite. The 1500 nm band is considered to be representative of the continuum.

Reduction Process for NIR Images

The reduction of the Clementine NIR data set is hampered by instrumental problems, in particular a large dark frame signal [Lucey *et al.*, 1998]. In addition, the actual gains and offsets cannot be reliably derived using only their respective values in the header. From the beginning to the end of a mapping orbit, the temperature of the optics increases by 25 degrees and the temperature of the cryocooler increases by 15 degrees. The dark frame signal is strongly dependent on these temperatures. All the NIR images used in this study have been obtained at midlatitudes (from 22°N to 40°N), which reduces the impact of temperature changes. The reduction method is described in Le Mouélic *et al.* [1998]. We use for the correction of each image a dark frame which has been acquired with the same filter, gain mode and exposure time, and the nearest instrument temperatures. When such a dark frame was not available (1500 nm band), we used a dark frame with the same conditions of time exposure and temperatures, but a different gain mode, and applied a multiplying factor which minimizes the instrumental high frequency pattern. We evaluated the offset of each NIR filter using the high correlation between NIR and UVVIS images. A set of flat fields has been derived from the data using a median filter on 40 homogeneous mare images

Copyright 1999 by the American Geophysical Union.

Paper number 1999GL900180.
0094-8276/99/1999GL900180\$05.00

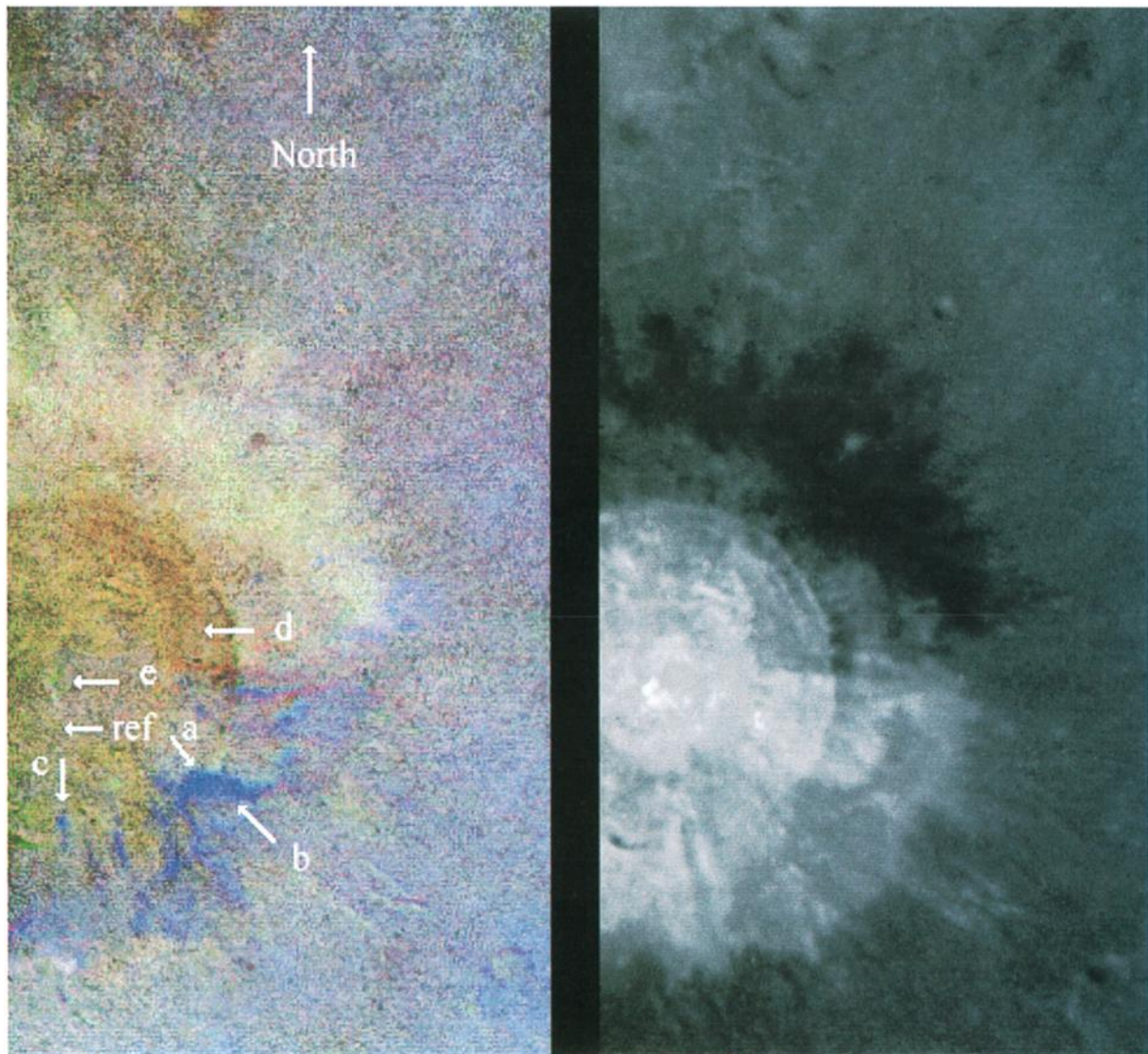


Figure 1. Right: mosaic of 3 gamma corrected images at 1500 nm. Left: Color ratio composite, where the 1100/1500 nm, 1250/1500 nm and 2000/1500 nm ratios are represented by the green, red and blue respectively on a scale from 0.8 to 1.2. Olivine rich units appear in blue (arrow a, b and c). A high pyroxene content appears in yellowish (arrow d). e is the anorthositic central peak. “ref” is the reference area for spectra.

of Oceanus Procellarum, following the approach described in *Le Mouélic et al.* [1998]. After subtracting the offset and dividing by the flat field, we corrected for viewing geometry effects using the phase function of *Shkuratov and Kreslavsky* [1998]. The 3 parameters of this model were derived from 10000 UVVIS images at 950 nm, which provide a first order photometric correction for our NIR filters. Only the spectral variation of the photometric function is not corrected. The overlap between two adjacent frames covers more than a third of each image. The consistency within overlapping regions has been used to check the validity of the reduction process. From this comparison, the conservative estimates of residual errors is $\sim 4\%$.

Results

We obtained a mosaic of three adjacent frames from a north-south strip from orbit number 53, which covers the eastern part of Aristarchus crater. The spatial resolution is

~ 270 m/pixel. Before Clementine, the best previous digital images of Aristarchus had a resolution of ~ 2000 m/pixel [*Belton et al.*, 1994]. Band ratios are used to cancel out the effects of albedo and observation conditions, therefore highlighting variations due to mineralogy and maturity. Band ratios are normalized to unity. A color ratio composite is displayed in Figure 1, where the 1100/1500 nm, 1250/1500 nm, and 2000/1500 nm ratios are represented by the green, red and blue respectively. The consistency within overlapping areas and the low correlation with albedo (Figure 1) validate our reduction approach.

In order to extract spectra for the most interesting zones, we scaled our data using as a reference a telescopic spectrum obtained on the rather homogeneous crater floor by *Lucey et al.* [1986] (“ref” zone in Figure 1 and Figure 2). With this approach, we obtain an agreement better than 5% for the two other regions observed by *Lucey et al.* within the crater.

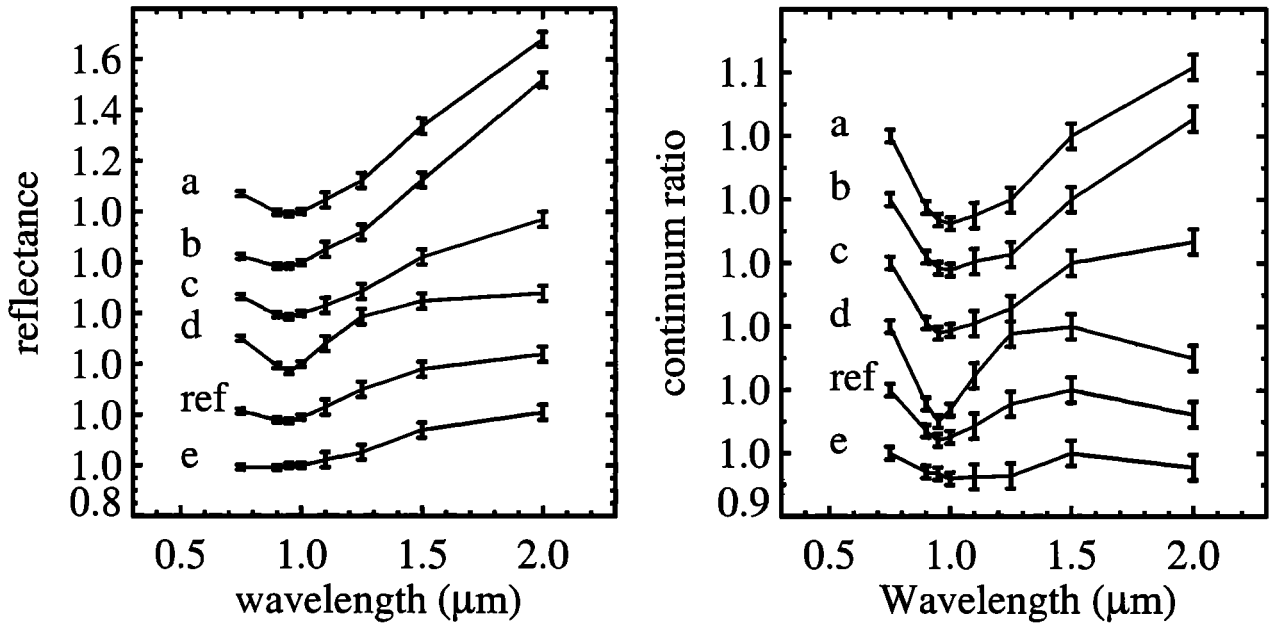


Figure 2. Reflectance spectra extracted from Aristarchus (see locations in Figure 1). Left: reflectance spectra scaled to unity at 1.0 μm . Right: spectra divided by a straight line fitting the spectrum at 0.75 and 1.5 μm , considered to be representative of the continuum. a, b and c: olivine rich units. d: pyroxene dominated areas. e: anorthositic central peak. ref: spectrum 2a from *Lucey et al.* [1986].

Olivine-rich Units in the Aristarchus Region

Since olivine is thought to be associated with the lunar mantle or with Mg-rich plutons, the finding of olivine in extensive surface areas provides valuable clues about the subsurface composition [Pieters and Tompkins, 1999]. The color ratio composite (Figure 1) provides for the first time in the Aristarchus region the spatial distribution of the olivine dominated zones, which appear in blue (high absorption at 1100 and 1250 nm, no absorption at 2000 nm). We confirm the presence of the small olivine rich region extending over a few km^2 previously identified by *McEwen et al.* [1994] (arrow c Figure 1 and spectrum c in Figure 2). The most striking result is a much larger olivine rich area (see a and b) which extends over $4 \times 10 \text{ km}^2$. Other small olivine rich units can also be identified. There is no strong correlation between the color ratios and albedo, which favors an interpretation of these features in terms of mineralogical content as opposed to maturity variations [Fischers and Pieters, 1996]. However, spectrum (b) is clearly more mature than spectrum (a) (25% shallower olivine absorption feature and steeper continuum). Spectrum (a) corresponds to the inner edge of the rim, where downslope transportation is likely to expose fresh material. The comparison of spectrum (a) with laboratory spectra of olivine mixed with pyroxene [Singer, 1981] suggests that the pyroxene content is extremely low compared to olivine. This is consistent with a troctolitic or dunitic composition. The pyroxene content in area (c) is markedly higher ($\sim 25\%$) from the comparison with laboratory spectra.

Distribution of Pyroxene

The northern inner part of the crater rim shows spectral characteristics of pyroxene (see spectrum (d) on Figure

2 and arrow (d) on the color composite). A composition dominated by high-calcium clinopyroxene augite mixed with plagioclase was proposed by *Lucey et al.*, [1986] from previous telescopic observations of the crater. The pyroxene-rich regions appear yellowish to brownish on the color ratio composite.

The Central Peak

The central peak of Aristarchus has been previously reported by *McEwen et al.* [1994] as mainly dominated by anorthosite. This conclusion was partly based on very low values of the central peak on the 1250/1500 nm ratio from orbit 186. However, very high raw values (of the same order as the fixed pattern of hot pixels) were obtained at 1250 nm, suggesting that the camera was saturated in this area. Saturation seems to have produced an artefact in the band ratio similar to a plagioclase feature. Indeed, the central peak complex can no longer be identified on the 1250/1500 nm ratio from orbit 53, acquired with different gain and offset settings for the 1250 nm image (Figure 3). However, the spectrum extracted from the central peak (spectrum (e) Figure 2) still exhibits weak mafic absorption features, which is consistent with a dominant anorthositic component. The high albedo of the peak and its immediate surroundings are also consistent with a major feldspatic content.

Conclusion

Our analysis of the Aristarchus area shows that the Clementine NIR data set provides essential complementary information to the UVVIS data set in discriminating between major mineral species on the lunar surface at a resolution of a few 100 m. In particular, the NIR data set is essential for discriminating between olivine and pyroxene.

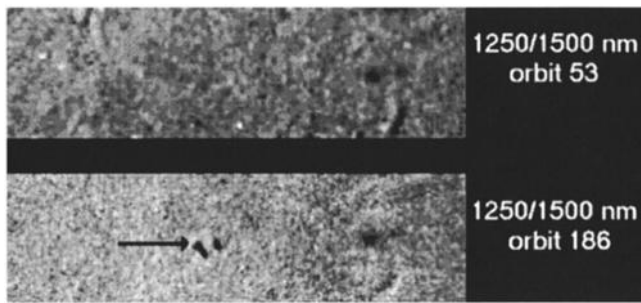


Figure 3. 1250/1500 nm ratios from orbit 186 [McEwen *et al.*, 1994] and orbit 53. North is on the left. The low values in the central peak for orbit 186 result from saturation of the 1250 nm image.

Using this data set, we have characterized the distribution of mafic minerals in the Aristarchus region, confirming the presence of small olivine rich areas on the south outer slope. The most striking result is the identification of a $\sim 4 \times 10$ km² region close to the southeastern rim of the crater, which exhibits a very strong signature of olivine without any significant admixture of clinopyroxene (troctolite or dunite). Telescopic observations of this relatively large area with a much improved spectral resolution should provide additional constraints on its actual mineralogical composition. The central peaks of Copernicus present similar characteristics [Pieters, 1982; Lucey *et al.*, 1991; Pinet *et al.*, 1993]. The outer rim of Aristarchus is expected to be composed of material from shallow depths, contrarily to the central peak. Our results support a wide vertical distribution of plutons or other types of magmatic intrusions in the lunar crust in the Oceanus Procellarum region. The NIR data set is also useful for identifying anorthositic regions from the low level of absorption of mafic minerals.

Acknowledgments. We are grateful to P. G. Lucey for a useful discussion starting from the 29th LPSC. We also would like to thank A. S. McEwen, P. C. Pinet, and an anonymous reviewer for their helpful comments and suggestions.

References

Belton, M. J. S. *et al.*, Galileo multispectral imaging of the north polar and eastern limb regions of the Moon, *Science* 264, 1112-1115, 1994.

- Fischers, E. M. and C. M. Pieters, Composition and exposure age of the apollo 16 Cayley and Descartes regions from Clementine data: Normalizing the optical effects of space weathering, *J. Geophys. Res.* 101, No E1, 2225-2234, 1996.
- Hawke, B. R., C. A. Peterson, C. R. Coombs, P. G. Lucey, G. A. Smith, and G. J. Taylor, Remote sensing studies of the Aristarchus region of the Moon, *Lunar Planet. Sci.*, XXVI, 559-560, 1995.
- Le Mouélic, S., Y. Langevin, and S. Erard, A new reduction approach for the Clementine NIR data set: Application to Aristarchus, Aristarchus, and Kepler, *J. Geophys. Res.*, in Press.
- Lucey, P. G., B. R. Hawke, T. B. McCord, C. M. Pieters, and J. W. Head, A compositional study of the aristarchus region of the moon using near-infrared reflectance spectroscopy, *J. Geophys. Res.*, 82, D344-D354, 1986.
- Lucey, P. G., B. R. Hawke, and K. Horton, The distribution of olivine in the crater Copernicus, *Geophys. Res. Lett.*, 18, No 11, 2133-2136, 1991.
- Lucey, P. G. *et al.*, Calibration of the clementine near infrared camera: Ready for prime time, *Lunar Planet. Sci.*, XXIX, 1576-1577, 1998.
- McEwen, A. S., M. S. Robinson, E. M. Eliason, P. G. Lucey, T. C. Duxbury, and P. D. Spudis, Clementine observations of the Aristarchus region of the moon, *Science* 266, 1858-1862, 1994.
- Nozette, S. and the Clementine team, The Clementine mission to the Moon: Scientific overview, *Science* 266, 1835-1839, 1994.
- Pieters, C. M., Copernicus crater central peak: Lunar mountain of unique composition, *Science*, 215, 59-61, 1982.
- Pieters, C. M. and S. Tompkins, The distribution of lunar olivine/troctolite outcrops: Mineralogical evidence for mantle overturn?, *Lunar Planet. Sci.*, XXX, 1999.
- Pinet, P. C., S. Chevrel, and P. Martin, Copernicus: A regional probe of the lunar interior, *Science*, 260, 797-800, 1993.
- Pinet, P. C., P. Martin, F. Costard, S. Chevrel, Y. Daydou, and P. E. Johnson, Aristarchus plateau: Clementine spectro-imaging and geological inferences, *Lunar Planet. Sci.*, XXVII, 1037-1038, 1996.
- Shkuratov, Yu. G. and M. A. Kreslavsky, A model of lunar photometric function, *Lunar Planet. Sci.*, XXIX, 1998.
- Singer, R. B., Near-infrared spectral reflectance of mineral mixtures: systematic combinations of pyroxenes, olivine, and iron oxides, *J. Geophys. Res.*, 86, 7967-7982, 1981.

S. Erard, Y. Langevin, and S. Le Mouélic, Institut d'Astrophysique Spatiale, CNRS- Université Paris XI, Bât 121, 91405 Orsay, France. (erard@ias.fr; langevin@ias.fr; lemoueli@ias.fr)

(Received December 8, 1998; revised February 11, 1999; accepted February 23, 1999.)



The olivine at the lunar crater Copernicus as seen by Clementine NIR data

S. Le Mouélic *, Y. Langevin

Institut d'Astrophysique Spatiale, CNRS/Université Paris XI, Bat. 121, 91405 Orsay cedex, France

Received 17 December 1999; received in revised form 19 April 2000; accepted 22 May 2000

Abstract

We have reduced Clementine near infrared (NIR) data in order to investigate the distribution of olivine in the crater Copernicus. Copernicus represents a good test area for the detection of olivine-rich areas with Clementine data as olivine was unambiguously detected in the central peaks from previous Earth-based spectroscopic observations. Clementine provides a better spatial resolution (~ 200 m/pixel) than Earth-based telescopic observations, which are limited by the atmospheric turbulence. This resolution is helpful to clarify the relationship between different lithologies and to detect heterogeneities at small scales. NIR filters at 1100, 1250, 1500, and 2000 nm are particularly useful to discriminate between olivine and pyroxene within the mafic minerals identified with Clementine UVVIS channels. Band ratios are presented to show the distribution of olivine-rich areas, which are detected mostly in the central peak complex. Three small areas in the northern walls are also consistent with olivine-rich materials, in agreement with previous studies. Nine-channels Clementine spectra confirm the overall heterogeneity of the crater site. This demonstrates the great potential of Clementine NIR data when integrated with UVVIS data for the detection of olivine dominated areas on the Moon. © 2001 Elsevier Science Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

The compositional information about the mineralogy of the lunar surface derived from the near-infrared spectral measurement conducted so far indicate that olivine dominated areas are extremely rare on the Moon (see Pieters, 1986 for a review). Olivine was unambiguously identified from telescopic spectra as the only mafic mineral in the central peaks of Copernicus crater by Pieters (1982). Specific areas on the Aristarchus Plateau also exhibit olivine signatures (Hawke et al., 1983; Lucey et al., 1986; Le Mouélic et al., 1999a). Tompkins and Pieters (1999) mentioned five other possible areas associated with the craters Theophilus, Langrenus, Tsiolkovsky, Keeler, and Crookes. As olivine is associated with the lunar mantle or with Mg-rich plutons, finding olivine-rich units on the surface provides important clues to derive the geological history of a specific area. More generally, assessing the mineralogical composition of an impact crater gives information about the lithology of the pre-impact target site. Olivine indicates mantle materials and thus gives information on the Moon's interior.

