Caractérisation multi-longueurs d'onde d'IDPs et comparaison avec les corps primitifs du Système solaire

Romain Maupin

▶ **To cite this version:**

Romain Maupin. Caractérisation multi-longueurs d'onde d'IDPs et comparaison avec les corps primitifs du Système solaire. Planétologie et astrophysique de la terre [astro-ph.EP]. Université Paris-Saclay, 2021. Français. NNT : 2021UPASP105 . tel-03481271

HAL Id: tel-03481271

https://theses.hal.science/tel-03481271

Submitted on 15 Dec 2021

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

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

Thèse de doctorat

NNT : 2021UPASP105

université PARIS-SACLAY

Caractérisation multi-longueurs d'onde d'IDPs et comparaison avec les corps primitifs du Système solaire

Multiwavelength characterization of IDPs and comparison to the primitive bodies of the Solar System

Thèse de doctorat de l'Université Paris-Saclay

École doctorale n° 127, Astronomie et Astrophysique d'Île de France (AAIF)
Spécialité de doctorat : Astronomie et Astrophysique
Unité de recherche : université Paris-Saclay, CNRS, Institut d'Astrophysique Spatiale (IAS), 91405, Orsay, France
Référent : Faculté des sciences d'Orsay

Thèse présentée et soutenue à Paris-Saclay, le 03/11/2021, par

Romain MAUPIN

Composition du jury :

Cécile ENGRAND Directrice de recherche, Université Paris-Saclay	Présidente
Guy LIBOUREL Professeur, Université Côte d'Azur	Rapporteur & Examinateur
Paolo Tanga Astronome, Université Côte d'Azur	Rapporteur & Examinateur
Lydie BONAL Astronome adjointe, Université Grenoble Alpes	Examinatrice
Hugues LEROUX Professeur, Université de Lille	Examinateur

Direction de la thèse :

Zahia DJOUADI Maître de conférences, Université Paris-Saclay (IAS)	Directrice de thèse
Rosario BRUNETTO Chargé de recherche, Université Paris-Saclay (IAS)	Coencadrant

Remerciements

Au bout de trois ans, la thèse se termine et avec elle sonne généralement la fin de notre parcours scolaire. Pour commencer ces dernières lignes de ma thèse j'aimerai donc faire un petit bond dans le passé (de seulement quelques années donc beaucoup plus petit que celui que l'on essaye de faire en analysant les IDPs). En faisant cela j'aimerai montrer que dans notre parcours scolaire nous avons la chance d'expérimenter différentes voies avant de se fixer un objectif professionnel précis, j'en profiterai également pour remercier les différentes personnes qui m'ont aidé dans mon parcours. Mon parcours n'a en effet pas été tout tracé, il m'a fallu un certain temps avant de me décider sur mon orientation et d'arriver ici en thèse pour devenir astrophysicien (et finalement professeur de mathématiques aujourd'hui).

Le choix de notre cursus professionnel commence tôt, dès le collège nous sommes amenés à faire un choix entre voie générale et voie professionnelle dans le but d'être formé à un métier précis. C'est cette voie d'apprentissage que j'ai choisi pour ma part pour apprendre le métier de cuisinier. J'en profite pour remercier Claude, pour ces nombreux moments passés à pâtisser et à cuisiner qui ont confirmé mon choix à ce moment-là. À la suite de différents stages (et oui l'expérimentation est importante même dans les études). J'ai finalement décidé de faire de la science et particulièrement de la physique et des mathématiques (je fais ici un petit raccourci que les personnes qui me connaissent soulèveront). Je tiens à remercier plusieurs personnes qui m'ont soutenu et accompagné à ce stade. Tout d'abord merci à Aurélie Poiron, professeur de mathématiques au lycée professionnel, qui m'a encouragé et aidé à poursuivre dans mon choix de reconversion. Un immense merci à mes parents qui ont été un peu surpris par cette décision mais qui m'ont accompagné jusqu'au bout pour intégrer l'université dans les meilleures conditions possibles pour réussir.

Un grand merci à la formation de PCSO de l'université Paris-Sud et à tous ces professeurs qui par leur engagement et leur passion m'ont permis à moi comme à de nombreux autres étudiants en reconversion de poursuivre vers des études supérieures scientifiques. Durant mes cinq années d'étude à l'université Paris-Sud j'ai eu la chance de rencontrer de nombreux professeurs passionnés. J'aimerai particulièrement remercier Émilie, qui m'a toujours soutenu et sans qui je ne serai doublement pas là aujourd'hui à écrire ces dernières lignes de ma thèse. Merci à Valérie qui a toujours ouvert la porte de son bureau pour les étudiants de PCSO et même après avoir fini la formation, merci pour ton soutien durant toutes ces années. Merci aussi à Pascal, Daniele, Kv, Olivier, M. Benfoughal...

Venons-en à la thèse. La thèse est une expérience professionnelle mais également de vie qui dure trois ans. Durant ces trois années j'ai découvert un domaine de recherche aussi complexe que passionnant. Merci à Zahia de m'avoir accompagné jusqu'au bout malgré les nombreuses difficultés rencontrées durant ces trois années. Merci à Rosario pour toutes

les discussions que l'on a pu avoir scientifiques ou non, qui m'ont beaucoup aidé dans mon travail de thèse et dans ma réflexion scientifique. Merci également à toute l'équipe Astrochimie et Origines pour ces trois années passées ensemble. Merci à Martine de m'avoir fait confiance pour animer durant ces trois années différents ateliers scientifiques. Cela a été un réel plaisir de participer grâce à toi aux fêtes de la science, aux 80 ans du CNRS et aux stages de 3ème au laboratoire. Merci à Robin et Sandra pour les bons moments passés à Houston et à Sapporo ! Enfin je remercie l'ensemble des membres de mon jury, merci à Cécile Engrand d'avoir accepté de le présider. Merci à vous pour les nombreux échanges que l'on a pu avoir, ces discussions ont été très enrichissantes scientifiquement.

Pour finir j'aimerai remercier l'ensemble de ma famille qui m'a toujours soutenu et encouragé dans mes choix tout au long de mes études. Je remercie tout particulièrement mes parents qui m'ont offert pendant toutes ces années la possibilité d'étudier dans les meilleures conditions. J'aimerai finir par remercier la personne sans qui toutes ces épreuves auraient été beaucoup plus difficiles à surmonter, ma femme Maud. Merci à toi de m'avoir soutenu durant toutes ces années studieuses, il s'en ai passé du temps depuis la PCSO mais toutes ces années sont remplies de souvenirs !