Although telescopic spectra have a high spectral resolution, the spatial resolution is limited to areas of 2–10 km in diameter. Multispectral imaging techniques provide the opportunity to widen the information given by telescopic spectra. These techniques are particularly useful to map mineralogical heterogeneities. The Clementine spacecraft, launched in January 1994, acquired images of the whole Moon in eleven wavelengths (Nozette et al., 1994). Clementine multispectral images provide an increased spatial resolution (~ 200 m/pixel on Copernicus) compared to earth-based telescopic observations. The higher spatial resolution is useful to clarify small-scale mineralogical heterogeneities within the crater area. Whereas images of the Clementine UVVIS camera (5 filters from 0.415 to 1.0 μm) have been calibrated very early at a satisfactory level of accuracy (Pieters et al., 1994; McEwen et al., 1998), the scientific study of NIR images (6 filters from 1.1 to 2.78 μm) has been delayed because of calibration problems. The difficulties arise mainly from uncertainties on gain and offset values, so as the existence of a large varying dark frame signal (Priest et al., 1995; Lucey et al., 1997, 1998). This makes the calibration of the full NIR data set very hard to achieve. On the other hand, we showed recently that the reduction of NIR data is possible when the analysis is restricted to specific areas

* Corresponding author. Tel.: 33-1-69-85-86-30; fax: 33-(0)1-69-85-86-75.

E-mail address: lemoueli@ias.fr (S.L. Mouélic).

for which telescopic spectra and accurate dark frames are available (Le Mouélic et al., 1999b).

We have studied Copernicus crater as a reference area for testing the identification of olivine on the lunar surface with integrated Clementine UVVIS and NIR data. In a first step, we present previous studies of Copernicus. Then we present the reduction of Clementine UVVIS and NIR data on Copernicus. Finally, we use band ratios and spectra extracted from selected areas to investigate the mineralogical heterogeneities within the crater. We show in particular that the integration of Clementine UVVIS and NIR channels allows the unambiguous discrimination between olivine and pyroxene-rich areas within Copernicus.

2. Previous studies of Copernicus

Previous Earth-based high resolution spectra have revealed the olivine composition of the central peaks of Copernicus (Pieters, 1982). Smrekar and Pieters (1985) have also identified anorthositic pyroxene-rich areas (norite) within the northern walls and glass-bearing impact melts on the northwestern crater floor. Lucey et al. (1991) acquired images of Copernicus at 0.73, 0.96, 1.45 and 1.99 μm at Mauna Kea Observatory, with a spatial resolution of ~ 4 km per pixel. They confirmed the olivine composition of the central peaks and they detected three other olivine-rich units on the inner northern rim of the crater. Pinet et al. (1993) have used Earth-based CCD images in 10 narrow spectral bands comprised between 0.4 to 1.05 μm to produce a multispectral imaging survey of Copernicus at the kilometer scale resolution. By means of spectral mixture analyses, they showed the regional distribution of impact melts within the crater and in its immediate surroundings, the presence of basaltic mare-like materials in the south western part of the crater, and the spatial heterogeneity among the three central peaks and possibly in the crater walls, in relation with a variable proportion of olivine as previously proposed (Lucey et al., 1991; Sprague et al., 1992). The analysis of Clementine UVVIS images (5 bands, 200 m resolution) of the eastern half of the crater presented by Pieters et al. (1994) confirmed the extensive heterogeneity of the excavated materials at both large and small scales. They also showed the distribution of impact melts and they detected localized abundance of iron-bearing minerals (basaltic materials) along the southern walls. However, the two central peaks included in their mosaic were not easily distinguished spectrally from areas within the walls. In both studies, the use of UVVIS spectral channels only is a limiting factor for estimating the relative contribution of olivine and pyroxene.

The UVVIS part of the spectrum is particularly useful to discriminate between highland type materials and mare basalts (McEwen et al., 1994). The unambiguous discrimination between olivine and pyroxene within identified mare

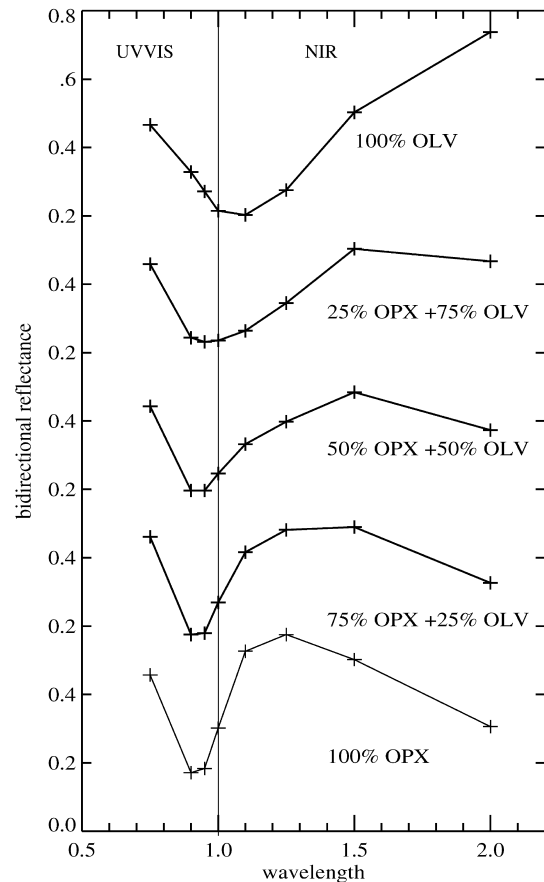


Fig. 1. Spectra of olivine (OLV) and orthopyroxene (OPX) mixtures (from Singer, 1981) convolved through Clementine filters. The integration of Clementine NIR bands to UVVIS bands allows a better discrimination between olivine and pyroxene than with UVVIS data alone.

basalts is very difficult without the use of NIR channels. Indeed, pyroxene has two absorptions at 1 and 2 μm whereas olivine has a single broad composite absorption centered at 1 μm (Adams, 1974). Fig. 1 displays laboratory spectra of olivine and orthopyroxene mixtures convolved through Clementine filters. These spectra show that the admixture of olivine with orthopyroxene only produces slight changes in the UVVIS domain whereas the changes are quite significant when investigated on the integrated UVVIS/NIR domain. Lunar soils have shallow absorption features compared to pure minerals due to space weathering effects (Fischer and Pieters, 1994). For such weak absorption features, the discrimination between olivine and pyroxene requires the use of the full spectral range of Clementine.

3. Data reduction

We selected images from orbits 43 and 176 to construct a 9-channels multispectral mosaic covering the Copernicus crater. UVVIS images at 415, 750, 900, 950 and 1000 nm were radiometrically calibrated using the ISIS software (McEwen et al., 1998). NIR images were reduced

using the method described in Le Mouélic et al. (1999b). The scientific modes of the NIR camera implemented 32 levels of gain, 256 levels of an analog offset and four integration times so as to adjust the signal to the 256 levels dynamic range of the analog to digital camera output (Priest et al., 1995). During a mapping phase, the observations were separated into 10° latitude and longitude segments, during which the gain, offset mode, and integration time for each filter remained constant. Copernicus, which is centered on a frontier between four segments, has therefore been mapped with four different sets of instrumental modes. In particular, different integration times were used for the same wavelength (11 and 33 ms, 33 and 57 ms). The Copernicus data set is, therefore, the most challenging case in terms of instrumental modes. Our previous results were obtained with a single integration time for each wavelength (Le Mouélic et al., 1999a, b).

We applied the photometric correction proposed by Shkuratov and Kreslavsky (1998) for both UVVIS and NIR images. This correction is controlled by three sets of different parameters for the 415, the 750 and the 950 nm channels. No color-phase observations of the Moon are available beyond $1.06 \mu\text{m}$. For this reason, no wavelength dependent photometric function has been proposed in the literature in the spectral range 1–2.5 μm . Therefore, we used the set of parameters corresponding to the 950 nm channel to correct the NIR channels. This provides a good first-order photometric correction of NIR channels. The maximum change in phase angle along a single strip is only 3° . The possible remaining effect, which could result from variations of these parameters toward 2000 nm due to particle size/light interactions are second-order effects. In order to estimate the possible error, we evaluated the 950/450 nm ratio first with the respective photometric parameters of the two bands, and second by using for the two bands the photometric parameters of the 950 nm band. The relative error with the second procedure was less than 1.5%. This value of 1.5% is an overestimate for the NIR channels as the variation of photometric parameters is smaller at longer wavelengths than between 415 and 950 nm (Shkuratov and Kreslavsky, 1998).

The final step of the reduction process included the refinement of NIR offsets and the determination of NIR gains by using 4 telescopic spectra from the PDS database (Pieters and Pratt, 2000) as references. We used spectra labeled P1, P3 and F2 in Pieters and Wilhelms (1985), and spectrum P2 corresponding to the easternmost central peak. A minimum of two different telescopic spectra is required to find the gain and offset values for NIR channels (two equations for two unknown parameters). We selected spectra F2 and P2 as references as they had been acquired during the same night. Spectra P1 and P3 were used as a check of the consistency of the reduction process. F2, which is on the floor of the crater, corresponds to a relatively homogeneous region. P1, P2, and P3 correspond to the central peaks, so that the Clementine spectrum

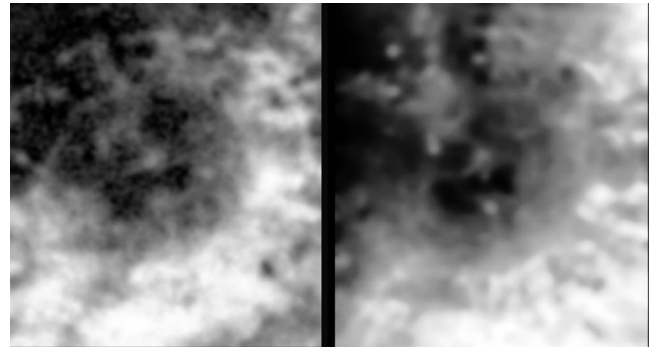


Fig. 2. Left: telescopic 1450/1990 nm ratio from Lucey et al. (1991). Right: 1500/2000 nm ratio from Clementine data resampled at the same spatial resolution. There is a good qualitative agreement between the ratio image produced from Earth-based telescope and that obtained from lunar orbit.

averaged over an area corresponding to the telescopic resolution is highly sensitive to the location of the spot center. We optimized the spot center of P2 by minimizing the corrections of offset and gain needed to match the well-calibrated UVVIS part of the spectra. This optimized position was used to derive the gain and offset values for the NIR channels. The reliability of this procedure was tested by comparing spectra extracted from the P1 and P3 regions with the corresponding telescopic observations. With this calibration test, we were able to reproduce the 2 normalized telescopic spectra with a maximum relative error for a given wavelength less than 1.3% for P1 and 3.3% for P3. The maximal deviation was obtained for the 1100 nm channel. An independent validation of the reduction of the 1500 and 2000 nm images is the good qualitative agreement between the 1450/1990 nm ratio image obtained by Lucey et al. (1991) and our 1500/2000 nm ratio image resampled at the same spatial resolution (Fig. 2). A conservative estimate for the residual uncertainty on the final multispectral cube is 4% in relative terms.

4. Results

Band ratios provide a very powerful way to detect mineralogical heterogeneities. Variations due to the local topography are cancelled out by the ratio, which makes possible the detection of spectral variations ranging typically from few percent up to 10–15%. Fig. 3a shows the mosaic at 1500 nm, which is linked to albedo variations and illumination conditions. Arrows indicate the location of the telescopic spectra used for calibration. Fig. 3b corresponds to the 950/750 nm ratio. This ratio discriminates mainly between fresh exposure of mafic minerals (with low values compared to the surroundings) and more feldspathic or more mature materials. Arrows correspond to the location of spectra discussed in the next section. A and B show the mafic absorption detected on the two easternmost central peaks. Arrows C and D correspond to fresh materials

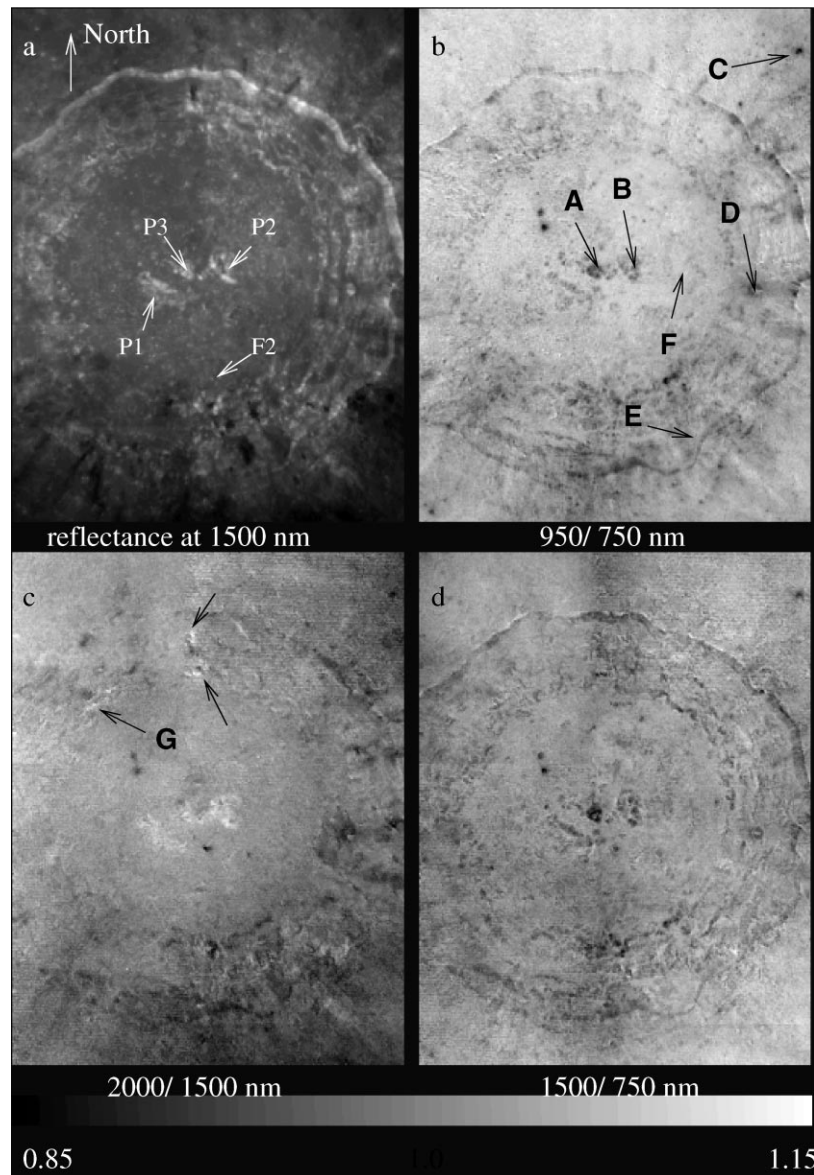


Fig. 3. Spectral ratios on Copernicus from Clementine data. (a) mosaic at 1500 nm. Arrows P1, P2, P3, and F2 correspond to the location of telescopic spectra used for calibration. (b) 950/750 nm ratio. Fresh exposure of mafic-rich areas appear in low values in this ratio. Arrows A through F indicate the location of spectra displayed in Fig. 4. (c) 2000/1500 nm ratio. This ratio discriminates between olivine and pyroxene within the mafic-rich areas identified by the 950/750 nm ratio. The central peak complex appears in high values (olivine). Arrows indicate possible olivine-rich areas which are consistent with those mentioned in Lucey et al. (1991). G indicate the location of the spectrum displayed in Fig. 4. (d) 1500/750 nm ratio. This ratio corresponds to maturity variations, with immature materials appearing in dark. Band ratios are normalized and displayed from 0.85 (black) to 1.15 (white).

excavated by small impact events. The two small dots on the upper left crater floor also correspond to fresh craters. Arrow E points to a mafic-rich area mentioned in Pieters et al. (1994). F corresponds to the crater floor.

The comparison of the 950/750 nm ratio with the 2000/1500 nm ratio displayed in Fig. 3c allows the discrimination between olivine and pyroxene within identified mafic-rich areas. Olivine dominated areas appear in high values in the 2000/1500 nm ratio whereas pyroxene dominated areas appear in low values. Fig. 3c shows that the three central peaks of Copernicus have different olivine content,

with the easternmost central peak (B) being the richest in olivine. This is in good agreement with previous telescopic observations acquired at high spectral resolution. The low correlation with the albedo image supports the interpretation in terms of different mafic mineral content rather than maturity effects (Fischer and Pieters, 1994). Conversely, areas labeled C, D and E appear in low values, which suggests that they are dominated by pyroxene. Three small areas in the northern walls (arrows in Fig. 3c) are also consistent with olivine-rich materials. These areas are in good agreement with the areas detected

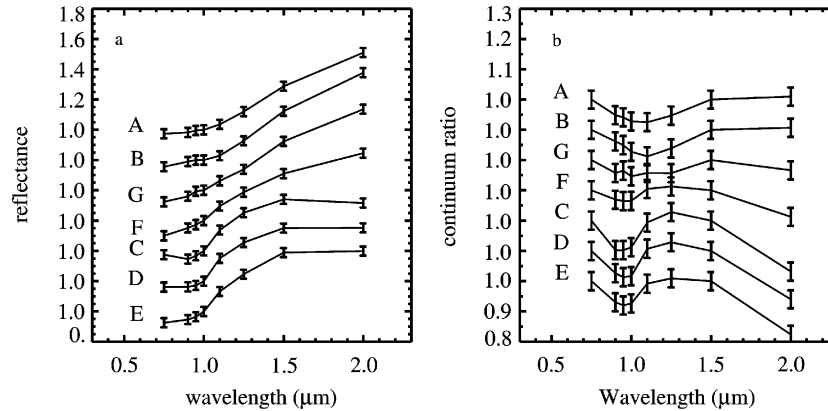


Fig. 4. Reflectance spectra extracted from Copernicus (see locations in Fig. 3b). (a) Reflectance spectra have been scaled to unity at 1.0 μm . (b) Spectra divided by a continuum as described in the text. Spectra A and B suggest a very high content in olivine. G is also consistent with olivine, whereas less pure than A and B at the spatial resolution used for spectra extraction. C, D, and E correspond to pyroxene-rich areas (norite). F corresponds to the more feldspathic crater floor.

by Lucey et al. (1991) and with the fraction image corresponding to the olivine end-member picked up in the central peak P3 in Figs. 4A and 4F of Pinet et al. (1993). The 2000/1500 nm ratio seems to indicate that no other large area is completely dominated by olivine, even if subtle variations suggests that a mixed olivine component may be present within the walls.

Fig. 3d shows the 1500/750 nm ratio. This ratio is directly linked to the continuum slope of the spectra. Therefore it provides an evaluation of the maturity of the observed soils. This interpretation does not apply to olivine dominated areas because the broad 1 μm olivine absorption feature extends beyond 1500 nm. No obvious instrumental effects are observed in this ratio image, which is a stringent test for the reduction process of NIR images. The crater walls appear symmetrical in this image. Small impact craters have excavated immature materials which appear in low values (areas corresponding to arrows C, D and small dots on the upper left crater floor). Similarly, the inner rim appears in low values in this ratio. This could be the result of exposure of immature soils due to slumping on steep slopes. The central peak complex also appears in low values, which is consistent with either olivine or immature soils. Both effects presumably play a role in this specific case. The correlation between Figs. 3d and 3b shows that maturity effects have a major contribution to the depth of the 1 μm absorption band, which is evaluated by the 950/750 nm ratio.