Et maintenant ? Une fois docteur que fait-on ? À priori le débouché le plus "classique" et le plus direct est celui de la recherche publique. Mais encore faut-il s'accrocher et poursuivre après 8 à 10 ans d'études supérieures, vers des études postdoctorales sans s'essouffler. Je ne rentrerai pas ici dans le débat de la difficulté d'accès de la recherche publique. Mais durant une thèse, nous avons également l'opportunité d'expérimenter d'autres choses que la recherche, comme l'enseignement. J'ai eu la chance et l'opportunité de faire de l'enseignement durant mes trois années de thèse et c'est finalement cette part de mon travail qui m'a apporté le plus de satisfaction. Merci à Kv de m'avoir fait confiance, cela a été une très belle expérience de retrouver la PCSO mais cette fois-ci non pas en tant qu'étudiant mais en tant qu'enseignant ! Finalement ces dernières lignes concluront ma thèse, mon dernier remerciement va à Maud pour son soutien et son aide précieuse dans la préparation du CAPES, en même temps que la rédaction de ce manuscrit et la préparation de la soutenance de thèse !

Sommaire

Remerciements **3**

Introduction **11**

1 La matière extraterrestre au fil du temps **15**
1.1 Les météorites, une histoire complexe 16
1.1.1 Les premiers écrits 17
1.1.2 Des objets divins, des objets utiles 18
1.1.3 L'évolution de pensée 20
1.1.4 Mais finalement d'où viennent-elles ? 21

2 La matière extraterrestre de nos jours **23**
2.1 Petite poussière deviendra grande 24
2.2 Les ingrédients du Système solaire 28
2.2.1 Les silicates 28
2.2.2 La matière organique 30
2.3 La recette du Système solaire 33
2.4 Évolution de la matière primitive 34
2.5 Et aujourd'hui est-ce qu'il reste de la matière "primitive" ? 35
2.5.1 La classification des astéroïdes 37
2.6 La matière primitive sur Terre 40
2.6.1 Les météorites... des morceaux d'astéroïdes sur Terre 41
2.6.2 La classification des météorites 43
2.6.3 Liens avec les astéroïdes, oui mais... 45
2.7 Les poussières interplanétaires (IDPs) 46
2.7.1 Les CP-IDPs 47
2.7.2 Les CS-IDPs 48
2.8 Mais d'où viennent ces poussières ? 49

3 Techniques analytiques **53**
3.1 Interactions lumière/matière 54
3.1.1 La théorie de Rayleigh 56
3.1.2 La théorie de Mie 57
3.1.3 Extinction, absorption et diffusion 58
3.1.4 Ensemble de diffuseurs 60
3.1.5 Absorption et profondeur de pénétration 60
3.2 Spectroscopie de réflectance Vis-NIR 61
3.2.1 Caractéristiques d'un spectre de réflectance 62
3.2.2 La réflectance bidirectionnelle 64

3.2.3 Rougissement et bleuissement des spectres de réflectance 65
3.2.4 La mesure de réflectance en laboratoire et les contraintes d'une mesure microscopique 67
3.2.5 Le dispositif expérimental 69
3.3 Spectroscopie d'absorption IR 72
3.4 Les spectromètres infrarouges 74
3.4.1 Spectromètre à transformée de Fourier 74
3.4.2 Micro-spectroscopie IR 77
3.5 Caractéristiques d'un spectre IR 79
3.6 Spectroscopie Raman 80
3.6.1 Micro-spectroscopie Raman 82
3.7 Caractéristiques d'un spectre Raman 82
3.8 Spectroscopie de matériaux extraterrestres 83
3.8.1 Phase minérale 83
3.8.2 Phase organique 85
3.8.3 Étude de la phase organique en IR et Raman 85

4 Échantillons et méthode de préparation 87
4.1 Les IDPs 87
4.1.1 Caractéristiques générales 88
4.1.2 Préparation des IDPs et séquence d'analyses 91
4.2 Les minéraux et les météorites 95
4.2.1 Caractéristiques générales 95
4.2.2 Préparation des minéraux et météorites et analyses 98

5 Résultats des mesures de réflectance Vis-NIR 99
5.1 Mesures d'étalonnage 99
5.1.1 Les minéraux 100
5.1.2 Les météorites 102
5.2 La mesure sur grain individuel 104
5.3 Incertitude sur la mesure 107
5.3.1 Incertitude sur le niveau de réflectance 107
5.3.2 Incertitude sur les pentes 112
5.4 Variation de dark 113
5.5 La lame de verre et l'huile de silicone 117
5.6 Protocole de mesure 119
5.7 Spectres de réflectance Vis-NIR d'IDPs 119
5.7.1 Pentes spectrales 122
5.7.2 Niveaux de réflectance 125
5.7.3 Lien entre pente spectrale et niveau de réflectance 127
5.7.4 Les bandes d'absorption 128

6 Spectres IR et Raman d'IDPs 131
6.1 L'huile de silicone en IR 131
6.2 Spectres d'absorption des IDPs dans l'infrarouge moyen 136
6.2.1 Analyse fine de la bande à 10 μm 138
6.3 Spectres d'absorption des IDPs dans l'infrarouge lointain 141
6.4 Spectres Raman des IDPs 143

7 Étude multi-longueur d'onde des IDPs **147**
7.1 Quelques IDPs particuliers . . . 147
7.1.1 L2079 C18 . . . 147
7.1.2 L2071 E34 . . . 149
7.1.3 W7068 B37 . . . 150
7.1.4 W7068 C40 . . . 153
7.2 Matière organique et composition silicatée . . . 153
7.3 Matière organique et niveau de réflectance . . . 155
7.4 Conclusions . . . 157

8 Pentes spectrales Vis-NIR et niveau de réflectance **159**
8.1 Variations des paramètres spectraux aux échelles micrométriques . . . 159
8.2 Pente spectrale et niveau de réflectance . . . 163
8.2.1 Apports des mesures IR sur IDPs . . . 167
8.3 Conclusions . . . 167

9 Les IDPs comme analogues des surfaces primitives **169**
9.1 Les IDPs et les météorites : des fragments de corps primitifs sur Terre . . . 169
9.1.1 La limitation des météorites . . . 170
9.1.2 Les IDPs, une autre source de matière extraterrestre . . . 170
9.2 Comparaison astrophysique avec les IDPs . . . 171
9.2.1 Critères de comparaison . . . 171
9.2.2 Comparaison avec les corps primitifs du Système solaire externe . . . 173
9.2.3 Comparaison avec les corps du Système solaire interne . . . 176
9.2.4 Comparaison des niveaux de réflectance . . . 179
9.3 Conclusions . . . 180