5. Spectra extracted from the Copernicus area

The information provided by telescopic spectra can be extrapolated by extracting 9-Channel Clementine spectra of the most interesting areas detected on band ratios. Fig. 4 displays the spectra extracted from areas labeled A, B, C, D, E, and F in Fig. 3b and area G in Fig. 3c. In order to minimize registration and intrinsic noise errors, spectra are extracted from areas larger than 5×5 pixels. Fig. 4a

corresponds to spectra scaled at 1 μm . In order to emphasize weak absorption features, Fig. 4b displays the same spectra divided by a straight line fitting the spectrum at 0.75 and 1.5 μm and considered to be representative of the continuum. As was previously mentioned by Pinet et al. (1993) and Pieters et al. (1994), the crater area appears heterogeneous in terms of spectral characteristics. Spectra A and B are extracted from the central peaks. They are consistent with a dominant olivine component, and show almost no contribution of pyroxene. This exposure of troctolitic or dunitic materials could be the result of the excavation of either the upper part of the mantle, or a layer of pluton from a depth of ~ 10 km (Dence et al., 1977; Pieters and Wilhelms, 1985). The shape of spectrum G is also consistent with an olivine component, whereas it appears less pure than for the central peaks at the spatial resolution used for spectra extraction. Spectrum F is representative of the more feldspathic floor of the crater. This type of spectrum is similar to the telescopic spectrum F2 acquired on the southern floor of the crater (Pieters and Wilhelms, 1985). Spectra labeled C, D and E have similar shapes and are consistent with significant contribution of pyroxene as was inferred from band ratios. This type of spectra corresponds to exposure of noritic crustal material.

6. Conclusion

This study of the Copernicus crater shows that the Clementine near-infrared data set has a great potential for the detection and the spatial mapping of olivine-rich units on the Moon. Copernicus crater represents a good test area, as olivine was unambiguously identified in the central peaks from the previous Earth-based spectroscopic observations. The analysis of band ratios confirms the olivine composition of the central peaks. Our results provide the fine structure of the olivine distribution within the central peaks complex, with the largest content in the

easternmost peak. Three small areas in the northern walls are also consistent with olivine-rich materials, in agreement with previous studies (Lucey et al., 1991; Pinet et al., 1993). The 9-channels spectra extracted from the Copernicus area reveal the mineralogical heterogeneity of the crater. Typical spectra of olivine-dominated areas (central peaks), pyroxene-dominated areas (southern rim), and feldspathic materials (crater walls and floor) are found within the crater. This heterogeneity reflects the heterogeneity of the pre-impact target site at scales of ~ 10 km in depth and ~ 100 km at the surface. Once the calibration of the global NIR data set will be finalized, the integration of both UVVIS and NIR data sets should provide significant breakthroughs for lunar mineralogy.

Acknowledgements

Authors are grateful to C. Martayan who helped in the reduction of Clementine data on Copernicus. We are also grateful to P. Pinet and an anonymous reviewer for their helpful comments.

References

- Adams, J.B., 1974. Visible and near-infrared diffuse reflectance spectra of pyroxenes as applied to remote sensing of solid objects in the solar system. *J. Geophys. Res.* 79, 4836–4837.
- Dence, M.R., Grieve, R.A.F., Robertson, P.B., 1977. Terrestrial impact structures: Principal characteristics and energy considerations. In: D.J. Roddy, R.O. Pepin, R.B. Merrill (Eds.), *Impact and explosion cratering*. Pergamon, New York, pp. 245–275.
- Fischer, E.M., Pieters, C.M., 1994. Remote determination of exposure degree and iron concentration of lunar soils using VIS-NIR spectroscopic methods. *Icarus* 111, 475–488.
- Hawke, B.R., Lucey, P.G., McCord, T.B., Pieters, C.M., Head, J.W., 1983. Spectral studies of the Aristarchus region: implications for the composition of the lunar crust. *Proceedings of the Lunar and Planetary Science Conference XIV*, Houston, 289–290.
- Le Mouélic, S., Langevin, Y., Erard, S., 1999a. The distribution of olivine in the crater Aristarchus inferred from Clementine NIR data. *Geophys. Res. Lett.* 26, 1195–1198.
- Le Mouélic, S., Langevin, Y., Erard, S., 1999b. A new data reduction approach for the Clementine NIR data set. Application to Aristillus, Aristarchus, and Kepler. *J. Geophys. Res.* 104, E2, 3833–3843.
- Lucey, P.G., Hawke, B.R., McCord, T.B., Pieters, C.M., Head, J.W., 1986. A compositional study of the Aristarchus region of the Moon using near-infrared reflectance spectroscopy. *J. Geophys. Res.* 82, D344–D354.
- Lucey, P.G., Hawke, B.R., Horton, K., 1991. The distribution of olivine in the crater Copernicus. *Geophys. Res. Lett.* 18, 2133–2136.
- Lucey, P.G., Hinrichs, J.L., Malaret, E., 1997. Progress toward calibration of the Clementine NIR camera data set. *Lunar Planet. Sci.* XXVIII, 843–844.
- Lucey, P.G. et al., 1998. Calibration of the Clementine near infrared camera: ready for prime time. *Proceedings of the Lunar Planetary Science Conference XXIX*, Houston, abstract #1576.
- McEwen, A.S., Robinson, M.S., Eliason, E.M., Lucey, P.G., Duxbury, T.C., Spudis, P.D., 1994. Clementine observations of the Aristarchus region of the Moon. *Science* 266, 1858–1862.
- McEwen, A.S., Eliason, E., Lucey, P.G., Malaret, E., Pieters, C.M., Robinson, M., Sucharski, T., 1998. Summary of radiometric calibration and photometric normalization steps for the Clementine UVVIS images. *Proceedings of the Lunar Planetary Science Conference XXIX*, Houston, abstract #1466.
- Nozette, S. et al., 1994. The Clementine mission to the Moon: scientific overview. *Science* 266, 1835–1839.
- Pieters, C.M., 1982. Copernicus crater central peak: lunar mountain of unique composition. *Science* 215, 59–61.
- Pieters, C.M., Wilhelms, D.E., 1985. Origin of Olivine at Copernicus. *J. Geophys. Res.* 90, 415–420.
- Pieters, C.M., 1986. Composition of the lunar highland crust from near-infrared spectroscopy. *Rev. Geophys.* 24, 557–578.
- Pieters, C.M., Staid, M.I., Fischer, E.M., Tompkins, S., He, G., 1994. A sharper view of impact craters from Clementine data. *Science* 266, 1844–1848.
- Pieters, C.M., Pratt, S., 2000. Earth-based near-infrared collection of spectra for the Moon: a new PDS data set. *Proceedings of the Lunar Planetary Science Conference XXXI*, abstract #2059.
- Pinet, P.C., Chevrel, S., Martin, P., 1993. Copernicus — a regional probe of the lunar interior. *Science* 260, 797–801.
- Priest, R.E., Lewis, I.T., Sewall, N.R., Park, H.S., Shannon, M.J., Ledebuhr, A.G., Pleasance, L.D., Massie, M.A., Metschuleit, K., 1995. Near-infrared camera for the Clementine mission. *Proceedings of the SPIE* 2475, pp. 393–404.
- Shkuratov, Yu.G., Kreslavsky, M.A., 1998. A model of lunar photometric function. *Proceedings of the Lunar Planetary Science Conference XXIX*, Houston, abstract #1117.
- Singer, R.B., 1981. Near-infrared spectral reflectance of mineral mixtures: systematic combinations of pyroxenes, olivine, and iron oxides. *J. Geophys. Res.* 86, 7967–7982.
- Smrekar, S., Pieters, C.M., 1985. Near-infrared spectroscopy of probable impact melt from three large lunar highland craters. *Icarus* 63, 442–452.
- Sprague, A.L., Witteborn, T.C., Kozlowski, R.W., Cruikshank, D.P., Bartholomew, M.J., Graps, A.L., 1992. The Moon: mid-infrared (7.5- to 11.4- μm) spectroscopy of selected regions. *Icarus* 100, 73–84.
- Tompkins, S., Pieters, C.M., 1999. Mineralogy of the lunar crust: results from Clementine. *Meteoritics Planetary Sci.* 34, 25–41.

Discrimination between maturity and composition of lunar soils from integrated Clementine UV-visible/near-infrared data: Application to the Aristarchus Plateau

Stéphane Le Mouélic, Yves Langevin, and Stéphane Erard

Institut d'Astrophysique Spatiale, Orsay, France

Patrick Pinet, Serge Chevrel, and Yves Daydou

Laboratoire de Dynamique Terrestre et Planétaire, Observatoire Midi-Pyrénées, Toulouse, France

Abstract. The reflectance spectrum of a lunar soil is mainly dominated by the composition and the degree of exposure to space weathering processes such as micrometeorite bombardment and solar wind implantation. The spectral alteration effects of space weathering should be removed for accurately investigating the composition of the lunar surface using remote sensing data. In this paper we show that the integration of the Clementine UV-visible (UVVIS) and near-infrared (NIR) channels provides an improved evaluation of the spectral alteration. The depth of the mafic absorption feature at $0.95 \mu\text{m}$ is also better defined by combining the UVVIS and NIR data. Laboratory spectra of lunar soil samples indicate that the continuum slope derived from the 1500/750 nm ratio is closely related to the concentration of fine-grained submicroscopic iron (Is). The continuum slope therefore provides an evaluation of the spectral alteration of the surface, which can be subtracted from the 1 or $2 \mu\text{m}$ absorption band depths to retrieve compositional information. This method has been applied to the Aristarchus plateau, which exhibits a broad range of mineralogical composition and maturity. A nine-channel multispectral mosaic of 680 Clementine images of the Aristarchus plateau has been processed. Eight telescopic spectra have been used to check the validity of the reduction process for the near infrared bands. The $1 \mu\text{m}$ absorption band, once corrected for spectral alteration, provides an evaluation of the initial FeO content in mafic silicates (mafic iron). Lunar soil samples show that it is possible to quantitatively map mafic iron with this technique. Our results are in good agreement with those obtained using the algorithm of Lucey *et al.* [1995, 1998a], which is based on UVVIS bands alone. The mafic iron content and total iron content which can be derived from the combined UVVIS and NIR data sets are less sensitive to local slopes than that derived from Lucey *et al.*'s method. This new method could therefore be useful for investigating areas at middle to high latitudes. Removing spectral alteration from the 2000/1500 nm ratio also makes possible a better discrimination between olivine and pyroxene within identified mare basalts on the Aristarchus plateau.

1. Introduction

The Clementine spacecraft has provided an almost global coverage of the lunar surface in 11 wavelengths, which were chosen for their mineralogical interest. The UV-visible (UVVIS) camera had five filters from 415 nm to 1000 nm, which are calibrated at the 1% level [Nozette *et al.*, 1994; McEwen *et al.*, 1998]. The scientific exploitation of UVVIS data has led to several important steps toward the comprehension of the lunar mineralogy. For instance, empirical methods using

UVVIS bands at 415, 750, and 950 nm have been developed to derive compositional global maps of the lunar surface for FeO and TiO_2 [Lucey *et al.*, 1995, 1998a]. The near-infrared (NIR) camera had been designed to complement the spectral coverage of the UVVIS camera. NIR bands at 1100 nm and 1250 nm provide the long-wavelength side of the ferrous $1 \mu\text{m}$ feature (mafic minerals). Plagioclase, which is a major constituent in the lunar crust, has a weak absorption feature at 1250 nm if it has a little iron and is unshocked. The NIR band at 1500 nm represents the best estimate for the continuum of the spectra in the infrared domain. The 2000 nm band is useful to discriminate between olivine and pyroxene within identified mare basalts.

Unfortunately, calibration problems have delayed the scientific interpretation of the NIR data set. They are mainly

Copyright 2000 by the American Geophysical Union.

Paper number 1999JE001196.
0148-0227/00/1999JE001196\$09.00

due to a large varying dark frame signal and to uncertainties on gain and offset values [Lucey *et al.*, 1997, 1998b; Priest *et al.*, 1995]. Independently of the calibration effort for the full NIR data set, we developed a heuristic method to reduce NIR data in restricted areas of the Moon [Le Mouélic *et al.*, 1999a]. This method relies on the high correlation between well-calibrated UVVIS bands and NIR bands.

In this study we focus our analysis on the Aristarchus plateau. This area has been selected for its relevance to lunar surface composition and evolution. Several previous studies have revealed the heterogeneity of this part of the Moon [Zisk *et al.*, 1977; Lucey *et al.*, 1986; McEwen *et al.*, 1994; Hawke *et al.*, 1995; Pinet *et al.*, 1996]. The Aristarchus plateau presents a wide range of typical lunar terrains such as mare basalts, highland type materials, and dark mantle deposits. Its high diversity makes it a very interesting area for testing new multispectral approaches to composition issues.

In this paper we show that the integration of UVVIS and NIR data gives the opportunity to investigate spectral parameters such as the continuum slope and the mafic absorption band depths at 1 μm and 2 μm . These spectral parameters are directly related to the mineralogy and the physical state of the surface materials [e.g., Adams, 1974]. After presenting the reduction of the data, we show the effects of maturity on extracted spectra. Then we discuss the improved evaluation of the 1 μm absorption band depth provided by the integration of NIR channels and the new opportunity to investigate the continuum slope of the spectra with Clementine data. We then use spectra of laboratory samples to show the close relationship between the continuum slope and the concentration of fine grained iron (Is) already noticed by Hiroi *et al.* [1997]. The continuum slope can be used to correct the 1 μm band depth from spectral alteration effects. We then assess the relationship of the corrected 1 μm band depth with the FeO content. These results are compared with the algorithm of Lucey *et al.* [1998a]. Laboratory spectra of lunar soil samples are used to demonstrate that it is possible to quantitatively map iron with this method. Finally, the 2000/1500 nm ratio is corrected for spectral alteration effects to investigate the presence of olivine-rich areas.

2. Integration of UVVIS and NIR Data on the Aristarchus Plateau

We selected 680 Clementine UVVIS and NIR images from orbits 53 to 56 and 186 to 188 to compute a multispectral data cube covering the Aristarchus Plateau. UVVIS images at 415, 750, 900, 950, and 1000 nm were calibrated using the U.S. Geological Survey ISIS software [McEwen *et al.*, 1998]. We applied the reduction method described by Le Mouélic *et al.* [1999a] to reduce the NIR data. NIR images at 1100, 1250, 1500, and 2000 nm were selected according to their mineralogical interest. NIR images at 2600 nm and 2780 nm were not processed because they are suspected to be affected by thermal-emitted light and because the telescopic spectra used for calibration can not extend beyond 2.5 μm . NIR instrumental modes (offset, gain, and exposure time) remain constant for each of the bands within the

two sets of orbits. NIR images were coregistered to the UVVIS 750 nm image by using a rotation of 1.7° and by applying a dilatation factor. The UVVIS image at 1000 nm was used as a reference for a first order evaluation of the NIR offsets. As explained by Le Mouélic *et al.* [1999a], the offset evaluation exploits the high degree of correlation between UVVIS and NIR images. This method is valid when topographic shading dominates the signal variations. However, P. G. Lucey (personal communication, 1999) pointed out that the offset evaluation is systematically drifted toward high values at low phase angles when maturity variations dominate variations due to the topography, which is the case for the Aristarchus plateau. Indeed, a correlation exists between lunar reflectance and color, with mature soils being dark and also red. We used eight telescopic spectra acquired by Lucey *et al.* [1986] to calibrate gain values and to refine the first-order offset evaluation of the NIR images. Gain and offset values are optimized to match four telescopic spectra extracted from very different areas (spectra labeled 2c, 5a, 4a, and 4c from Lucey *et al.* [1986]). To account for the error on the location of the footprint of the telescopic aperture on the lunar surface, the location of telescopic spectra is optimized within a 10 \times 10 km² box, following the technique described by Pinet *et al.* [1999]. The accuracy of the set of gains and offsets is then tested on four other telescopic spectra (spectra 2b, 4b, 5c, and 2a from Lucey *et al.* [1986]). With this calibration test we were able to reproduce the eight telescopic spectra with a maximum error of 1.8%. Offset adjustments to the first-order evaluation are respectively 1, 10, 25, and 41 digital numbers (DN) for the 1100, 1250, 1500, and 2000 nm filters. A conservative estimate for the residual relative uncertainty on the final multispectral cube is 2%.

The mosaic represents a set of ~270,000 nine-channel spectra of the Aristarchus plateau. Figure 1 displays the reflectance at 1500 nm. The main variations in the image are due to compositional variations (highland-type material is brighter than mare-type material), maturity variations (immature areas are brighter than mature areas), and variations

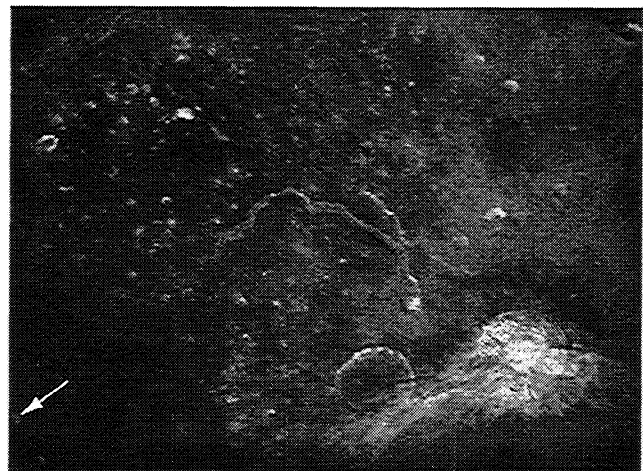


Figure 1. Reflectance at 1500 nm on the Aristarchus plateau. The arrow shows the fresh mare crater from which the spectra displayed in Figure 2 are extracted.

of the local slopes which induce photometric effects (Sun-facing slopes are brighter than shaded areas). In the next section we illustrate the spectral effects of space weathering processes on spectra extracted from the small fresh mare crater located in the lower left corner in Figure 1.

3. Spectral Effects of Maturity on Clementine Spectra

The interpretation of the spectral features in lunar soil spectra in terms of mineralogical and chemical composition is hampered by the optical effects of space weathering processes [Hapke *et al.*, 1975; McKay *et al.*, 1991; Fischer and Pieters, 1994, 1996]. The space weathering processes, which control the degree of maturity of the soil, result from the bombardment of the surface by micrometeorites, solar wind ions and cosmic rays. These highly energetic events modify the chemistry and the physical state of the surface minerals by reducing the mean grain size and by producing agglutinates [McKay *et al.*, 1974], by producing submicroscopic single-domain iron [Hapke *et al.*, 1975; Morris, 1976], and by creating amorphous coatings on individual grains [Borg *et al.*, 1980; Keller and McKay, 1993]. Laboratory studies of lunar samples have shown that these physical processes have mainly three consequences on lunar soil spectra, which are an overall reduction of the reflectance, a reduction of the absorption band depth, and an increase of the continuum slope toward red wavelengths. These effects have been identified on spectra of lunar samples with similar major element oxide chemistry, but different exposure indices Is/FeO [e.g., Fischer and Pieters, 1994].

The integration of Clementine NIR data with the already available UVVIS data is extremely useful for investigating the spectral effects of the space weathering processes. This can be demonstrated by extracting spectra on a small fresh mare crater and its immediate surroundings (arrow in Figure 1). Given the small size of this crater (~ 2 km) and its location on a homogeneous mare area [McEwen *et al.*, 1994], we assume that the content in FeO is homogeneous. This impact has induced variations in the soil maturity by excavating fresh material. Figure 2a displays five absolute reflectance spectra extracted from the crater area. Figure 2b shows the same spectra divided by a continuum line in order to emphasize the absorption features. Spectrum 1 is extracted from the brightest part of the crater interior, and spectrum 5 is extracted from the surrounding mare material. Spectra 2, 3, and 4 are extracted from intermediate distances between the two extreme areas. The $1 \mu\text{m}$ and $2 \mu\text{m}$ absorption band depths and the overall reflectance increase from spectrum 5 (corresponding to a mature area) to spectrum 1 (the most immature area). Conversely, the continuum slope increases with increasing maturity.

As a consequence, a given absorption depth near $1 \mu\text{m}$ can result from various combinations of FeO content and maturity degree. An important step toward quantitative remote sensing spectroscopy would consist in separating the spectral alteration effects from the mineralogical and chemical composition. An extensively used method has been

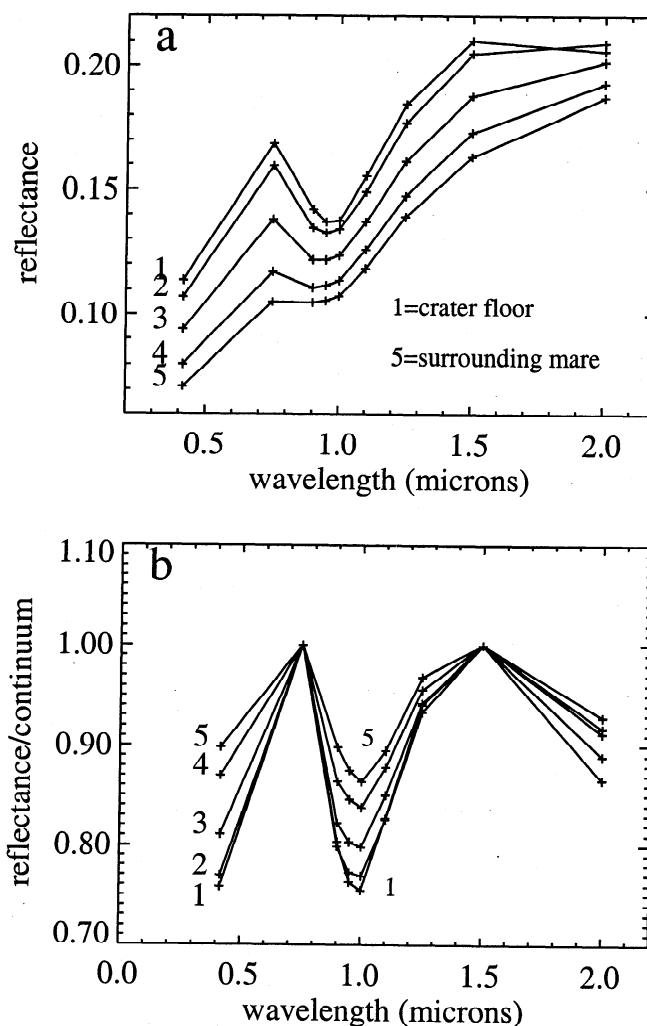


Figure 2. (a) Absolute reflectance spectra extracted from the crater located in Figure 1. (b) Spectra divided by a continuum line. The overall reflectance and band depths decrease with increasing maturity (from spectrum 1 in the immature crater interior to spectrum 5 on the surrounding mature mare), whereas the continuum slope increases with maturity.

proposed by Lucey *et al.* [1995, 1998a] and Blewett *et al.* [1997]. This technique, which uses UVVIS bands only, is based on the uncorrelated effects of maturity and FeO content on a plot of the $950/750$ nm ratio versus the 750 nm reflectance. This algorithm will be used as a comparison with our results. In the next section we present the spectral parameters which have been used in our study to discriminate between spectral alterations due to the space weathering and absorption features linked to FeO.

4. Spectral Parameters

4.1. Depth of the $1 \mu\text{m}$ Absorption Feature

The depth of the $0.9 - 1 \mu\text{m}$ absorption feature is directly linked to the concentration of ferrous iron and Fe-bearing silicate materials [Charette and Adams, 1977]. The depth of the $1 \mu\text{m}$ feature, which was evaluated by the $950/750$ nm

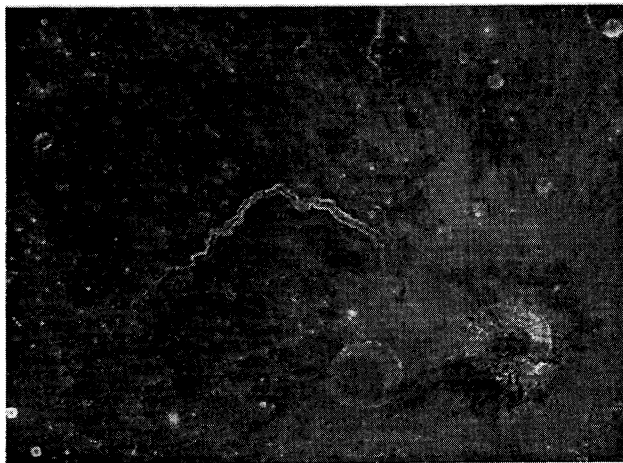


Figure 3. Depth of the $1\ \mu\text{m}$ absorption feature displayed from 0.02 (black) to 0.25 (white). Fresh exposures of pyroxene-rich materials appear in high values (small mare craters, and walls of Vallis Schroteri). This depth image is controlled by both the Fe^{2+} content and the degree of maturity of the surface. The high content of absorbing glass for dark mantle deposits reduces the spectral contrast and therefore the depth of the Fe^{2+} feature.

ratio from UVVIS data, can be better evaluated by using the long-wavelength side of the band provided by NIR filters at 1100 nm, 1250 nm, and 1500 nm (see spectra in Figure 2). Laboratory spectra of lunar samples show that the 750 nm and 1500 nm filters provide a reliable estimate of the continuum slope [Pieters, 1986]. Figure 3 displays the $1\ \mu\text{m}$ absorption band depth calculated on Aristarchus plateau by dividing the reflectance at 950 nm by the interpolated level of the continuum at 950 nm:

$$\text{depth1} = 1 - \frac{R_{950}}{(2.2/3)R_{750} + (0.8/3)R_{1500}}, \quad (1)$$

where R_{750} , R_{950} , and R_{1500} are the reflectances at 750, 950, and 1500 nm. A difference up to 10% in relative terms is obtained with the depth calculated by the UVVIS 950/750 nm ratio. The $1\ \mu\text{m}$ absorption band depth is, as expected, maximum for the small fresh craters on the mare material (lower left corner in Figure 3). This corresponds to exposure of mafic-rich immature material. Conversely, the absorption band depth is minimum on the dark mantle deposits, where the presence of volcanic glass reduces the spectral contrast [Zisk *et al.*, 1977]. The walls of the sinuous rille Vallis Schroteri (in the center of Figure 3) also appear as deeply absorbing at $1\ \mu\text{m}$ compared to the surrounding materials. As described previously, the band depth is controlled by both the content in absorbing Fe^{2+} and spectral alterations due to space weathering. Any interpretation in terms of composition alone therefore requires an evaluation of the spectral alteration of the soil.

4.2. Continuum Slope

The integration of Clementine UVVIS and NIR data gives a first opportunity to investigate the continuum slope of the

spectra with remote sensing data. The bands at 750 nm (UVVIS) and 1500 nm (NIR) are outside the main absorption features found in common lunar soil spectra [Pieters, 1986]. The continuum slope is defined here by the slope of a straight line fitting the spectrum at $0.75\ \mu\text{m}$ and $1.5\ \mu\text{m}$, and scaled to the $0.75\ \mu\text{m}$ point of tangency:

$$\text{slope} = (1/R_{750}) \frac{R_{1500} - R_{750}}{(1.5 - 0.75)} \quad \mu\text{m}^{-1}. \quad (2)$$

The continuum slope becomes increasingly red as surface exposure time increases. Pieters *et al.* [1993] showed that the red slope could not be explained solely by the presence of agglutinates formed during micrometeoritic and cosmic rays impacts. Laboratory studies suggest that the decrease in reflectance and spectral contrast and the increase in continuum slope can be attributed to the increase in nanophase metallic iron particles, which are produced by the reduction of Fe^{2+} during micrometeorite impacts [Hapke *et al.*, 1975; Hapke, 1977; Allen *et al.*, 1993, 1996; Pieters *et al.*, 1993]. The amount of nanophase metallic iron particles can be evaluated by the intensity of the ferromagnetic resonance Is [Morris, 1978]. Hapke [1998] suggested that these submicroscopic metallic iron particles result from the deposition of silicate vapor produced by both solar wind sputtering and micrometeorite impacts.

Hiroi *et al.* [1997] have observed a good linear correlation between continuum slope parameters and Is. We have tested this correlation between the continuum slope computed from equation (2) and Is on a broader set of lunar sample spectra (which are taken from the J. B. Adams collection, available at the Planetary Data System (PDS) node at <http://www.planetary.brown.edu/PDS>). We restricted our analysis to 50 spectra of bulk soils, which are listed in Table 1. Of these, 35 samples are referred to as highland or highland boundary soils, and 15 samples are referred to as mare or mare/mantle type soils. All laboratory spectra have been convolved through Clementine filters. Is/FeO and FeO values for the selected bulk soil samples are taken from Morris [1978]. FeO ranges from 4 to 18 wt% and Is/FeO ranges from 6 (immature) to 92 (mature). Figure 4a displays the plot of the continuum slope versus the concentration of fine-grained submicroscopic iron Is. The continuum slope is correlated with Is for both highland-type materials and mare-type materials, with a saturation effect for the highest Is values. This plot shows that if the submicroscopic metallic iron is responsible for the spectral alteration due to the space weathering, which seems to be accepted by most authors, then the continuum slope provides a reliable evaluation of this spectral alteration. It is important to notice that for retrieving compositional information from lunar spectra, a spectral alteration index is more useful than a maturity parameter such as Is/FeO, which is linked to the time a sample has been exposed at the surface. The specific production processes of metallic iron and their relationship to exposure time or composition are not relevant for spectral interpretation. As a comparison, we have tested the correlation between the slope of the continuum and the optical maturity parameter (OMAT) proposed by Lucey *et al.* [1998c]

Table 1. List of the Soils Used in This Study

Sample	FeO	TiO ₂	Is/FeO	415 nm	750 nm	950 nm	1500 nm
10084	15.8	7.5	78	0.045	0.071	0.080	0.123
12042	15.4	3.1	61	0.080	0.113	0.120	0.178
12070	15.4	3.1	47	0.054	0.099	0.106	0.168
14003	10.4	1.7	66	0.081	0.139	0.153	0.232
14141	10.4	1.7	6	0.197	0.277	0.262	0.355
14148	10.4	1.7	74	0.084	0.139	0.153	0.229
14259	10.4	1.7	85	0.068	0.124	0.138	0.208
15081	16.8	1.6	68	0.063	0.114	0.121	0.198
15081	16.8	1.6	68	0.057	0.112	0.120	0.193
15101	11.5	1.3	70	0.065	0.134	0.149	0.236
15211	11.5	1.3	60	0.076	0.148	0.160	0.243
15231	11.5	1.3	71	0.078	0.147	0.162	0.240
15471	16.6	1.2	34	0.082	0.144	0.146	0.227
15271	12.1	1.5	63	0.069	0.136	0.148	0.227
15501	16.9	1.8	51	0.067	0.120	0.126	0.203
60601	5.6	0.6	85	0.114	0.203	0.229	0.318
61141	5.4	0.6	56	0.128	0.219	0.242	0.332
61161	5.4	0.6	82	0.141	0.229	0.249	0.329
61241	5.4	0.6	47	0.178	0.260	0.277	0.349
61241	5.4	0.6	47	0.167	0.253	0.274	0.359
61281	5.4	0.6	69	0.134	0.225	0.248	0.334
64421	4.6	0.5	83	0.125	0.205	0.228	0.298
64421	4.6	0.5	83	0.120	0.201	0.226	0.311
64501	4.6	0.5	61	0.173	0.262	0.283	0.359
65501	5.9	0.7	38	0.195	0.291	0.303	0.382
68501	5.6	0.6	85	0.108	0.191	0.214	0.306
69921	5.6	0.6	90	0.109	0.186	0.208	0.291
69961	5.6	0.6	92	0.117	0.203	0.227	0.309
67461	4.2	0.4	25	0.272	0.384	0.389	0.499
67481	4.2	0.4	31	0.243	0.357	0.373	0.480
67601	4.2	0.4	45	0.196	0.298	0.321	0.422
67701	4.2	0.4	39	0.237	0.335	0.351	0.440
63321	4.8	0.5	47	0.177	0.270	0.289	0.378
63341	4.8	0.5	54	0.178	0.268	0.287	0.370
63501	4.8	0.5	46	0.177	0.283	0.305	0.398
70181	16.6	8.5	47	0.085	0.126	0.140	0.188
71501	17.8	9.6	35	0.063	0.095	0.103	0.150
72701	8.7	1.5	61	0.107	0.177	0.196	0.274
73221	8.7	1.8	43	0.177	0.251	0.263	0.341
73281	8.7	1.8	34	0.194	0.273	0.286	0.366
75081	17.7	9.9	40	0.064	0.100	0.109	0.159
75081	17.7	9.9	40	0.064	0.103	0.111	0.167
76261	10.7	3.4	58	0.096	0.160	0.177	0.249
78121	12.5	4.4	68	0.079	0.134	0.149	0.210
79221	15.4	6.4	81	0.062	0.101	0.113	0.164
79511	15.4	6.4	61	0.063	0.102	0.115	0.173
72141	13.4	4.4	81	0.077	0.123	0.140	0.202
72161	14.8	5.5	87	0.061	0.105	0.120	0.181
75111	15.9	6.7	54	0.059	0.098	0.114	0.170
75121	15.9	6.7	67	0.060	0.100	0.113	0.169

References for the TiO₂ and FeO content values are given by *Blewett et al.* [1997]. Is/FeO values are taken from *Morris* [1978]. Reflectance values of bulk soils are from the J. B. Adams spectra collection.

on our set of lunar samples (Figure 4b). The good correlation between these two parameters for both highland and mare samples confirms that the continuum slope is at first order representative of the spectral alterations due to the space weathering. This good correlation could provide a handle to improve offset determinations for the 1500 nm NIR filter.

Figure 5 displays the continuum slope image on the Aristarchus plateau. The continuum slope is maximum on the dark mantle deposits. These dark mantle deposits have been interpreted as volatile-rich pyroclastic glass [*Lucey et al.*, 1986; *Gaddis et al.*, 1985; *Weitz et al.*, 1998]. It should be noted that these glasses may cause changes in spectra

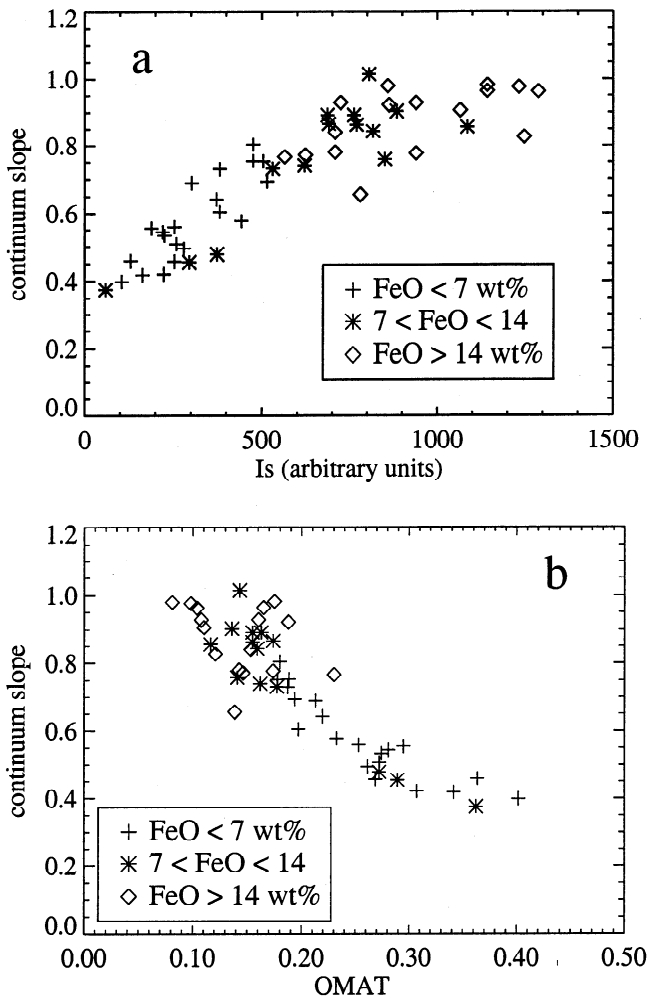


Figure 4. (a) Correlation of the continuum slope with the concentration of fine grain submicroscopic iron (I_s) for the 50 highland and mare bulk soils listed in Table 1. (b) The continuum slope is also anticorrelated with the optical maturity parameter OMAT computed from *Lucey et al.* [1998c] on the corresponding spectra.

shapes which are similar to those induced by maturation processes [Gaddis *et al.*, 1985]. The continuum slope is therefore controlled by both maturity variations and the content of pyroclastic glass. The Aristarchus crater and the smaller impact craters have a symmetrical aspect with low values in the continuum slope image. The walls of Vallis Schroteri appear also symmetrical, with a lower slope compared to the surrounding plateau. This results from fresh material being brought to the surface either by impacts or by downslope movements on steep slopes.

5. Discrimination Between Maturity and Composition

The next step in our analysis is aimed at removing the spectral alteration effects evaluated by the continuum slope from the $1 \mu\text{m}$ absorption band depth to retrieve information on the FeO content. The most widely used technique for se-

parating the influence of composition and maturity on spectral properties of the lunar surface is that proposed by *Lucey et al.* [1995, 1998a, c] and *Blewett et al.* [1997]. The results of this method will be used as a comparison with what can be inferred from our method. The optical maturity parameter (OMAT) image derived from *Lucey et al.* [1998c] and the FeO content image derived from *Blewett et al.* [1997] are shown in Figures 6a and 6b. As was the case for the laboratory samples spectra, the continuum slope (Figure 5) and the OMAT parameter (Figure 6a) are clearly correlated (correlation factor of 0.93). According to *Lucey et al.* [1998a], some care has to be taken concerning the absolute FeO values computed on pyroclastic deposits.

5.1. Correction of the $1 \mu\text{m}$ Band Depth From Spectral Alteration

Spectra obtained close to the small fresh mare crater (arrow in Figure 1) exhibited a relatively straightforward spectral evolution with maturity. The depth of the band as evaluated by equation (1) presents a good linear relationship with the continuum slope, which we use to evaluate spectral alteration (Figure 7a). In mare material it is therefore possible to remove the spectral alteration by subtracting the local continuum slope from the band depth using the observed coefficient (0.286) of this linear correlation. From the similar behavior of mare and highland samples in the correlation plot between the continuum slope and I_s (Figure 4a), we assume that the linear correlation between continuum slope and band depth is also valid for highland material.

Figure 7b shows the image corresponding to $\text{depth}1 + 0.286 \times (\text{slope})$. As expected from the procedure and the good correlation of Figure 7a, the small mare craters now exhibit a homogeneous composition. This image is at first order consistent with the FeO map provided by the algorithm of *Lucey* and coworkers (Figure 6b). However, the

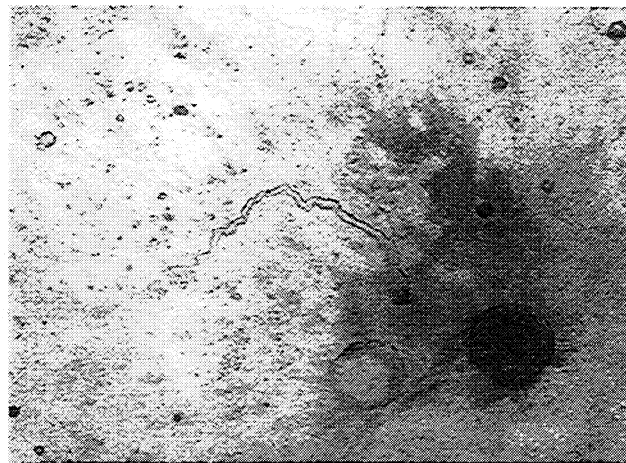


Figure 5. Continuum slope as defined by equation (2) in gray scale ranging from 0 (black) to 1.08 (white). The craters appear symmetrical, as do the walls of Vallis Schroteri. This is consistent with the interpretation of the continuum slope as a spectral alteration image.