Conclusion et perspectives **181**

A L'effet Yarkovsky **183**

B Poynting-Robertson **185**

C Liste des publications **187**
C.1 Publications dans des revues à comités de relecture . . . 187
C.2 Abstracts de conférences internationales . . . 187

D Activités effectuées dans le cadre de la thèse **205**
D.1 Enseignements . . . 205
D.2 Vulgarisation scientifique . . . 205
D.3 Représentant à l'ED127 . . . 205

Introduction

« Il est difficile d'admettre l'existence de molécules dans l'espace interstellaire, puisqu'une fois qu'une molécule est dissociée il semble n'y avoir aucune chance pour que les atomes se joignent à nouveau »
Arthur Stanley Eddington

Cette thèse s'inscrit dans un contexte un peu particulier quand on pense à la recherche en astrophysique, puisque le cœur du sujet est l'astrochimie de laboratoire. L'astrochimie est un joli mixte entre l'astrophysique "pure", la planétologie, la chimie, l'exobiologie et les expériences de laboratoires, donnant ainsi un mélange détonnant dans lequel la pluridisciplinarité est forte ! Quand on pense à la recherche en astrophysique on pense assez facilement à l'observation au télescope ou encore à l'analyse des données des différentes missions spatiales mais très peu aux expériences et analyses de laboratoire. Il est possible de simuler dans nos laboratoires certaines conditions régnant dans différents milieux astrophysiques. Il ne s'agit pas de recréer une étoile entière ou un trou noir mais il est possible de s'intéresser à certains paramètres contrôlant l'évolution de la matière dans l'espace et de les reproduire en laboratoire. Malgré tout, contrairement à ce que pensait l'astrophysicien britanique Arthur Eddington au milieu des années 20 (citation en début de chapitre), les milieux astrophysiques sont parfois propices à la chimie ! Le milieu interstellaire (MIS), bien qu'étant le milieu entre les étoiles, n'est pas vide. Il fut pourtant parfois qualifié ainsi, puisque quand William Herschel pointa son télescope en direction de la constellation du Scorpion, il observa une zone sombre, totalement noire dépourvue d'étoile, pourtant au beau milieu d'une miriade de points brillants. Comment l'expliquer ? Cette zone est-elle dépourvue d'étoile et de matière ? Et bien la réponse est non ! Il fallut cependant attendre le début du XX^{e} siècle pour que la réponse devienne clairement évidente. Ces régions sombres sont en réalité des régions où la concentration en poussière est forte (nuage interstellaire) et celles-ci absorbent et diffusent la lumière des étoiles en arrière plan pouvant créer une extinction totale de leur lumière. Cette extinction est "gênante" pour les observations mais pour les astrochimistes il s'agit d'un phénomène particulièrement intéressant car en étudiant ces régions il est possible d'étudier la matière contenue dans ces nuages.

FIGURE 1 – Nuage interstellaire

À ce jour plus de 200 molécules ont pu être identifiées dans ces nuages interstellaires (http ://aramis.obspm.fr/mol/index.html). Malheureusement les observations sont compliquées et les expériences de laboratoire sont nécessaires et complémentaires pour avoir une meilleure compréhension des mécanismes mis en jeu dans ces régions et contrôlant la formation et l'évolution de la matière. Ces expériences permettent également l'identification et la quantification des différentes molécules présentes dans ces milieux. Les expériences de laboratoire ont alors pour but d'étudier les différentes molécules pouvant être créées chimiquement dans le milieu interstellaire (MIS) et/ou interplanétaire mais elles peuvent également simuler l'évolution de cette matière sous différentes conditions une fois formée.

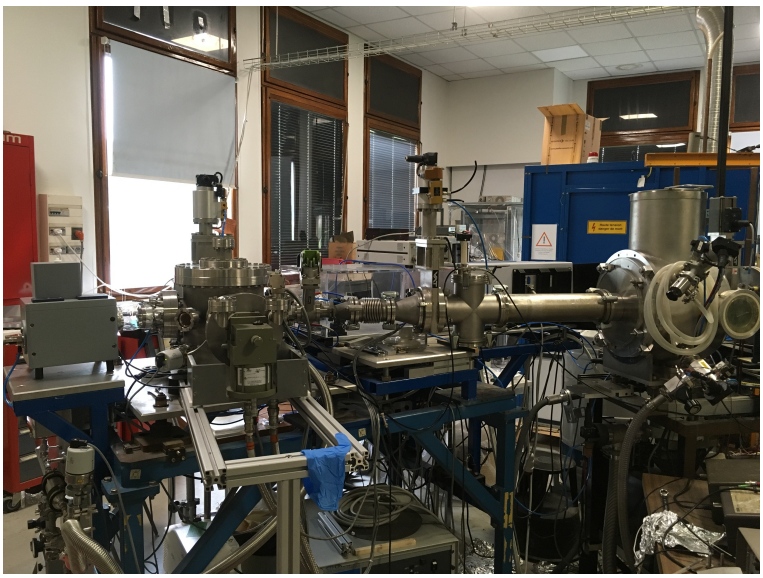


FIGURE 2 – Un exemple d'expérience utilisée en astrochimie dans notre laboratoire pour la synthèse de matière organique dans les conditions du MIS.

L'astrochimie ne se base pas seulement sur les expériences de laboratoire mais également sur l'analyse de la matière extraterrestre. Ces analyses constituent le cœur de ma thèse. Mais alors de quels objets allons nous parler ? Et bien là encore pas des plus communs en astrophysique (On m'a qualifié de "chercheur faisant le ménage dans l'espace" lors d'une conférence grand publique). Certaines personnes dans le laboratoire où j'ai travaillé ces trois années étudient les amas de galaxies, d'autres les galaxies, les trous noirs, les étoiles ou encore les planètes. Bon vous me voyiez venir, non ? On peut encore trouver des objets plus petits à étudier. En effet certaines personnes étudient les astéroïdes et/ou les comètes, parfois en étudiant des météorites. On parle donc maintenant d'objets de quelques dizaines de centimètres, ce qui est assez petit en astrophysique ! Mais dans le cadre de cette thèse je m'intéresse à des objets encore plus petits (et oui ça existe en astrophysique). Ces objets remplissent l'espace interplanétaire de notre propre Système solaire (pas besoin d'aller très loin) : on parle alors de poussières interplanétaires ! Que j'appellerai très souvent dans la suite IDPs en référence à leur nom anglais "Interplanetary Dust Particules". Attention de ne pas les confondre avec les poussières interstellaires citées plus haut. Ici il s'agit de poussières propres à notre Système solaire, elles sont donc produites ici dans l'environnement planétaire par différents processus comme les collisions, la sublimation à la surface de corps sans atmosphère...etc. Et oui pourquoi ne s'intéresser qu'aux météorites, quand on peut étudier des objets de quelques dizaines de micromètres (à peine l'épaisseur d'un cheveu). L'analyse de la matière extraterrestre est très importante pour l'étude et la compréhension de la formation et de l'évolution de notre Système solaire. Alors on pourrait penser que cette matière nous a tout dit puisqu'il tombe des météorites sur Terre depuis la nuit des temps. Il reste pourtant beaucoup de choses à découvrir en étudiant ces cailloux et ces poussières. En effet bien que l'Homme s'intéresse à l'espace et donc à l'astrophysique depuis très longtemps, l'analyse de la matière extraterrestre est une science relativement jeune. Pendant des siècles l'Homme ne pouvait pas concevoir que des objets puissent tomber du ciel. Il fallut attendre 1803 et la chute de la météorite de l'Aigle en France (département de l'Orne) pour que l'origine extraterrestre de ces objets soit enfin acceptée et que les scientifiques s'intéressent vraiment à ces morceaux de roches.