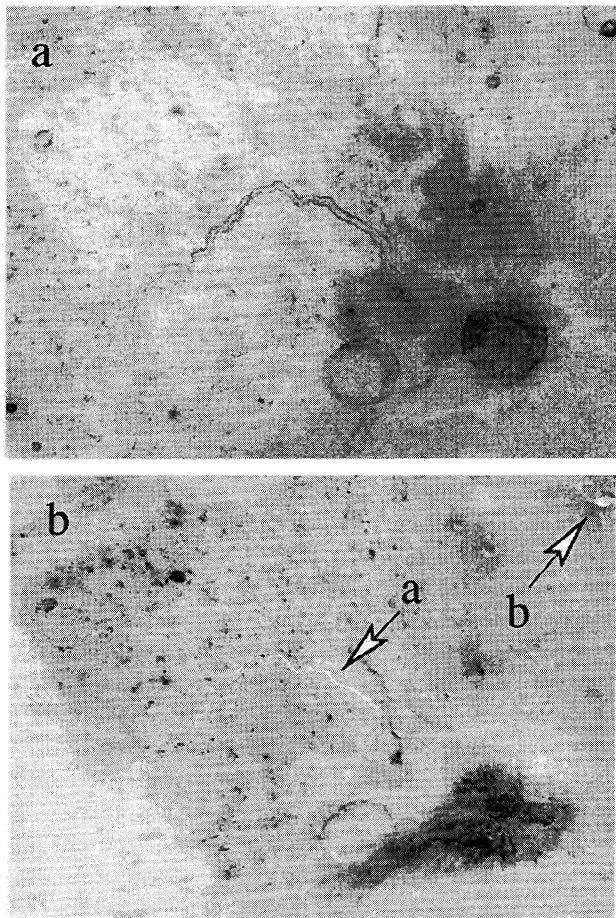


Figure 6. (a) Negative image of the optical maturity parameter (OMAT) derived from Lucey *et al.* [1998c]. (b) FeO content computed using the algorithm described by Blewett *et al.* [1997]. Arrows a and b indicate artifacts due to local slopes in Vallis Schroteri and close to the crater Krieger.

1 μm band depth image corrected for spectral alteration is less affected by the local topography than the FeO image shown in Figure 6b. In the case of the Lucey *et al.* algorithm, the use of the 750 nm filter level introduces systematic artifacts due to the topography at high phase angles: Sun-facing slopes appear brighter than flat areas at 750 nm, which leads to an overestimation of the FeO content in these areas. This effect is particularly obvious on the walls of Vallis Schroteri (arrow a in Figure 6b) and on the walls of the medium-size craters (arrow b). The corresponding areas in our corrected band depth image are not affected by the local topography because this image is produced from band ratios only. The asymmetry of the Aristarchus ejecta blanket appears clearly in Figure 7b. Fe-poor highland-type material is distributed on the southern part of the ejecta. Similarly, Fe-poor highland-type material is detected in the vicinity of the Cobra Head (arrow a in Figure 7b) and on Herodotus χ , a 1 km high bright hill in the northwest of the plateau (arrow b). These structures correlate well with the high-albedo patterns in Figure 1, and can therefore be confidently interpreted as highland-type material.

The 1 μm band depth corrected from spectral alteration is linked to the Fe^{2+} content of unweathered silicates. We define as the “mafic iron” content of a soil the iron which was contained in mafic silicates before the onset of maturity processes. It therefore includes the iron in glassy particles (agglutinates and nanophase iron) which was originally in silicates. This parameter is not sensitive to iron contained in oxides, which does not contribute to the strength of the 1 μm band. On the Moon, ilmenite (FeTiO_3) is the major iron-bearing oxide. Lucey *et al.*'s method is an evaluation of the total iron content. We therefore expect the qualitative difference between the two methods to be linked to the content in ilmenite, and hence to the content in titanium. Figure 8a shows the difference between the scaled mafic FeO map obtained by our spectral alteration correction method and the FeO map we obtained using the method of Lucey and coworkers. As expected, the observed differences show a significant correlation with the map of the titanium content derived from the method described by Lucey *et al.* [1998a].

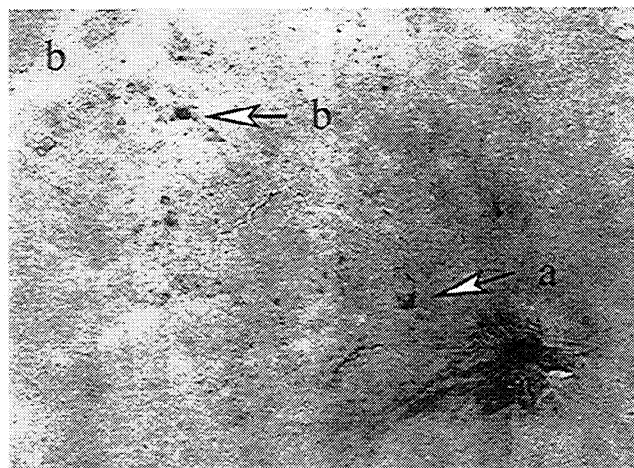
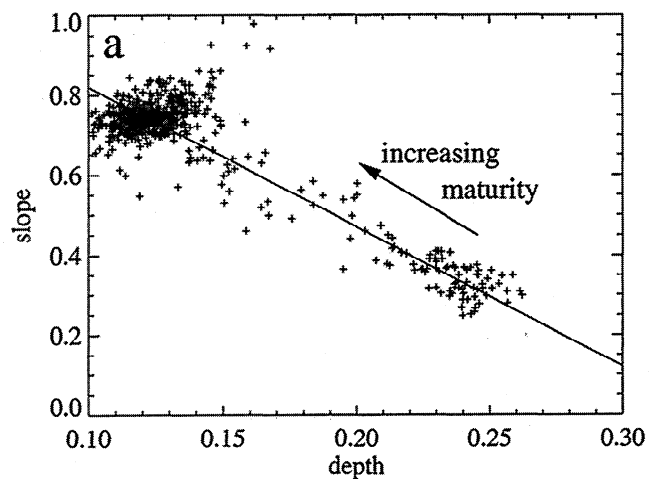


Figure 7. (a) Correlation plot of the continuum slope versus the 1 μm absorption band depth on the fresh mare crater (arrow in Figure 1) and its surroundings. (b) The 1 μm absorption band depth corrected from spectral alteration. This image is controlled by the mafic iron content of the soil (see the correlation with Figure 6b).

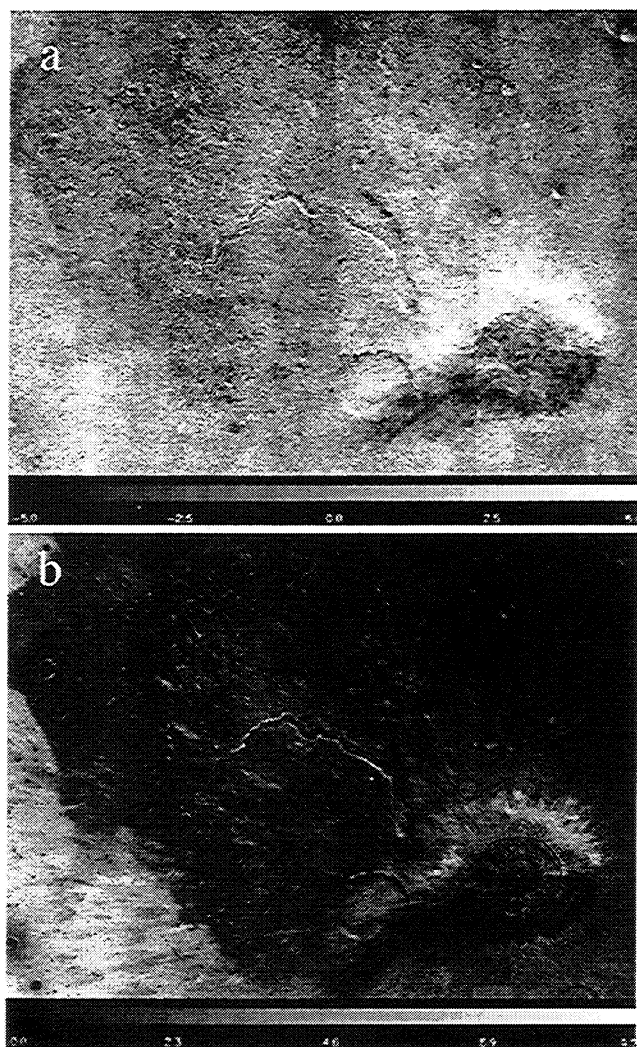


Figure 8. (a) Difference of the FeO map derived from Lucey *et al.* [1998a] and the mafic iron image displayed in Figure 7b. (b) TiO₂ content in weight percent computed using the algorithm described by Lucey *et al.* [1998a]. The correlation between the images of Figures 8a and 8b shows that the difference between the two maps is controlled by local slopes and titanium content.

A second difference is obtained in areas with significant local slopes (walls of the sinuous rille and craters). Our method is less sensitive to the topography due to the use of band ratios only. In the next section the same analysis is performed on lunar soil samples spectra to define a quantitative evaluation method for mafic iron.

5.2. A Quantitative Method to Evaluate Mafic Iron in Lunar Soils

We used the set of 50 bulk soil samples described in section 4.2 to calibrate the mafic iron evaluation method. Compositional and relevant reflectance data for the soils used are listed in Table 1. Figure 9a shows the correlation of the mafic-iron-sensitive parameter computed from $\text{depth1} + 0.286 \times (\text{slope})$ with the bulk FeO content measured in the laboratory. From the above analysis the low cor-

relation can be attributed to iron contained in ilmenite. This is demonstrated by Figure 9b, which shows that the difference between measured FeO and evaluated mafic FeO values is correlated to the TiO₂ content. We can recover the total FeO content by adding one iron for each titanium to our mafic iron evaluation, hence adding 0.9 TiO₂ (wt%) to the weight percent of mafic FeO. Figure 9c displays the total FeO content evaluated by adding the mafic FeO and FeO from ilmenite:

$$\begin{aligned} \text{FeO}_{\text{total}} (\text{wt}\%) &= \text{FeO}_{\text{mafic}} + \text{FeO}_{\text{ilmenite}} \\ &= 45.6 \times (\text{depth1} + 0.286 \times \text{slope}) - 3.8 + 0.9 \text{TiO}_2. \quad (3) \end{aligned}$$

The good correlation (0.944) demonstrates that it is possible to quantitatively evaluate mafic iron in lunar samples from their spectra with this method. The difference between FeO predicted and FeO measured has a standard deviation of 1.6 wt%. Figure 9d shows the FeO content we derived from Lucey *et al.*'s algorithm on the same set of samples for comparison (1σ of 1.5 wt%). Our method has a larger spread than Lucey *et al.*'s method for highland soils (FeO < 6wt%), which was expected as the inversion technique was calibrated on the Fe²⁺ absorption feature in mare regions. The coefficients of the linear regression shown in equation (3) are optimized for the directional-hemispherical spectra of lunar soils obtained by Adams and coworkers. This set of coefficients could be refined for Clementine bidirectional reflectance data by using images of the lunar sample-return stations as was done by Blewett *et al.* [1997] for Lucey *et al.*'s method.

This method and Lucey *et al.*'s method provide two different types of information on lunar soils: mafic iron content and total iron content. Our method is not dependent on local slopes as it is based on band ratios only. In order to obtain the total iron content with our method on Clementine remote sensing data, we have to independently evaluate the titanium content. This can be done with the TiO₂ mapping technique proposed by Lucey *et al.* [1998a]. This introduces a second-order dependence of the total iron content on local slopes when titanium is abundant. The volume percentages of ilmenite in lunar soils vary widely across the Moon, with titanium appearing mostly in mare basalts. A quantitative mafic iron evaluation method which is independent of local slopes, and which can be extended to total iron by evaluating the ilmenite contribution, can be very useful to investigate middle to high latitudes where local slopes play a major role. It can be noted that these regions are predominantly highlands, where mafic iron and total iron should be closely related.

6. Discrimination Between Olivine and Pyroxene

UVVIS bands have been used to discriminate between gabbroic highland-type materials, dark mantle deposits, and mafic mare materials [McEwen *et al.*, 1994]. The 2000/1500 nm ratio, compared to the albedo and maturity images, provides the discrimination between olivine and pyroxene within

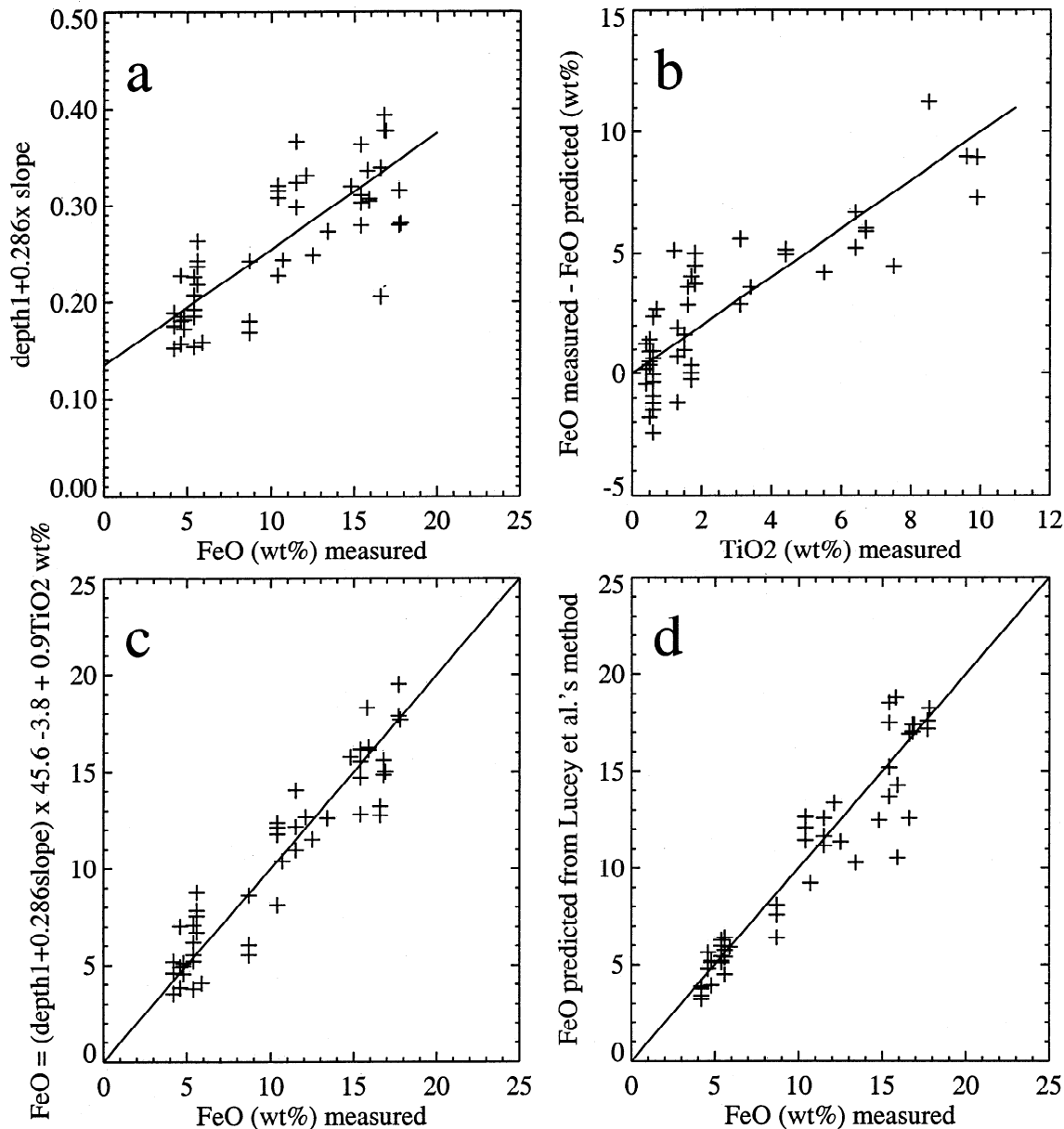


Figure 9. Test of our mafic iron mapping technique on the Adams soil samples spectra listed in Table 1. (a) Correlation of our mafic iron parameter with measured FeO values. (b) Difference between FeO measured in the laboratory and the mafic iron inferred from Figure 9a versus titanium content. (c) Total FeO content predicted from our method when including the contribution of ilmenite versus measured FeO content. (d) FeO content predicted from Lucey et al.'s method versus measured FeO content.

identified mare basalts [Le Mouélic et al., 1999b]. Pyroxene spectra exhibit two absorptions at 1 μm and 2 μm , whereas olivine has a single broad composite absorption near 1 μm and has no absorption at 2 μm . Olivine is present in mare materials. It is considered to be associated either with the lunar mantle or with Mg-rich plutons. The distribution of olivine on the lunar surface provides clues on the processes involving the lunar mantle and crust [Pieters and Wilhelms, 1985; Pinet et al., 1993; Tompkins and Pieters, 1999].

Figure 10a displays the 2000/1500 nm ratio, which is related to the depth of the 2 μm absorption band. Olivine-dominated areas are expected to show a high value in this

ratio compared to pyroxene-rich areas. Fresh mare craters appear as low values, as is expected for a fresh exposure of pyroxene-rich materials. The dark mantle deposits appear as high values, and so do several areas on the southeastern rim of the Aristarchus crater. As was the case for the 1 μm absorption band depth, the 2 μm absorption band depth is controlled by both the composition and the spectral alteration due to the space weathering. Immature soils dominated by pyroxene have a deeper absorption at 2 μm than mature soils. Therefore one must remove spectral alteration effects from the depth of the 2 μm band to accurately interpret the 2 μm absorption feature on a 2000/1500 nm ratio.

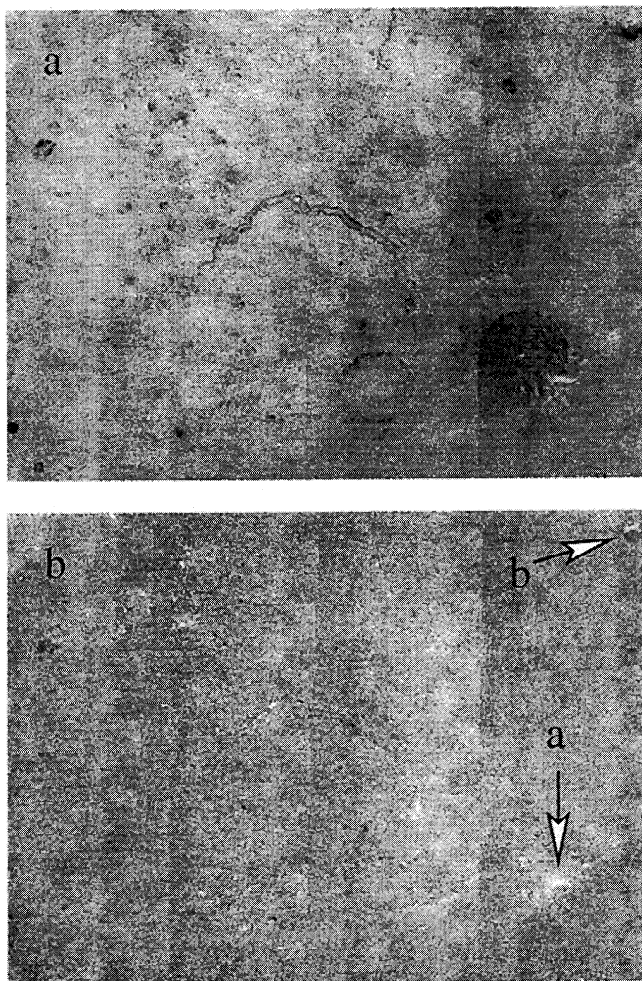


Figure 10. (a) Normalized 2000/1500 nm ratio from 0.8 (black) to 1.1 (white). This ratio is controlled by composition and maturity. Fresh exposures of pyroxene appear as low values in this ratio. (b) The 2000/1500 nm ratio corrected for maturity effects. Arrow a indicates the olivine-rich region previously mentioned by *Le Mouélic et al.* [1999b]. Arrow b indicates another possible olivine-rich region within the crater Krieger.

We performed the same correlation plot as shown in Figure 7a between the 2000/1500 nm ratio and the continuum slope on the small fresh mare crater to derive the linear coefficient (0.32) between the two parameters. From the high correlation index, it is then possible to remove spectral alteration from the 2000/1500 nm ratio (Figure 10b). As expected, the small fresh mare craters do not show variations in the corrected ratio. The major remaining variations (high values of the ratio) are observed on the southeastern rim of the crater (arrow a), where the presence of olivine has already been mentioned [*Lucey et al.*, 1986; *Le Mouélic et al.*, 1999b]. A small area in the crater Krieger (arrow b in Figure 10b) also exhibits a signature of olivine.

7. Conclusion

Clementine NIR data were used for the first time on a wide area covering the Aristarchus plateau. The integra-

tion of UVVIS and NIR data sets was performed on nine-channel spectra from 0.415 μm to 2 μm . Spectral effects of space weathering processes have been identified on spectra extracted from a small fresh mare crater and its immediate surroundings. A better investigation of the 1 μm Fe^{2+} crystal field absorption band, which is related to the FeO content of the soil, is achieved by the knowledge of the continuum in the vicinity of the band. The integration of UVVIS and NIR data provides a better understanding of the spectral properties of the lunar surface by giving the new opportunity to investigate the continuum slope, which can be derived from the spectral reflectances at 750 nm (UVVIS) and 1500 nm (NIR). From laboratory samples spectra we have confirmed that the continuum slope is closely related to the concentration of fine-grained submicroscopic iron (Is) for highland-type and mare-type soils. Is is a major parameter for maturity-related evolution of lunar spectra. The continuum slope is therefore at first order representative of the spectral alteration due to the space weathering. We have used the continuum slope to correct the 1 μm absorption band depth for spectral alteration to retrieve the iron initially contained in mafic silicates (mafic iron). Our mafic iron map is in general agreement with the FeO map we obtained with the algorithm of *Lucey et al.* [1998a] on the same data set. The differences are controlled by local slopes and titanium content, which was expected due to the contribution of ilmenite to the total iron. The analysis performed on lunar soil spectra showed that it is quantitatively possible to map mafic iron with this method, which is expected to be less sensitive to the local topography than *Lucey et al.*'s method due to the use of band ratios only. It could therefore be very useful for investigating areas at middle to high latitudes. With our method we can also derive the total iron content by adding the contribution of opaque minerals (mainly ilmenite) evaluated from the titanium content.

The removal of the spectral alteration contribution to the depth of the 2 μm absorption feature, which is evaluated by the 2000/1500 nm ratio improves the reliability of the discrimination between pyroxene and olivine. Our results confirm the presence of olivine-rich areas on the southeastern rim of Aristarchus crater and indicate a new olivine-dominated area within the crater Krieger. These results demonstrate the interest of a comprehensive calibration of the Clementine NIR data set to investigate the mineralogy of the lunar crust. This is likely to require combining the house-keeping information with comparisons to the well-calibrated UVVIS data set as well as telescopic spectra when available, as we have done for the Aristarchus plateau.

Acknowledgments. Thorough reviews by P. G. Lucey and B. Hapke led to substantial improvements of the manuscript and are greatly appreciated.

References

- Adams, J. B., Visible and near-infrared diffuse reflectance spectra of pyroxenes as applied to remote sensing of solid objects in the solar system, *J. Geophys. Res.*, 79, 4829-4836, 1974.
- Allen, C. C., R. V. Morris, H. V. Lauer, and D. S. McKay, Micro-

- scopic iron metal on glass and minerals - A tool for studying regolith maturity, *Icarus*, 104, 291-300, 1993.
- Allen, C. C., R. V. Morris, and D. S. McKay, An experimental analog to maturing lunar soil, *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, XXVII, 13-14, 1996.
- Blewett, D. T., P. G. Lucey, B. R. Hawke, and B. L. Jolliff, Clementine images of the lunar sample-return stations: Refinement of FeO and TiO₂ mapping techniques, *J. Geophys. Res.*, 102, 16,319-16,325, 1997.
- Borg, J., J. Chaumont, C. Jouret, Y. Langevin, and M. Maurette, Solar wind radiation damage in lunar dust grains and the characteristics of the ancient solar wind, in *The Ancient Sun: Fossil Record in the Earth, Moon and Meteorites*, edited by R. O. Pepin, J. A. Eddy, and R. B. Merrill, pp. 431-461, Pergamon, Tarrytown, N. Y., 1980.
- Charette, M. P., and J. B. Adams, Spectral reflectance of lunar highland rocks, *Proc. Lunar Sci. Conf. 8th*, 172-174, 1977.
- Fischer, E. M., and C. M. Pieters, Remote determination of exposure degree and iron concentration of lunar soils using VIS-NIR spectroscopic methods, *Icarus*, 111, 475-488, 1994.
- Fischer, E. M., and C. M. Pieters, Composition and exposure age of the Apollo 16 Cayley and Descartes regions from Clementine data: Normalizing the optical effects of space weathering, *J. Geophys. Res.*, 101, 2225-2234, 1996.
- Gaddis, L. R., C. M. Pieters, and B. R. Hawke, Remote sensing techniques of lunar pyroclastic mantling deposits, *Icarus*, 61, 461-489, 1985.
- Hapke, B., Interpretation of optical observations of Mercury and the Moon, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 15, 264-274, 1977.
- Hapke, B., The vapor deposition model of space weathering: A strawman paradigm for the Moon, paper presented at Workshop on New Views of the Moon, Lunar and Planet. Inst., Houston, Tex., 1998.
- Hapke, B., W. Cassidy, and E. Wells, Effects of vapor-phase deposition processes on the optical, chemical, and magnetic properties of the lunar regolith, *Moon*, 13, 339-353, 1975.
- Hawke, B. R., C. A. Peterson, C. R. Coombs, P. G. Lucey, G. A. Smith, and G. J. Taylor, Remote sensing studies of the Aristarchus region of the moon, *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, XXVI, 559-560, 1995.
- Hiroi, T., C. M. Pieters, and R. V. Morris, New consideration for estimating lunar soil maturity from VIS-NIR reflectance spectroscopy, *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, XXVIII, 575-576, 1997.
- Keller, L. P., and D. S. McKay, Discovery of vapor deposits in the lunar regolith, *Science*, 261, 1305-1307, 1993.
- Le Mouélic, S., Y. Langevin, and S. Erard, A new data reduction approach for the Clementine NIR data set: Application to Aristarchus, Aristarchus, and Kepler, *J. Geophys. Res.*, 104, 3833-3843, 1999a.
- Le Mouélic, S., Y. Langevin, and S. Erard, The distribution of olivine in the crater Aristarchus inferred from Clementine NIR data, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 1195-1198, 1999b.
- Lucey, P. G., B. R. Hawke, T. B. McCord, C. M. Pieters, and J. W. Head, A compositional study of the Aristarchus region of the Moon using near-infrared reflectance spectroscopy, *J. Geophys. Res.*, 91, D344-D354, 1986.
- Lucey, P. G., G. J. Taylor, and E. Malaret, Abundance and distribution of iron on the Moon, *Science*, 268, 1150-1153, 1995.
- Lucey, P. G., J. L. Hinrichs, and E. Malaret, Progress toward calibration of the Clementine NIR camera data set, *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, XXVIII, 843-844, 1997.
- Lucey, P. G., D. T. Blewett, and B. R. Hawke, Mapping the FeO and TiO₂ content of the lunar surface with multispectral imagery, *J. Geophys. Res.*, 103, 3679-3699, 1998a.
- Lucey, P. G., et al., Calibration of the Clementine near infrared camera: Ready for prime time, *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, XXIX, 1576, 1998b.
- Lucey, P. G., G. J. Taylor, and B. R. Hawke, Global imaging of maturity: Results from Clementine and lunar sample studies, *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, XXIX, 1356, 1998c.
- McEwen, A. S., M. S. Robinson, E. M. Eliason, P. G. Lucey, T. C. Duxbury, and P. D. Spudis, Clementine observations of the Aristarchus region of the Moon, *Science*, 266, 1858-1862, 1994.
- McEwen, A. S., E. Eliason, P. G. Lucey, E. Malaret, C. M. Pieters, M. Robinson, and T. Sucharski, Summary of radiometric calibration and photometric normalization steps for the Clementine UVVIS images, *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, XXIX, 1466, 1998.
- McKay, D. S., R. M. Fruland, and G. H. Heiken, Grain size and the evolution of lunar soils, *Proc. Lunar Sci. Conf. 5th*, 887-906, 1974.
- McKay, D. S., G. Heiken, A. Basu, G. Blanford, S. Simon, R. Reedy, B. M. French, and J. Papike, The lunar regolith, in *Lunar Sourcebook*, edited by G. H. Heiken, D. T. Vaniman, and B. M. French, pp. 285-356, Cambridge Univ. Press, New York, 1991.
- Morris, R. V., Surface exposure indices of lunar rocks: A comparative FMR study, *Proc. Lunar Sci. Conf. 7th*, 315-335, 1976.
- Morris, R. V., The surface exposure (maturity) of lunar soils: Some concepts and Is/FeO compilation, *Proc. Lunar Sci. Conf. 9th*, 2287-2297, 1978.
- Nozette, S., et al., The Clementine mission to the Moon: Scientific overview, *Science*, 266, 1835-1839, 1994.
- Pieters, C. M., Composition of the lunar highland crust from near-infrared spectroscopy, *Rev. Geophys.*, 24, 557-578, 1986.
- Pieters, C. M., and D. E. Wilhelms, Origin of olivine at Copernicus, *J. Geophys. Res.*, 90, 415-420, 1985.
- Pieters, C. M., E. M. Fischer, O. Rode, and A. Basu, Optical effects of space weathering: The role of the finest fraction, *J. Geophys. Res.*, 98, 20,817-20,824, 1993.
- Pinet, P. C., S. Chevrel, and P. Martin, Copernicus - A regional probe of the lunar interior, *Science*, 260, 797-801, 1993.
- Pinet, P. C., P. Martin, F. Costard, S. Chevrel, Y. Daydou, and P. E. Johnson, Aristarchus plateau: Clementine spectro-imaging and geological inferences, *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, XXVII, 1037-1038, 1996.
- Pinet, P. C., S. Chevrel, Y. Daydou, S. Le Mouélic, Y. Langevin, and S. Erard, Aristarchus crater spectroscopic heterogeneity from clementine UV-VIS-NIR data, *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, XXX, 1555, 1999.
- Priest, R. E., I. T. Lewis, N. R. Sewall, H. S. Park, M. J. Shannon, A. G. Ledebuhr, L. D. Pleasance, M. A. Massie, and K. Metschuleit, Near-infrared camera for the Clementine mission, *Proc. Int. Soc. Opt. Eng.*, 2475, 393-404, 1995.
- Tompkins, S., and C. M. Pieters, Mineralogy of the lunar crust: Results from Clementine, *Meteorit. Planet. Sci.*, 34, 25-41, 1999.
- Weitz, C. M., J. W. Head, and C. M. Pieters, Lunar regional dark mantle deposits: Geologic, multispectral, and modeling studies, *J. Geophys. Res.*, 103, 22,725-22,759, 1998.
- Zisk, S. H., C. A. Hodges, H. J. Moore, R. W. Shorthill, T. W. Thompson, E. A. Whitaker, and D. E. Wilhelms, The Aristarchus-Harbinger region of the Moon: Surface geology and history from recent remote sensing observations, *Moon*, 17, 59-99, 1977.

S. Chevrel, Y. Daydou, and P. Pinet, Laboratoire de Dynamique Terrestre et Planétaire, UMR5562/CNRS, Groupe de Recherche de Géodésie Spatiale, Observatoire Midi-Pyrénées, 14 Avenue E. Belin, 31400 Toulouse, France.

S. Erard, Y. Langevin, and S. Le Mouélic, Institut d'Astrophysique Spatiale, CNRS-Université Paris XI, Bât 121, 91405 Orsay, France. (e-mail: lemoueli@ias.fr)

(Received October 15, 1999; revised January 5, 2000; accepted January 7, 2000.)

Calculating iron contents of lunar highland materials surrounding Tycho crater from integrated Clementine UV-visible and near-infrared data

Stéphane Le Mouélic,^{1,2} P. G. Lucey,³ Yves Langevin,² and B. Ray Hawke³

Received 1 March 2001; revised 8 February 2002; accepted 23 May 2002; published 15 October 2002.

[1] Optical properties of lunar surface materials are modified by exposure to the space environment, including bombardment by solar wind particles and micrometeorites. One of the main problems in the interpretation of lunar spectral observations is to separate the effects of exposure (“space weathering”) and those due to the composition of the soils (mainly iron and titanium content). Here we use Clementine near-infrared (NIR) data to investigate this problem for highland-type soils in the Tycho crater area. Our approach is based on the methods developed for an analysis of a mare region near Aristarchus Plateau [Le Mouélic *et al.*, 2000]. We show that the systematic relationships between spectral parameters (1- μm band depth and continuum slope), which were previously observed in a mare area with varying maturity degree, are also valid for highland-type soils. This technique aimed at evaluating the iron content of the surface materials from Clementine UV-visible (UVVIS) and near-infrared data can therefore be applied globally. This approach complements the widely used method of Lucey and coworkers, which relies on the UV-visible bands only. The proposed method relies mostly on band ratios. The iron map produced from this method is therefore less dependent on topography than the iron estimates obtained with UV-visible data alone, where brightness is one of the controlling parameters. Therefore the proposed approach should be particularly useful at middle to high latitudes, where local topography generates large variations in brightness and therefore hampers the interpretation of iron maps produced from UV-visible bands only. *INDEX TERMS:* 6250 Planetology: Solar System Objects: Moon (1221); 5464 Planetology: Solid Surface Planets: Remote sensing; 5410 Planetology: Solid Surface Planets: Composition; 5415 Planetology: Solid Surface Planets: Erosion and weathering; *KEYWORDS:* Moon, iron, Clementine, remote sensing, near-infrared, composition

Citation: Le Mouélic, S., P. G. Lucey, Y. Langevin, and B. R. Hawke, Calculating iron contents of lunar highland materials surrounding Tycho crater from integrated Clementine UV-visible and near-infrared data, *J. Geophys. Res.*, 107(E10), 5074, doi:10.1029/2000JE001484, 2002.

1. Introduction

[2] For studies of the origin and evolution of the Moon, iron is both geochemically useful and measurable remotely. For example, an element commonly used for fundamental studies of the nature and origin of the Moon is aluminum [Taylor, 1982, 1987]. The abundance of iron can be used to infer the abundance of aluminum, because there is an extremely high inverse correlation between aluminum and iron in lunar samples [Haskin and Warren, 1991; Fischer and Pieters, 1995]. The first global map of lunar iron was

produced by Lucey *et al.* [1995], and they used the relationship presented by Fischer and Pieters [1995] to infer the crustal and bulk aluminum content of the Moon. A series of papers by Lucey and coworkers relied upon a technique based on spectra of lunar samples to invert multispectral images of the Moon to iron abundance [Lucey *et al.*, 1995, 1998a, 2000; Blewett *et al.*, 1997]. Since then, the global abundance of iron has also been derived from gamma ray spectroscopy from data returned by Lunar Prospector [Lawrence *et al.*, 1998]. Neutron spectroscopy can also contribute to understanding of iron abundance [Elphic *et al.*, 1998]; so the abundance of iron is accessible using a large number of methods.

[3] The advantage of multispectral imaging methods of iron derivation is their ability to make geochemical measurements at the resolution of optical and infrared imagers, 100 m in the case of Clementine ultraviolet-visible (UVVIS) data and 200 m in the case of near-infrared (NIR) data. This enables both localized studies and direct calibration of iron algorithms to Apollo and Luna sampling stations [Blewett *et*

¹Institut d’Astrophysique Spatiale, Orsay, France.

²Now at Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Marseille, France.

³Hawaii Institute of Geophysics and Planetology, University of Hawaii, Honolulu, Hawaii, USA.

al., 1997; Jolliff, 1999]. The method employed by Lucey and coworkers depends upon an empirical relation between reflectance and FeO content of soils and Apollo and Luna sampling stations [Lucey et al., 2000]; thus the technique suffers from errors owing to topographically induced shading. This is relatively unimportant at low latitudes, where Clementine data have low phase angles, but becomes increasingly important at high latitudes [Lucey et al., 1998a].

[4] Recently, we developed an iron mapping technique exploiting spectral ratios which show little detectable influence of topography [Le Mouélic et al., 2000]. This method includes data from the Clementine near-infrared camera at 1.5 μm , data which are little used owing to a serious calibration problem [Priest et al., 1995; Lucey et al., 1998b]. We solved this problem for localized areas for which ground-based spectra are available for calibration [Le Mouélic et al., 1999; Y. Daydou et al., A systematic intercalibration tool between multiband imaging and spot spectra data sets, submitted to *Planetary and Space Sciences*, 2001 (hereinafter referred to as Daydou et al., submitted manuscript, 2001)]. The Clementine near-infrared calibration team is currently implementing a variation of this method to produce global calibrated mosaics of the Moon at near-infrared wavelengths (E. Eliason, personal communication, 2001).

[5] In this paper we apply the new iron mapping algorithm to a relatively high latitude site (Tycho crater and surroundings, latitude 43.3°S and longitude 11.1°W) to show that the method is applicable both to highland sites (the method was first developed by using multispectral imaging of a mare region, though it was extended through lunar soil studies) and to regions where topographic shading dominates error in iron using the methods of Lucey and coworkers.

2. Background: Review of the New Iron Mapping Algorithm

[6] Clementine UV-visible and near-infrared data allow the use of spectral parameters which are linked to both composition and maturity of the soils. In particular, we use the infrared continuum slope of the spectrum and the depth of the 1- μm absorption band [Le Mouélic et al., 2000]. The continuum slope is defined by the slope of a line fitting the spectra at 0.75 and 1.5 μm , scaled to the 0.75 point of tangency (equation (1)). The depth of the 1- μm absorption feature is defined by equation (2):

$$\text{slope} = (1/R_{750}) \frac{R_{1500} - R_{750}}{(1.5 - 0.75)} \mu\text{m}^{-1} \quad (1)$$

$$\text{depth} = 1 - \frac{R_{950}}{(2.2/3)R_{750} + (0.8/3)R_{1500}}, \quad (2)$$

where R_{750} , R_{950} , and R_{1500} are the reflectances at 750, 950, and 1500 nm.

[7] The overall reflectance, the continuum slope, and the depth of the 1- μm feature are controlled by both composition (mainly ferrous iron and opaque mineral, highly correlated with titanium content) and the degree of exposure of the soils to space weathering processes [Hapke et al., 1975; McKay et al., 1991; Fischer and Pieters, 1994, 1996].

Taken individually, each of these parameters is sensitive to composition and maturity and so cannot be used for reliable iron or maturity mapping without special constraints (e.g., Fischer and Pieters [1996] showed that FeO could be derived for mature soil). However, these parameters do not respond to composition and maturity in the same manner. Band depth increases with increasing iron but decreases with increasing maturity [Fischer and Pieters, 1994, 1996; Lucey, 1998]. In contrast, as was shown by Hiroi et al. [1997] and Le Mouélic et al. [2000] on a set of representative lunar samples, the continuum slope is directly correlated with the amount of metallic nanophase iron particles (I_s) in a soil and therefore increases with both iron content and exposure time to the space weathering processes [Hapke et al., 1975]. Because of the opposing senses of correlation in the continuum slope and band depth parameters, iron and maturity can be decoupled. This is the same relationship exploited in the Lucey et al. approach to mapping iron.

[8] The near-infrared method originated from a systematic study of a small fresh mare crater area located near Aristarchus Plateau (see Le Mouélic et al. [2000] for more details). We observed a linear relationship between the continuum slope and the 1- μm absorption band depth with varying spectral alteration (Figure 1). This suggested that the maturation effects could be normalized by using a correction to the band depth employing the continuum slope. We then used a set of 50 spectra of lunar soils obtained by John Adams and for which Fe contents are available to interpret this relationship in terms of iron content (the spectrochemical characteristics of the 50 soils used are summarized in Table 1 of Le Mouélic et al. [2000]). We also recognized that opaque minerals (largely ilmenite) lower the spectral effects of iron in mafic silicates; so derivation of total iron requires an estimate of titanium. The spectrally neutral contribution from ilmenite to the total iron budget was derived from the Ti content evaluated by the method of Lucey et al. [1998a]. The total iron was finally evaluated by the following equation [Le Mouélic et al., 2000]:

$$\begin{aligned} FeO_{total}(\text{wt } \%) &= FeO_{mafic} + FeO_{ilmenite} \\ &= 45.6 \times (\text{depth} + 0.286 \times \text{slope}) - 3.8 \\ &\quad + 0.9 \times TiO_2, \end{aligned} \quad (3)$$

where depth and slope are derived from equations (1) and (2) and $0.9 \times TiO_2$ is the contribution of ilmenite. This dependence of our parameter on both iron and titanium is analogous to that of thermal neutron measurements. By using approaches developed by Elphic et al. [1998], it should be possible to use our parameter to derive a new and independent measurement of titanium not relying upon UV measurements. Our approach is conceptually similar to that of Elphic et al. [1998], who used a parameter (the neutron flux) which is due to a combination of iron, titanium, and rare earths and derived titanium by removing the influences of iron and rare earths using independent data sets and an explicit understanding of the contribution of each element to the neutron signal.