FIGURE 3 – Morceau de la météorite de l'Aigle exposée au Muséum d'histoire naturelle (MNHN) de Paris lors de l'exposition sur les météorites (Météorites, entre ciel et Terre 2018/2019), crédit : MNHN.

Et qu'en est il des poussières ? Et bien là encore il reste beaucoup à faire puisqu'elles sont collectées par la NASA seulement depuis Mai 1981. Depuis, l'étude de ces objets nous en apprend beaucoup sur les origines de notre Système solaire et donc sur la formation planétaire, mais aussi pour tenter de répondre à de grandes questions comme l'origine de l'eau sur Terre, la pluralité des mondes ou encore de la vie en générale (ces sujets ne seront pas abordés dans le cadre de cette thèse). En effet les poussières comme les météorites proviennent de corps de notre Système solaire qui pour certains d'entre eux n'ont que peu évolué depuis leur formation il y a $4,5$ Milliards d'années et ont donc gardé trace des conditions initiales, on parle souvent de "vestiges de notre Système solaire" pour évoquer ces objets. On peut donc en les étudiant remonter aux matériaux originels ayant servis pour donner naissance à tous les objets que l'on retrouve aujourd'hui dans ce système complexe. Mais pour comprendre l'évolution et la formation de notre Système planétaire, il est important d'identifier le corps dont ces objets proviennent (astéroïde ou comète), on parlera alors de "corps parents". Mais ce n'est pas toujours chose facile ! La majeure partie de mon travail de thèse a donc été de développer un montage permettant de réaliser des mesures similaires à celles réalisées sur les astéroïdes et comètes, mais sur les IDPs, pour tenter une comparaison entre ces deux types d'objets pourtant très différents en taille.

Rentrons maintenant dans le vif du sujet, ce manuscrit de thèse est structuré de la façon suivante :

Chapitre 1

La matière extraterrestre au fil du temps

«À l'échelle astronomique, la lumière progresse à pas de tortue.
Les nouvelles qu'elle nous apporte ne sont plus fraîches du tout »
Hubert Reeves

Ce chapitre est basé sur différents livres sur les météorites : "Terre de météorites" de Patrick De Wever & Emmanuel Jacquet aux éditions edp Sciences 2016, "Les météorites" de Matthieu Gounelle aux éditions Que sais-je ? 2017, "Une belle histoire des météorites" de Matthieu Gounelle aux éditions Flammarion, 2017, sur le cours "Météorites et formation du Système solaire" de Matthieu Gounelle (MNHN) du M2 planétologie et exploration spatiale et sur différentes conférences grands publique.

Sommaire

1.1 Les météorites, une histoire complexe 16
1.1.1 Les premiers écrits 17
1.1.2 Des objets divins, des objets utiles 18
1.1.3 L'évolution de pensée 20
La conception Aristotélicienne 20
Le casse tête de la provenance des météorites 21
La fin du XVIII^{e} siècle, l'objet scientifique 21
1.1.4 Mais finalement d'où viennent-elles ? 21

L'astronomie est la plus ancienne des sciences, depuis tout temps l'Homme s'intéresse aux objets célestes. Aujourd'hui l'astronomie et l'astrophysique permettent de comprendre l'origine et l'évolution de l'Univers. L'observation des objets astrophysiques permet parfois de faire un bon dans le passé. Mais cela n'a pas toujours été ainsi. La vision des objets astrophysiques et la compréhension de leur observation a beaucoup changer entre les début de l'astronomie et aujourd'hui. Les premières civilisations ont commencé très tôt à observer les astres et les phénomènes astrophysiques. Pourtant les premières traces d'observatoires proviennent de Chine et sont datées de 2000 ans avant notre ère ! L'observation était commune à tous les peuples, mais que faire de tout ça ? Une approche très répandue pour tenter d'expliquer l'observation des astres était l'approche mythologique. Les astres étaient donc souvent associés à des divinités et étaient entourés de légende. Par exemple le mouvement des astres était parfois annonciateur de présage. Les premières

civilisations ne se contentaient pas forcément d'observer et d'interpréter, mais très tôt il y eu également la mise en place de mesures. Les phénomènes astrophysiques périodiques permettaient ainsi d'établier des calendriers, à l'instar des calendriers solaires mais également lunaires. Les calendriers solaires permettaient ainsi d'établir les années tandis que les calendriers lunaires les mois. Des légendes anciennes montrent également comment la Lune peut servir à mesurer le temps.

Puis il fit apparaître Nanna
À qui il confia la Nuit.
Il lui assigna le Joyau nocturne
Pour définir les jours :
Chaque mois (lui dit-il), sans interruption,
Mets-toi en marche avec ton Disque.
Au premier du mois,
Allume-toi au-dessus de la Terre ;
Puis garde tes cornes brillantes
Pour marquer les six premiers jours ;
Au septième jour,
Ton Disque devra être à moitié ;
Au quinzième, chaque mi-mois,
Mets-toi en conjonction avec Shamash [le Soleil].
Et quand Shamash, de l'horizon,
Se dirigera vers toi,
À convenance
Diminue et décrois.