[9] Figure 1 shows the systematic relationships which were observed in the fresh mare crater area. For the lack of similar small fresh highland crater in the area studied, the validity of the procedure could not be tested on highland-

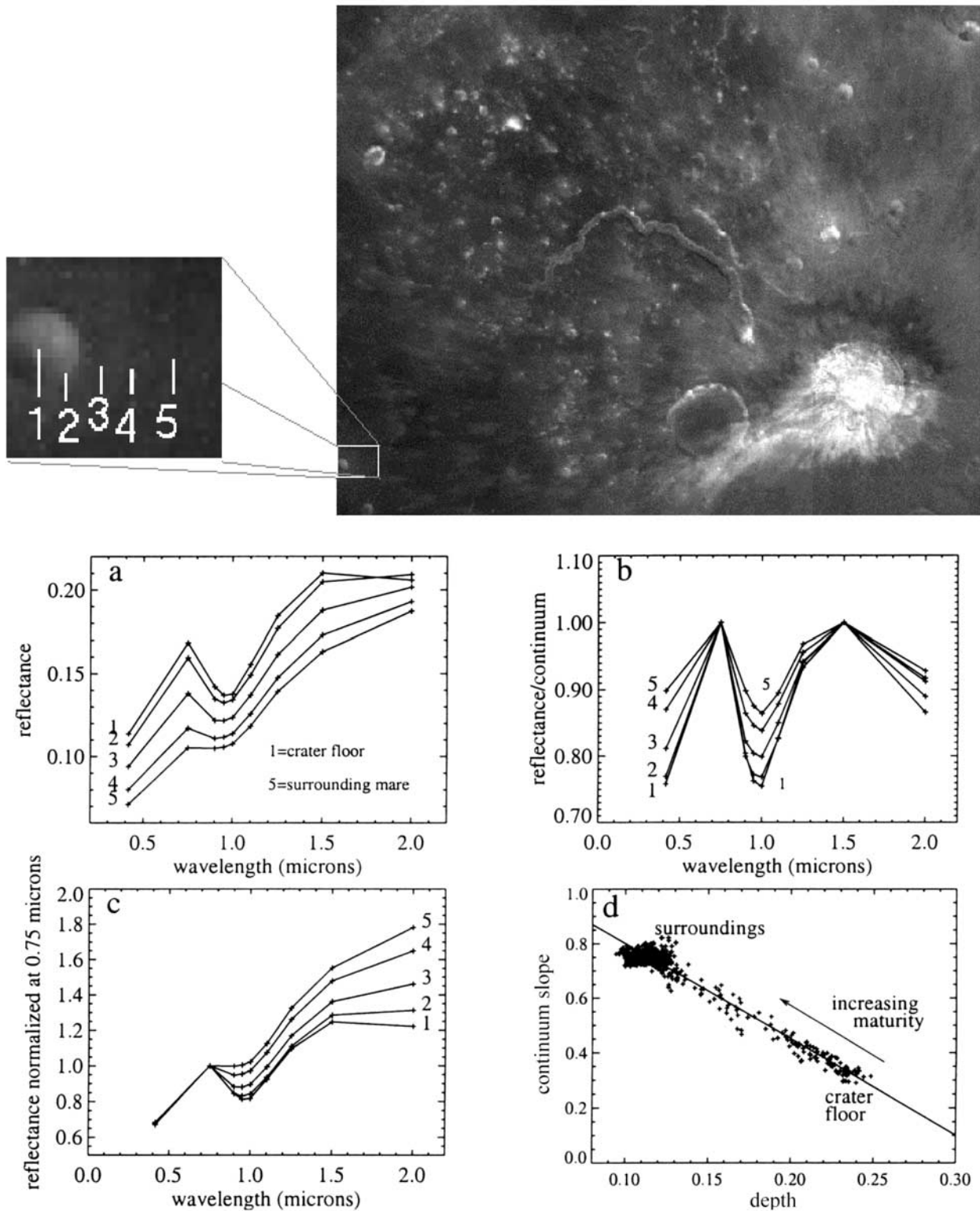


Figure 1. Effects of spectral alteration due to space weathering processes on a small fresh mare crater located near Aristarchus Plateau (adapted from *Le Mouélic et al.* [2000]). (a) Reflectance, (b) reflectance/continuum, (c) reflectance normalized at 0.75 μm , and (d) continuum slope versus band depth. Spectrum 1 is extracted from the immature crater interior, and spectrum 5 is extracted from the surrounding mature mare. The overall reflectance and the 1- μm band depth decrease with increasing maturity (Figures 1a and 1b), whereas the continuum slope increases (Figure 1c). There is a linear relationship between the continuum slope and the 1- μm absorption band depth with varying spectral alteration (Figure 1d).

type soils. The Tycho area will now be used to check the validity of the procedure on such highland soils.

3. Data Reduction

[10] We selected 333 images of Clementine orbits 172 to 178 to produce a nine-channel multispectral cube of the Tycho crater area. This region has been selected both for its scientific interest and for the homogeneity of the instrumental modes of the near-infrared channels, which simplifies the reduction of the data. UV-visible images have been calibrated by using the ISIS software [McEwen *et al.*, 1998]. The reduction of Clementine near-infrared data, which is hampered by instrumental problems [Priest *et al.*, 1995; Lucey *et al.*, 1998b], can be achieved in restricted areas by using telescopic spectra as references [Le Mouélic *et al.*, 1999; Daydou *et al.*, submitted manuscript, 2001]. Near-infrared images at 1.10, 1.25, 1.50, and 2.00 μm have been reduced by using the method described in Le Mouélic *et al.* [1999]. The global offset (additive and pixel-independent constant) of each near-infrared filter has been computed from the correlation with the well-calibrated UV-visible 0.75- μm filter, as was shown in Figure 2 of Le Mouélic *et al.* [1999]. This method assumes that spectral variations of the reflectance are negligible in comparison with variations induced by the topographic shading. Highland areas at middle to high latitudes should meet this assumption. Some care should be taken in flat mare areas at low phase angles, where maturity effects can dominate the signal variations instead of topographic shading. Indeed, on flat areas of a single type of soil, darker materials correspond to more mature soils, which also are “redder” (steeper continuum slope). Brighter materials correspond to younger materials and therefore have a bluer continuum slope. To avoid any confusion between such variations, we restricted the offset calculation to the lower left corner of the mosaic shown in Figure 3, where significant local slopes exist in an area which appears homogeneous in terms of maturity. We finally scaled our data cube by using a telescopic spectrum of Tycho floor from the Planetary Data System (PDS) database [Pieters and Pratt, 2000; Pieters, 1986; Hawke *et al.*, 1986] as a reference. This spectrum has been acquired in a relatively homogeneous region, which reduces the possible effects of a small localization error. Boxes of 7 by 7 pixels were averaged to take into account the difference in spatial resolution between Clementine and telescopic observations. Then we tested the reduction process by extracting three spectra from the western wall of Tycho, its central peak, and the western dark halo region from our data and compared them with the telescopic spectra of the corresponding locations. The results of this comparison are shown in Figure 2. With this reduction process, maximum relative errors defined by $100 \times (\text{Clementine} - \text{Ground}) / \text{Ground}$ are 4% for the 2.0- μm near-infrared filter and decrease to 2.5% for the 1.5- μm near-infrared filter, which is the most relevant for the following discussion.

[11] Figure 3 shows the reflectance at 750 nm in a cylindrical cartographic projection. The largest crater on the right is Tycho (diameter of 85 km). There is a gap corresponding to missing data in orbit 177. We extended the mosaic to orbit 178 in order to include the small fresh highland crater shown in the white square. The young age

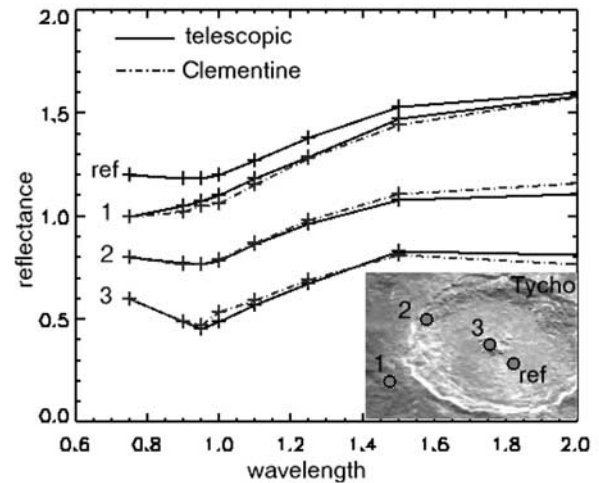


Figure 2. The multispectral cube has been scaled on a telescopic spectrum from the Planetary Data System database acquired on the floor of Tycho (ref). Clementine spectra extracted from areas 1, 2, and 3 are consistent with the telescopic spectra of the same locations. The telescopic spectra used correspond to files HA0348, HB0732, HA0346, and HB0730 in the PDS database [Pieters and Pratt, 2000].

of this small crater is inferred from the brightness of its ejecta pattern.

4. Systematic Relationships in Tycho Area

[12] Figure 4 shows the continuum slope computed from equation (1). The continuum slope ranges from 0.20 to 0.80 μm^{-1} . As was mentioned by Hiroi *et al.* [1997] and Le Mouélic *et al.* [2000], the continuum slope is correlated with the amount of nanophase metallic iron particles in a soil. Laboratory studies suggest that these nanophase iron particles are mainly responsible for the optical effects of space weathering processes [Hapke *et al.*, 1975; Hapke, 1977; Allen *et al.*, 1993, 1996; Pieters *et al.*, 1993, 2000; Hapke, 2001]. The continuum therefore provides an evaluation of the spectral alteration of the soils due to space weathering processes. For lunar soils which have similar initial FeO content (which means a similar amount of Fe^{2+} available for reduction), low values of the continuum slope correspond to freshly exposed soils, and high values of the continuum slope correspond to mature soils.

[13] In Figure 4, materials within Tycho appear in low values of the continuum, which indicates fresh soils. This is consistent with the absolute age of the crater, which is ~ 110 million years [Arvidson *et al.*, 1976]. Similarly, fresh materials are found in steep slopes, where fresh regolith is exposed by downslope movement. The small bright crater ray pattern emphasized in Figure 3 also appears as low values, which was expected for immature materials. It is important to notice that the continuum slope image is produced from band ratios only. Band ratios serve to cancel out the dominant brightness variations caused by albedo variations and topographic shading, thus enhancing and isolating color differences due to mineralogy and soil

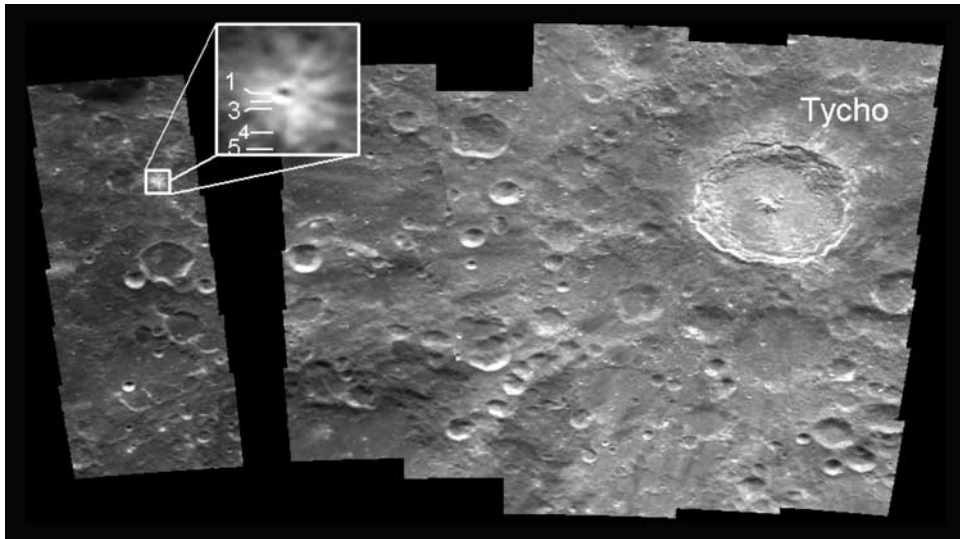


Figure 3. Reflectance at 750 nm in the Tycho area. Data from orbit 177 are missing. This image is representative of albedo variations (immature materials are brighter than mature materials) and illuminating conditions (Sun-facing slopes are brighter than shaded areas). The white square on the left shows a small fresh crater which will be used for spectra extraction. The rectangle over the Tycho eastern wall is an area which is also discussed later.

maturity. It is therefore at first order not sensitive to illuminating conditions. Crater walls appear symmetrical in this image.

[14] Figure 5 shows the depth of the 1- μm absorption band displayed in gray values between 0.0 and 0.20. Fresher materials have deeper absorption features than mature soils and thus have higher values in Figure 5. The maximum absorption band depth is 20% for materials within Tycho and in the vicinity of the small fresh crater. The strong absorption is due to the immaturity of these materials, preserving their high contrast. Other variations in the 1- μm band depth image are controlled by second-order

photometric effects and residual registration errors, which are enhanced by the dynamical range used. As was the case for the continuum slope, the 1- μm absorption band depth is computed from band ratios only. It is therefore relatively insensitive to illuminating conditions.

[15] In order to investigate the systematic relationships between the continuum slope and the 1- μm band depth with varying spectral alteration degree, we focused our analysis on the small fresh crater shown in Figure 3. The small size of the crater (1.2 km in diameter) and its location in a homogeneous highland area suggest that the impact has induced variation in maturity of the soils by excavating

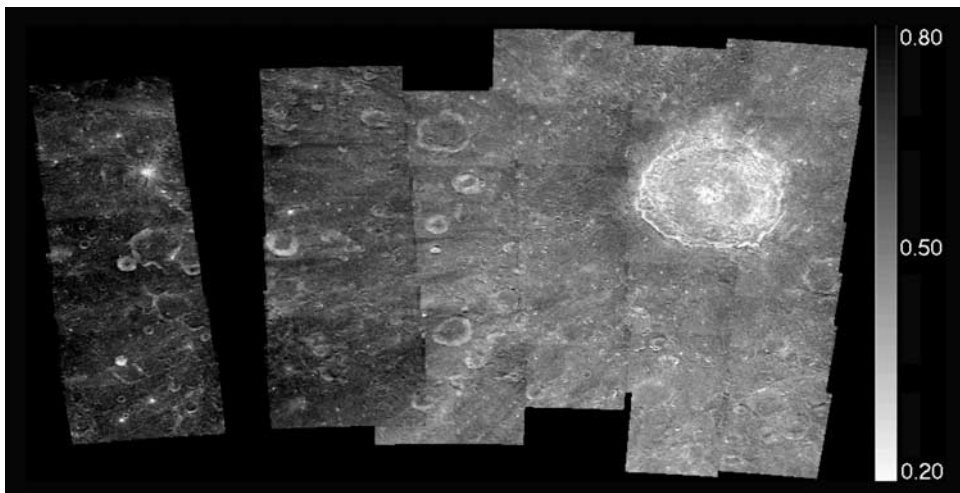


Figure 4. Continuum slope displayed in gray values between 0.20 (white) and 0.8 (black) μm^{-1} . The continuum slope is sensitive to space weathering processes. Low values of the continuum slope (in white) are found on fresh materials within Tycho and its ejecta system. The small fresh crater emphasized in Figure 3 also appears in low values.

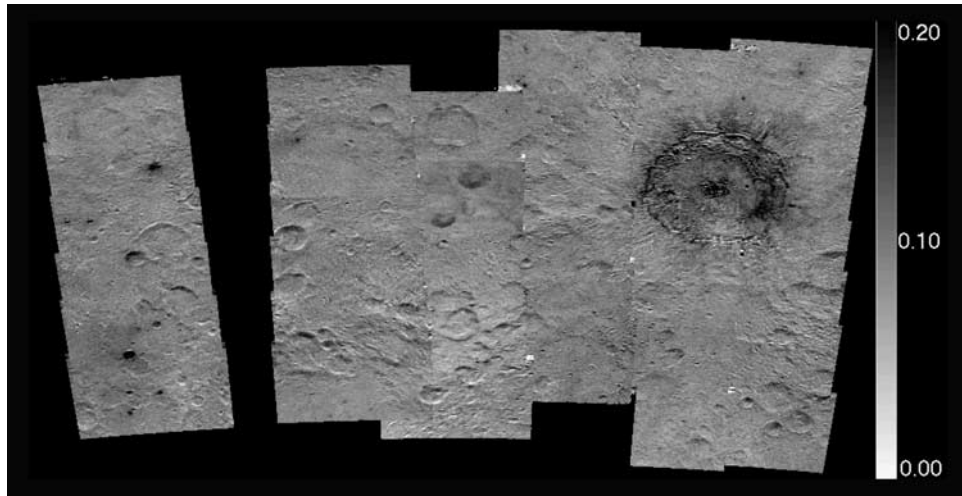


Figure 5. Depth of the 1- μm absorption feature as defined by equation (2) and displayed in gray values between 0.0 (white) and 0.2 (black) μm^{-1} . The deepest band depth is found within Tycho crater (dark areas) and within the small fresh crater shown in Figure 3. Other variations are due to residual registration errors.

fresh materials without changing the composition in FeO and TiO_2 (i.e., materials of differing composition have not been excavated). Spectra extracted from intermediate distances between the center of the crater and the mature

surroundings are therefore expected to show various degrees of spectral alteration due to the mixing of immature ejecta with mature regolith. This is shown in Figures 6a, 6b and 6c, which display absolute reflectance spectra, contin-

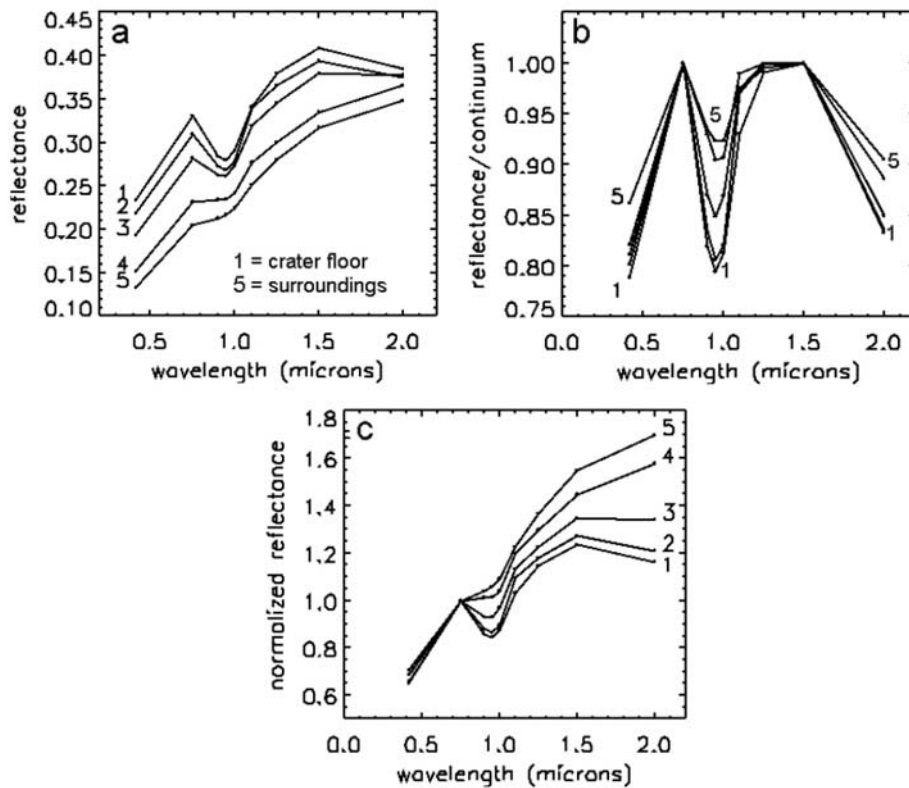


Figure 6. Sequence of spectra extracted from the small fresh highland crater area shown in Figure 3. (a) Absolute reflectance spectra, (b) continuum removed spectra, and (c) reflectance spectra scaled at 0.75 μm . Spectrum 1 corresponds to fresh unweathered materials within the crater. Spectrum 5 corresponds to the mature highland surroundings. The overall reflectance and the 1- μm band depth decrease with increasing maturity (Figures 6a and 6b), whereas the continuum slope increases (Figure 6c).

uum removed spectra, and reflectance spectra scaled at 0.75 μm , respectively. Spectrum 1 is extracted from the immature crater interior. Spectrum 5 is extracted from the surrounding mature highland area, and spectra 2, 3, and 4 are extracted from intermediate locations. This sequence of spectra shows the spectral effects of space weathering processes, which are the decrease of the overall reflectance (Figure 6a), the decrease of absorption band depth (Figure 6b), and the increase of the continuum slope (Figure 6c). These effects are consistent with those observed in the laboratory on Apollo 16 highland soil samples studied by *Fischer and Pieters* [1994]. These effects are also qualitatively comparable to those observed on the small fresh mare crater studied by *Le Mouélic et al.* [2000] and shown in Figure 1.

[16] In order to evaluate quantitatively the difference between highland and mare regions, Figure 7 shows the continuum slope of the spectra plotted versus the 1- μm absorption band depth. The blue points correspond to the points included in the white square around the small fresh highland crater in Figure 3. A part of the observed scatter to this points can be attributed to residual registration errors. The black points, which are shown for comparison, correspond to the small fresh mare crater area studied by *Le Mouélic et al.* [2000] and also shown in Figure 1. The red points correspond to the points included in the rectangle in the eastern wall and rim of Tycho in Figure 3. Soils in this latter area also contain mainly variations of spectral alteration, with fresh materials on steep slopes of the crater walls and more mature materials in flat areas.

[17] The relationship between the continuum slope and the 1- μm absorption band depth with varying maturity degree appears linear and consistent both for mare and highland soils. It is important to notice that the linear relationship which was observed in mare regions (black points) is also valid for the highland materials discussed here (same slope of the points clouds, from which the 0.286 coefficient in equation (3) was derived). This means that the spectral alteration correction method, which was developed in mare regions, should provide reliable results in highland regions, too, as indicated by the soils studies.

[18] Mare materials are shifted to the upper right of the diagram in Figure 7 compared with highland materials. This is consistent with the fact that mare materials are more iron rich and therefore have a deeper Fe^{2+} 1- μm absorption feature compared with highland soils. The continuum slope is also greater for mature mare materials than for mature highland materials because mare materials have more Fe^{2+} available for reduction into nanophase Fe^0 particles during space weathering processes [*Morris*, 1978]. Initially fresh mare soils, exposed during the same period of time as initially fresh highland soils, will therefore reach higher I_s values with ongoing maturation and thus will reach a steeper continuum slope than highland soils.

5. Iron Maps of Tycho Area

[19] Figure 8a shows the iron map produced from our multispectral cube by applying the algorithm of *Lucey et al.* [1998a, 2000]. This algorithm, which uses Clementine UV-visible bands only, is based on the decorrelated effects

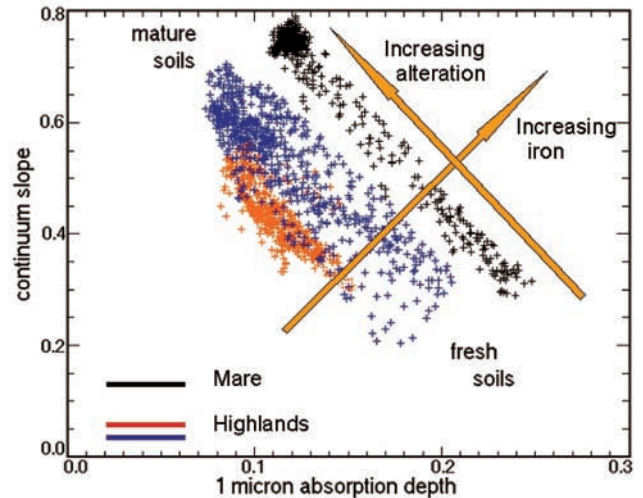


Figure 7. Plot of the continuum slope versus the 1- μm absorption band depth. There is a linear relationship between these two parameters with varying alteration degree. The same slope is found for mare-type soils (black points) and highland-type soils (blue and red points). The mare-type soil is shifted to the right owing to a higher content in Fe^{2+} than highland-type soils.

of composition (iron content) and maturity on a plot of the 950/750-nm ratio versus the 750-nm reflectance. Local slopes play a major role in the variation of the reflectance at 750 nm in highland areas at middle to high latitudes. Sun-facing slopes, which have a high reflectance at 750 nm, appear artificially depleted in iron in Figure 8a compared with shaded areas, which are artificially enriched in iron. However, the iron content evaluated in flat areas (such as crater floors) is still representative of the mean iron abundance of the soils. When averaged over large areas, the effects of shaded slopes and Sun-facing slopes tends to compensate. However, these effects are not completely symmetrical, which could result in an overestimation of the mean iron value.

[20] Figure 8b shows the iron map produced by applying equation (3). The titanium content of the soils, which appears in the $0.9 \times \text{TiO}_2$ factor, was derived from Clementine bands at 415 and 750 nm by applying the algorithm of *Lucey et al.* [1998a]. This evaluation showed that the titanium content is extremely low in the Tycho area (<0.5 wt %). The $0.9 \times \text{TiO}_2$ factor in equation (3), which accounts for the iron contained in ilmenite, is therefore negligible within our mosaic. It should be noticed that the titanium correction could introduce a second-order dependence on topography in the most unfavorable case (high titanium content on a topographically rough scene seen at high phase angle). However, such areas are not common owing to the fact that high titanium areas are found mostly in low to middle latitudes in mare basalts, which were observed by Clementine at usually low phase angles.

[21] When no significant titanium is present (which is the case for most of the highlands), the proposed iron-mapping technique uses band ratios only. It is therefore less sensitive to illumination conditions on local slopes than the technique based on UV-visible channels only.

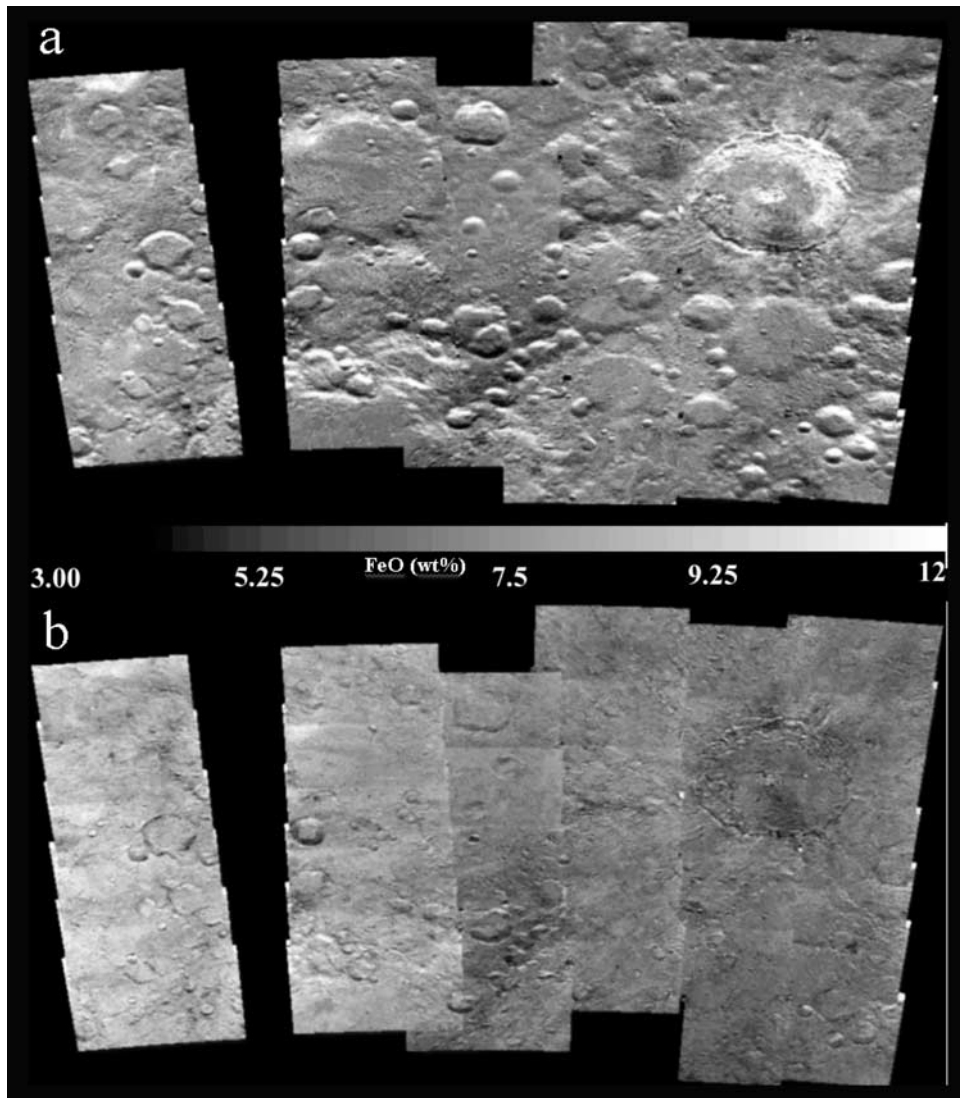


Figure 8. (a) Iron map produced from the algorithm of *Lucey et al.* [1998a, 2000]. (b) Iron map produced by applying equation (3). Maturity effects have been corrected in both cases. The proposed method using both Clementine UV-visible and near-infrared data (Figure 8b) is less sensitive to the topography than the method based on Clementine UV-visible bands only (Figure 8a).

Indeed, the dependence on the topography has been completely removed in the iron map of Figure 8b. Tycho and its surroundings appear very homogeneous in terms of FeO content, with a mean value of 6–7 wt % (instead of 7–8 wt % for Figure 8a). This is consistent with the in situ measurement made in the north rim of Tycho by the alpha-proton spectrometer on board Surveyor VII, which measured a soil FeO composition of 6.5 wt % [*Jackson and Wilshire*, 1968]. Most of the residual variations in Figure 8b are due to registration errors and possible second-order effects which we attribute to photometry. As was noted by *Lucey et al.* [1998a], Tycho crater is surrounded by a glassy dark halo. This halo does not appear in the iron maps, which indicates that the iron-mapping techniques can be applied on such type of materials without producing major artifact. It should be noted that this is probably not true for regional pyroclastic deposits, for a number of reasons. Chief among them is

the fact that some pyroclastic deposits contain debris that do not exhibit a well-developed 1- μm band (e.g., Apollo 17 black spheres).

6. Summary and Conclusions

[22] Systematic relationships between spectral parameters linked to composition and maturity have been observed for two different regions in mare and highland areas. From the similarity of the spectral behavior of the mare and highland regions studied, we conclude that the analysis presented by *Le Mouélic et al.* [2000] can be extended to highland areas. This provides a means to develop iron maps with less dependence on topography than was previously done with Clementine UV-visible data alone, which should be useful for investigating high-resolution mosaics at middle to high latitudes. This demonstrates the utility of the Clementine near-infrared data set when integrated with

already available UV-visible data. This work also shows the importance of the near-future release of the calibrated near-infrared data set for a comprehensive application of such iron-mapping techniques.

[23] The near-infrared data reduced so far represent only a very few percent of the global near-infrared data set. A wider set of near-infrared images should be reduced to further analyze the systematic relationships described in these first studies. If the systematics observed in the Aristarchus Plateau and Tycho areas prove to be present on the whole Moon, as the lunar soil analyses suggest, then it would validate a new method for estimating the iron content of the soils and their maturity degree from Clementine multispectral UV-visible and near-infrared images. In particular, images of the sample return sites, once calibrated, will be used to refine the iron calibration [e.g., *Blewett et al.*, 1997; *Jolliff*, 1999]. Areas such as the moderately high TiO₂ Eratosthenian flows in the Imbrium-Procarrum region could also be a good candidate for further studies related to composition. New spectral data sets such as those planned for the European Space Agency Smart One mission, or the Japanese SELENE mission will benefit from the experience gained with Clementine data and should provide new insights on lunar mineralogy. Such spectroscopic data analysis techniques could also be useful for investigating the mineralogy of other airless planetary bodies such as Mercury or the asteroids, which are also submitted at different degrees to space weathering processes.

[24] **Acknowledgments.** The authors are very grateful to J. Gillis and an anonymous reviewer for their thorough reviews.

References

- Allen, C. C., R. V. Morris, H. V. Lauer, and D. S. McKay, Microscopic iron metal on glass and minerals—A tool for studying regolith maturity, *Icarus*, **104**, 291–300, 1993.
- Allen, C. C., R. V. Morris, and D. S. McKay, An experimental analog to maturing lunar soil, *Lunar Planet. Sci.*, **XXVII**, 13–14, 1996.
- Arvidson, R., R. Drozd, E. Guinness, C. Hohenberg, C. Morgan, R. Morrison, and C. Oberbeck, Cosmic ray exposure ages of Apollo 17 samples and the age of Tycho, *Lunar Planet. Sci.*, **VII**, 2817–2832, 1976.
- Blewett, D. T., P. G. Lucey, B. R. Hawke, and B. L. Jolliff, Clementine images of the lunar sample-return stations: Refinement of FeO and TiO₂ mapping techniques, *J. Geophys. Res.*, **102**, 16,319–16,325, 1997.
- Elphic, R. C., D. J. Lawrence, W. C. Feldman, B. L. Barraclough, S. Maurice, A. B. Binder, and P. G. Lucey, Lunar Fe and Ti abundances: Comparison of Lunar Prospector and Clementine data, *Science*, **281**, 1493–1496, 1998.
- Fischer, E. M., and C. M. Pieters, Remote determination of exposure degree and iron concentration of lunar soils using VIS-NIR spectroscopic methods, *Icarus*, **111**, 475–488, 1994.
- Fischer, E. M., and C. M. Pieters, Lunar surface aluminum and iron concentration from Galileo solid state imaging data and the mixing of mare and highland materials, *J. Geophys. Res.*, **100**, 23,279–23,290, 1995.
- Fischer, E. M., and C. M. Pieters, Composition and exposure age of the Apollo 16 Cayley and Descartes regions from Clementine data: Normalizing the optical effects of space weathering, *J. Geophys. Res.*, **101**, 2225–2234, 1996.
- Hapke, B., Interpretation of optical observations of Mercury and the Moon, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **15**, 264–274, 1977.
- Hapke, B., Space weathering from Mercury to the asteroid belt, *J. Geophys. Res.*, **106**, 10,039–10,073, 2001.
- Hapke, B., W. Cassidy, and E. Wells, Effects of vapor-phase deposition processes on the optical, chemical, and magnetic properties of the lunar regolith, *Moon*, **13**, 339–353, 1975.
- Haskin, L., and P. Warren, Lunar chemistry, in *The Lunar Sourcebook*, edited by G. H. Heiken, D. T. Vaniman, and B. M. French, pp. 357–474, Cambridge Univ. Press, New York, 1991.
- Hawke, B. R., P. G. Lucey, J. F. Bell, R. Jaumann, and G. Neukum, Spectral reflectance studies of Tycho crater: Preliminary results, *Lunar Planet. Sci.*, **XVII**, 999–1000, 1986.
- Hiroi, T., C. M. Pieters, and R. V. Morris, New consideration for estimating lunar soil maturity from VIS-NIR reflectance spectroscopy, *Lunar Planet. Sci.*, **XXVIII**, 575–576, 1997.
- Jackson, E. D., and H. G. Wilshire, Chemical composition of the lunar surface at the Surveyor landing sites, *J. Geophys. Res.*, **73**, 7621–7629, 1968.
- Jolliff, B. L., Clementine UV-visible multispectral data and the Apollo 17 landing site: What can we tell and how well?, *J. Geophys. Res.*, **104**, 14,123–14,148, 1999.
- Lawrence, D. J., W. C. Feldman, A. B. Binder, S. Maurice, B. L. Barraclough, and R. C. Elphic, Mapping the elemental composition of the Moon: Current results of the Lunar Prospector Gamma Ray Spectrometer, *Meteorit. Planet. Sci.*, **32**, A92, 1998.
- Le Mouélic, S., Y. Langevin, and S. Erard, A new data reduction approach for the Clementine NIR data set: Application to Aristarchus, Aristarchus, and Kepler, *J. Geophys. Res.*, **104**, 3833–3843, 1999.
- Le Mouélic, S., Y. Langevin, S. Erard, P. Pinet, S. Chevrel, and Y. Daydou, Discrimination between maturity and composition of lunar soils from integrated Clementine UV-visible/near-infrared data: Application to the Aristarchus Plateau, *J. Geophys. Res.*, **105**, 9445–9455, 2000.
- Lucey, P. G., Model near-infrared optical constants of olivine and pyroxene as a function of iron content, *J. Geophys. Res.*, **103**, 1703–1713, 1998.
- Lucey, P. G., G. J. Taylor, and E. Malaret, Abundance and distribution of iron on the Moon, *Science*, **268**, 1150–1153, 1995.
- Lucey, P. G., D. T. Blewett, and B. R. Hawke, Mapping the FeO and TiO₂ content of the lunar surface with multispectral imagery, *J. Geophys. Res.*, **103**, 3679–3699, 1998a.
- Lucey, P. G., et al., Calibration of the Clementine near infrared camera: Ready for prime time, *Lunar Planet. Sci.*, **XXIX**, 1576–1577, 1998b.
- Lucey, P. G., D. T. Blewett, and B. L. Jolliff, Lunar iron and titanium abundance algorithms based on final processing of Clementine ultraviolet-visible images, *J. Geophys. Res.*, **105**, 20,297–20,305, 2000.
- McEwen, A. S., E. Eliason, P. G. Lucey, E. Malaret, C. M. Pieters, M. Robinson, and T. Sucharski, Summary of radiometric calibration and photometric normalization steps for the Clementine UVVIS images, *Lunar Planet. Sci.*, **XXIX**, abstract 1466, 1998.
- McKay, D. S., G. Heiken, A. Basu, G. Blanford, S. Simon, R. Reedy, B. M. French, and J. Papike, The lunar regolith, in *Lunar Sourcebook*, edited by G. H. Heiken, D. T. Vaniman, and B. M. French, pp. 285–356, Cambridge Univ. Press, New York, 1991.
- Morris, R. V., The surface exposure (maturity) of lunar soils: Some concepts and Is/FeO compilation, *Lunar Planet. Sci.*, **IX**, 2287–2297, 1978.
- Pieters, C. M., Composition of the lunar highland crust from near-infrared spectroscopy, *Rev. Geophys.*, **24**, 557–578, 1986.
- Pieters, C. M., and S. Pratt, Earth-based near-infrared collection of spectra from the Moon: A new PDS data set, *Lunar Planet. Sci.*, **XXXI**, abstract 2059, 2000.
- Pieters, C. M., E. M. Fischer, O. Rode, and A. Basu, Optical effects of space weathering: The role of the finest fraction, *J. Geophys. Res.*, **98**, 20,817–20,824, 1993.
- Pieters, C. M., L. A. Taylor, S. K. Noble, L. P. Keller, B. Hapke, R. V. Morris, C. C. Allen, D. S. McKay, and S. Wentworth, Space weathering on airless bodies: A mystery resolved with lunar samples, *Meteorit. Planet. Sci.*, **35**, 1101–1107, 2000.
- Priest, R. E., I. T. Lewis, N. R. Sewall, H. S. Park, M. J. Shannon, A. G. Ledebuhr, L. D. Pleasance, M. A. Massie, and K. Metschuleit, Near-infrared camera for the Clementine mission, *Proc. SPIE Int. Soc. Opt. Eng.*, **2475**, 393–404, 1995.
- Taylor, R. S., *Planetary Science: A Lunar Perspective*, 481 pp., Lunar and Planet. Inst., Houston, Tex., 1982.
- Taylor, R. S., The unique lunar composition and its bearing on the origin of the Moon, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**, 1297–1309, 1987.

B. R. Hawke and P. G. Lucey, Hawaii Institute of Geophysics and Planetology, SOEST, University of Hawaii, 2525 Correa Road, Honolulu, HI 96822, USA.

Y. Langevin, Institut d'Astrophysique Spatiale, CNRS/Université Paris Sud, Bât 121, 91405 Orsay, France. (yves.langevin@ias.u-psud.fr)

S. Le Mouélic, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, ARN/MAS, 117 Avenue de Luminy, BP 167, 13276 Marseille, France. (s.lmouelic@brgm.fr)