Certaines civilisations ont aussi tenter de modéliser les phénomènes astrophysiques. Les mésopotamiens étaient ainsi très précis dans leurs modélisations mathématiques de certains phénomènes. De même chez les astèques des modélisations permettent de prédire avec plus ou moins de précisions certains phénomènes comme les éclipses ! Parfois il fallu attendre longtemps avant que les perceptions des choses changent ! Dans le cas de la Lune il fallu attendre le XVII^{e} siècle pour que celle-ci soit considérée comme un objet scientifique. Malgré l'avancée de nos technologies pour l'observation mais également pour la modélisation des phénomènes les observations anciennes sont encore très utilisées ! Et oui on ne se doute pas que la première observation de la comète de Halley décrite par les Chinois en 897 avant notre ère soit encore utile aujourd'hui. Et pourtant ! Grâce à ces observations très anciennes qui décrivent parfois les phénomènes observés avec une grande précision il est possible d'obtenir des observations de certains objets sur des périodes temporelles très longues ce qui permet ainsi de tester la robustesse des prédictions actuelles comme par exemple la mécanique céleste et la trajectoire des comètes ou encore les modèles d'évolution des nébuleuses.

1.1 Les météorites, une histoire complexe

Mon travail de thèse porte sur l'analyse de la matière extraterrestre. Ces analyses permettent de tirer des conclusions sur l'origine du Système solaire et des autres systèmes planétaires, sur leur évolution au cours du temps et de tenter de percer les origines de la vie sur Terre. Les objets extraterrestres analysés en laboratoires peuvent être variés et les

questions autour de ces objets ont beaucoup changées. Pour illustrer l'évolution du rapport des Hommes à la matière extraterrestre parlons d'abord des météorites, les premiers objets extraterrestres à avoir été étudiés sur Terre. Les météorites sont des morceaux de roches extraterrestres plus ou moins gros. Si l'on pose aujourd'hui la question de l'origine des météorites, c'est à dire d'où viennent elles dans le Système solaire la plupart des gens pensent assez facilement aux astéroïdes. Et effectivement ces morceaux de roches extraterrestres proviennent bien en majorité d'astéroïdes du Système solaire, comme nous le discuterons plus tard dans cette thèse. Aujourd'hui cela paraît simple et presque naturel d'attribuer une origine extraterrestre aux météorites, mais cela n'a pas toujours été le cas ! Pourtant de tout temps des météorites sont tombées sur Terre et les Hommes n'ont pas toujours fait le même usage de ces objets au cours du temps. aujourd'hui ce sont des objets scientifiques à part entière, mais il a fallu un certain temps pour que les scientifiques s'intéressent à ces objets. Avant d'introduire mon travail de thèse je voudrais donc juste faire un petit bond dans le passé pour montrer un peu comment les idées portant sur l'origine des météorites ont évoluées.

1.1.1 Les premiers écrits

La naissance de l'écriture a été une étape marquante dans l'histoire de l'humanité et a permis la transmission des savoirs. Cette étape marque le passage de la Préhistoire à l'Histoire. L'écriture serait apparue pour la première fois en Mésopotamie il y a plus de cinq mille ans. Les plus anciennes traces d'écritures sont en langue Sumérienne [1]. La plus ancienne œuvre littéraire retrouvée est l'épopée de Gilgamesh, récit philosophique racontant les aventures du roi Gilgamesh. D'après les historiens, Gilgamesh aurait vécu vers 2650 avant notre ère et était roi de la ville d'Uruk [2]. Il existe de nombreuses versions de l'épopée de Gilgamesh, écrites au fil du temps et les plus anciennes traces de ce récit sont écrites en langues Sumérienne. La version la plus complète de cette œuvre se compose de onze tablettes (S. Parpola, The Standard Babylonian Epic of Gilgamesh, Helsinki, 1997) écrites en langue Akkadienne [3] et est exposée au British Museum de Londres.

Aujourd'hui de nombreuses traces de ce récit ont été retrouvées en différentes langues et permettent une meilleure reconstruction et une meilleure traduction du récit. Malgré tout, certains mots restent incomplets et certains passages sont manquants, ainsi toutes les versions actuelles sont des adaptations des différents auteurs s'appuyant sur les traductions disponibles. La première traduction française revient à Édouard Dhorme qui la publie en 1907. Mais pourquoi parler de ce texte ? Et bien le premier texte littéraire de l'humanité fait mention de météorites. Voici le passage tiré de l'adaptation de ...

"Ma mère cette nuit j'ai fait un rêve. Je marchais fier parmi les héros. Le ciel brillait d'étoiles, et une étoile, comme un héros du ciel d'Anou est tombée vers moi. J'ai voulu la porter, elle était trop lourde. J'ai voulu la pousser, je n'ai pu la bouger. Autour d'elle, les gens du pays s'assemblaient et lui baisaient les pieds."

La météorite est ici évoquée dans un rêve de Gilgamesh sous la métaphore de la force, puisque Gilgamesh le plus puissant des Hommes n'arrive pas à la soulever ou à la faire bouger.

1. Le Sumérien est une langue morte parlée en Mésopotamie (au IV^{e} et III^{e} millénaire avant notre ère) et serait la plus ancienne langue écrite connue
2. Ville de l'ancienne Mésopotamie située entre le Tigre et l'Euphrate.
3. Les akkadiens formaient un peuple voisin des Sumériens auprès desquels ils ont appris l'écriture.

FIGURE 1.1 – Photo de la 11^{me} tablette de l'épopée de Gilgamesh (The British Museum, Londres).

1.1.2 Des objets divins, des objets utiles

Les météorites ont très tôt été associées au divin dans l'Antiquité. Leur origine céleste était parfois admise et dans les différentes régions du monde ces objets étaient très souvent vénérés, interprétés comme signe divin. Parfois ces objets étaient même vénérés comme des dieux, d'autres était accompagnés de légende.

Certaines civilisations utilisaient même les météorites (de fer) pour fabriquer des objets de prestige ou encore des objets utiles avant l'âge du fer (Jambon 2017). La sidérurgie marquant la transition entre l'âge de bronze et l'âge du fer est apparue environ 1200 ans avant notre ère et pourtant de nombreux objets en fer sont plus anciens (Jambon 2017). Avant la sidérurgie le seul fer "facilement" disponible était celui des météorites. En effet, dans les météorites le fer est à l'état de métal ce qui permet de l'utiliser directement contrairement aux minerais terrestres. Le fer terrestre contenu dans les minerais se trouve sous forme oxydés, les minerais sont donc transformés en métal par une opération de réduction consistant à ôter l'oxygène, c'est la sidérurgie. L'objet connu le plus ancien en fer météoritique est un collier datant de 3200 ans avant notre ère et dont les perles sont en fer météoritique [4]. Un des objets les plus emblématique est sans doute la dague de Toutankhamon datant de 1350 ans avant notre ère et retrouvée dans son sarcophage.

4. Le collier a été retrouvé dans les tombres de El Gerzeh en Égyptes

FIGURE 1.2 – Photo de la dage de Toutankhamon (Comelli et al. 2016).

D'autres civilisations utilisaient les météorites pour réaliser des objets moins prestigieux comme des couteaux, c'est notamment le cas des inuits qui n'ont jamais pratiqué la métallurgie et qui grâce au fer météoritique ont pu fabriquer des outils rudimentaires. D'autres météorites ont servi d'enclumes ou encore de banc, comme la météorite de Caille en France qui a servie de banc devant l'église de Caille dans les Alpes Maritimes.

1.1.3 L'évolution de pensée

La perception et le rapport des Hommes aux météorites a changé au fil du temps. Dans l'antiquité, l'origine céleste des météorites est souvent admise. Leur utilisation est diverse mais non scientifique, comme nous l'avons discuté précédemment. En occident, le rapport aux météorites change avec l'arrivée d'Aristote.

La conception Aristotélicienne

Aristote (384-322 avant notre ère) propose une vision particulière de l'univers qui écarta l'origine céleste des météorites et ce jusqu'à la fin du XVIII^{e} siècle. Dans son modèle d'Univers la Terre est au centre et immobile. L'univers se découpe en deux monde, le monde sublunaire (monde terrestre) qui est imparfait et changeant, dont la limite est l'orbite de la Lune et le monde supralunaire (monde céleste) parfait et éternel. Les seuls mouvements célestes sont les mouvements circulaires uniformes. Dans la conception Aristotélicienne de l'Univers, rien ne peut donc tomber du monde céleste puisque celui-ci est éternel et parfait. Il est donc impossible que les météorites possèdent une origine extraterrestre. Ainsi même les observations faites avant lui par ses pairs sont remises en cause. C'est notamment le cas de la chute de la météorite d'Aegos Potamos [5] en 467 avant notre ère qui était expliquée comme une chute de pierre en provenance du Soleil. Aristote explique dans son oeuvre les Météorologiques que cette chute de pierre n'est rien d'autre qu'une pierre soulevée dans l'atmosphère par le vent produit par le passage d'une comète, lui attribuant ainsi une origine terrestre.

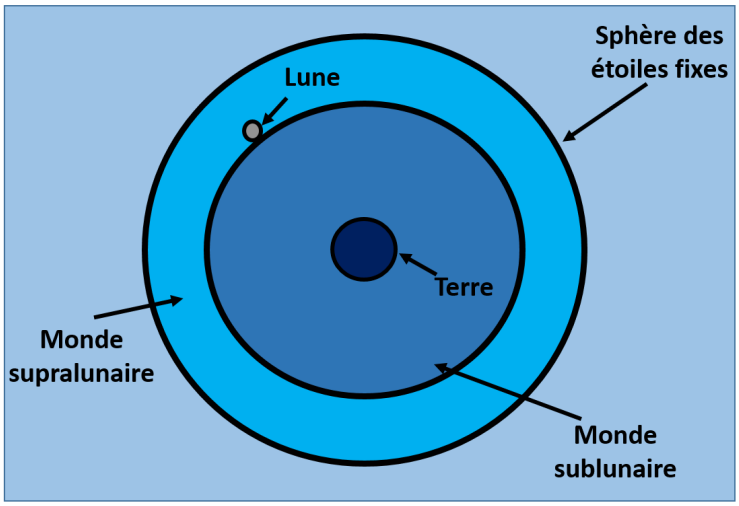


FIGURE 1.3 – Illustration simplifiée de la conception Aristotelicienne du Système solaire.

5. Nom d'une citée antique située dans une région de Thrace.

Le casse tête de la provenance des météorites

À partir du Moyen Âge, diverses explications "terrestres" sont proposées pour expliquer l'origine de ces pierres. Certains auteurs expliquent ces phénomènes comme étant des illusions optiques, des fragments de montagnes éjectés, des produits de la foudre, des condensations atmosphériques...etc. À la renaissance et au siècle des lumières, les savants ne s'intéressent pas plus à ces objets. Certaines chutes sont pourtant observées, comme la chute d'Ensisheim [6] en 1492. Des peintures ont même été réalisées pour représenter ce phénomène mais toujours avec un rapport à l'église. Cette chute fut interprétée comme un présage pour la guerre [7]. Au siècle des Lumières certains savants (Fougeroux, Cadet et Lavoisier) tentent de réaliser des analyses chimiques, comme en 1769 sur la météorite de Lucé [8] pour tenter de trouver une origine extraterrestre. Malheureusement, les analyses de cette époque n'étaient pas assez précises pour trouver les éléments chimiques indiquant l'origine extraterrestre de ces objets. L'origine extraterrestre de ces objets n'est donc toujours pas admise. Des débats entre origine extraterrestre et origine terrestre commencent à émerger dans la communauté scientifique. Mais l'origine terrestre rassemble toujours le plus de voix. Il fallu attendre la fin du XVIII^{e} siècle pour que la vision des météorites change.

La fin du XVIII^{e} siècle, l'objet scientifique

Le 26 Avril 1803, de nombreuses pierres tombèrent sur la commune de L'Aigle en Normandie. Cette chute de météorites ne passe pas inaperçue et remonte jusqu'à l'Académie royale des sciences. Jean-Baptiste Biot, jeune scientifique de l'Académie, est alors envoyé sur place pour mener une enquête afin de faire le jour sur cette affaire de chute de pierre en interrogeant les témoins, il conclut que le 26 Avril 1803 des pierres sont tombées du ciel dans la commune de L'Aigle. Le rapport de Biot fait changer la vision scientifique des météorites puisqu'à partir de ce jour leur origine extraterrestre est admise. Les météorites deviennent ainsi des objets scientifiques à part entière. La science des météorites est donc une science relativement récente.

1.1.4 Mais finalement d'où viennent-elles ?

Mais alors une fois que l'origine extraterrestre des météorites a été acceptée, encore fallut il trouver leur origine exacte, de quel(s) corps provienne(nt) ces objets ? Cette question n'a été résolue que plus tard, grâce à la reconstruction des trajectoires. En effet en photographiant le phénomène lumineux créé lors de la rentrée atmosphérique de l'objet dans l'atmosphère (météore) il est parfois possible de reconstruire la trajectoire de l'objet. Cela fut fait pour la première fois en 1959 avec la chute de Pribram [9]. La trajectoire est une ellipse coupant l'orbite de la Terre et provenant d'une région située entre l'orbite de Mars et Jupiter, là où se trouve la ceinture d'astéroïdes, indiquant donc de façon certaine l'origine astéroïdale de cette météorites. Aujourd'hui des campagnes d'observations des météores sont mises en place, comme le réseau FRIPON (Fireball Recovery and Inter Planetary Observation Network) en France. On sait aujourd'hui par diverses méthodes que la majorité des météorites proviennent des astéroïdes de la ceinture principale (située entre Mars

6. Ville d'Alsace
7. Conflit entre le roi d'Autriche Maximilien et le roi de France Charles VIII.
8. Météorite tombée proche de Lucé dans la Sarthe en 1768.
9. Ville de république Tchèque.

et Jupiter). D'autres météorites (beaucoup plus rares) peuvent provenir de corps plus gros comme de la Lune ou de Mars. Nous verrons dans cette thèse qu'aujourd'hui encore un enjeu majeur dans l'analyse en laboratoire de la matière extraterrestre est de trouver le corps dont provient l'objet étudié, on parle de *corps parent*.

Chapitre 2

La matière extraterrestre de nos jours

« Un problème créé
ne peut être résolu en réfléchissant
de la même manière qu'il a été créé »
Albert Einstein

Sommaire

2.1 Petite poussière deviendra grande 24
2.2 Les ingrédients du Système solaire 28
2.2.1 Les silicates 28
Les olivines 29
Les pyroxènes 29
Les phyllosilicates 29
Amorphe ou Cristallin ? 30
2.2.2 La matière organique 30
La matière organique soluble (MOS) 31
La matière organique insoluble (MOI) 32
2.3 La recette du Système solaire 33
2.4 Évolution de la matière primitive 34
2.5 Et aujourd'hui est-ce qu'il reste de la matière "primitive" ? . 35
2.5.1 La classification des astéroïdes 37
Taxonomie de Tholen 38
Taxonomie de Bus et Bus-DeMeo 39
2.6 La matière primitive sur Terre 40
2.6.1 Les météorites... des morceaux d'astéroïdes sur Terre 41
2.6.2 La classification des météorites 43
2.6.3 Liens avec les astéroïdes, oui mais... 45
2.7 Les poussières interplanétaires (IDPs) 46
2.7.1 Les CP-IDPs 47
2.7.2 Les CS-IDPs 48
2.8 Mais d'où viennent ces poussières ? 49

2.1 Petite poussière deviendra grande

Les poussières représentent une part importante de la matière solide présente dans l'univers et sont à la base des processus de formation planétaire. Leur étude nous permet d'en apprendre plus sur notre Système solaire et sur les systèmes formés autour d'autres étoiles. Les poussières se forment au sein des enveloppes circumstellaires d'étoiles en fin de vie, puis sont éjectées dans le Milieu Interstellaire (MIS) où elles vont subir différents processus de modification voire de destructions comme des irradiations, des collisions...etc (Guhathakurta & Draine, 1989 ; Jones 2004).

La présence de nuages interstellaires a été observée dès la fin du XVIII^{e} siècle par William Herschel. La poussière interstellaire cause en effet l'extinction de la lumière des étoiles en arrière plan (un exemple est montré Figure 1). Stebbins et al. (1939) ont montré que l'extinction dans le visible varie en $1/\lambda$, cette caractéristique permet de contraindre la taille des poussières qui doit être comprise entre $0,1$ et $0,5\,\mu m$. Les poussières du MIS qui auront survécu aux différents processus de modifications/destructions vont ensuite se concentrer dans des nuages moléculaires ($\sim 99\,\%$ de gaz et $\sim 1\,\%$ de solide) qui sous l'effet de certaines perturbations (ondes de chocs,...) peuvent s'effondrer sur eux mêmes sous l'effet de la gravité. S'ensuit au coeur de ce nuage en effondrement, la formation d'une proto étoile autour de laquelle la matière (gaz et poussière) restante va former un disque en rotation (disque protoplanétaire). La durée de vie de ce disque est définie comme le temps nécessaire pour éliminer tout le gaz initial (évaporation, accrétion par l'étoile et/ou par les planètes en formation...). La durée de vie moyenne des disques est obtenue en observant les amas d'étoiles (Roccatagliata et al., 2011), cela permet d'une part, d'avoir une bonne statistique mais également de connaître l'âge de formation des étoiles en les classant dans un diagramme HR [1]. En supposant que les étoiles se sont formées en même temps, toutes les étoiles apparaissent sur la séquence principale. Les étoiles vont ensuite évoluer en brûlant leur hydrogène et vont quitter la séquence principale d'autant plus vite qu'elles sont massives. En comptant le nombre d'étoiles hors de la séquence principale il est alors possible d'estimer l'âge de l'amas. Il suffit ensuite de compter le nombre d'étoiles possédant encore un disque, la poussière autour d'une étoile est en effet détectable par un excès infrarouge (IR) dans leur spectre d'émission de corps noir (Mendoza 1968 ; Bertout et al., 1988). Cet excès de lumière infrarouge est simplement dû à la réémission dans l'IR des poussières qui absorbent une partie de l'énergie lumineuse de l'étoile dans le visible. En faisant une statistique sur plusieurs amas on détermine l'âge moyen de ces disques, qui est compris entre 3 et 10 millions d'années (Strom et al., 1989 ; Haisch et al., 2001 ; Fedele et al., 2010). Cette valeur a une certaine importance car c'est dans ces intervalles de temps que les planètes et notamment les planètes gazeuses doivent se former. À la fin de vie de l'étoile la poussière est réinjectée dans le MIS où elle réintégrera ce cycle que l'on appelle le cycle de la poussière et qui est schématisé sur la Figure 2.1.

1. le diagramme Hertzsprung-Russel (HR) est un diagramme dans lequel les étoiles sont classées en fonction de leur luminosité et de leur température

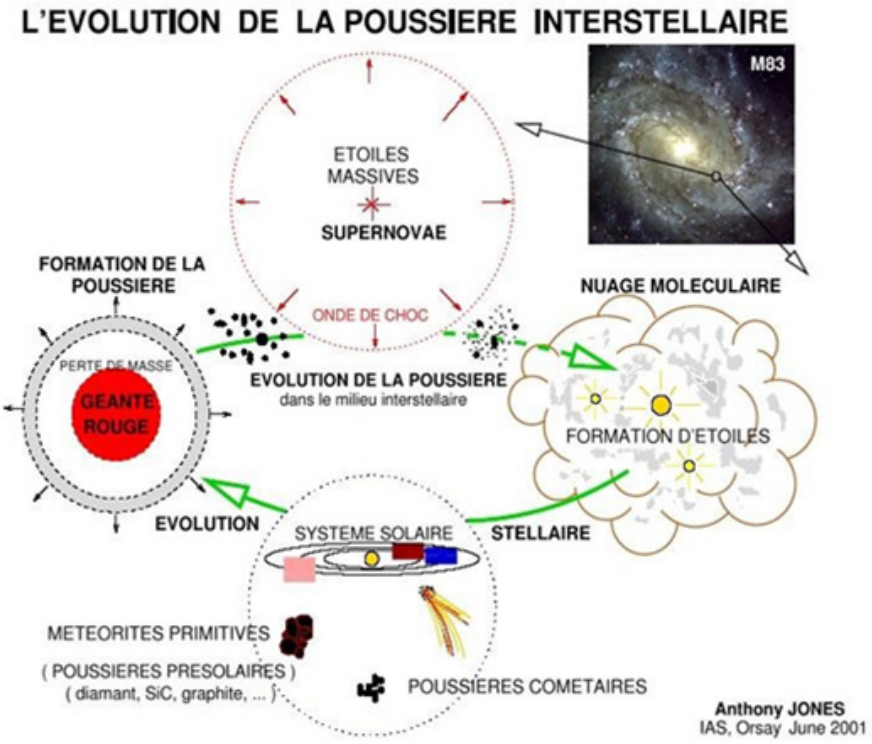


FIGURE 2.1 – Cycle de la poussières (Jones 2004).

Les disques protoplanétaires peuvent donner lieu à la formation d'un Système planétaire sous le jeu de différents processus permettant de former des objets de plus en plus gros à partir des poussières micrométriques présentes initialement. Cette formation planétaire est un phénomène particulièrement efficace puisque statistiquement la majorité des étoiles possède au moins une planète en orbite autour d'elles ; il y a donc plus de planètes que d'étoiles (Cassan et al., 2012) !

Malgré un nombre impressionnant de Systèmes planétaires la diversité des corps formés est très importante. Le même processus initial peut donc donner des résultats très différents ! Un peu à l'image de notre Système solaire dans lequel les différentes missions d'exploration spatiale menées depuis les années 1950-1960 ont montré une diversité de corps impressionnante sur laquelle nous reviendrons ensuite. Ainsi des processus génériques à la base de la formation des systèmes planétaires (effondrement d'un nuage moléculaire, formation d'un disque protoplanétaire, accrétion... etc.), peuvent prendre une diversité de forme très importante et ainsi conduire à des résultats très différents. Il est donc important de comprendre les processus qui sont en jeu dans la formation des systèmes planétaires mais également de comprendre les différentes formes qu'ils peuvent prendre. L'étude de notre Système solaire, à l'aide des missions spatiales, des observations et des modèles a permis de mieux comprendre ces processus génériques mais également la forme particulière qu'ils ont pu prendre dans ce cas particulier.

Notre Système solaire, comme le reste des systèmes planétaires s'est donc formé à partir de l'effondrement d'un nuage moléculaire qui a, par la suite, donné un disque protoplanétaire en rotation autour du jeune Soleil. Ce disque est alors majoritairement composé de gaz et contient une faible fraction de matière solide sous forme de poussière. Le disque

protoplanétaire peut être découpé en deux parties en fonction de la distance au Soleil en formation, la région interne, chaude et dépourvue de glace et la région externe, froide permettant la formation de glace. La transition entre ces deux régions se nomme la ligne des glaces. La région interne va donner lieu à la formation des planètes telluriques (Mercure, Vénus, la Terre et Mars) tandis que la région externe va donner naissance aux planètes géantes (Jupiter, Saturne, Uranus et Neptune).

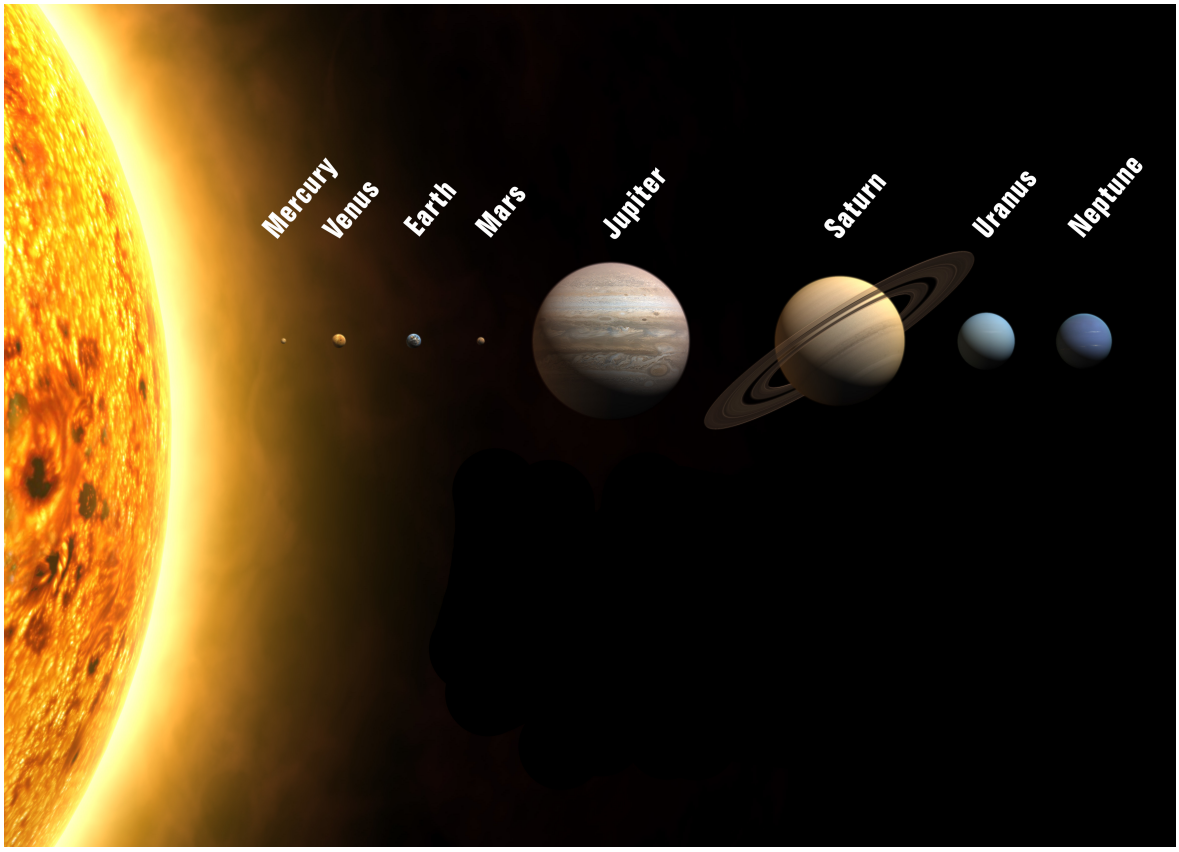


FIGURE 2.2 – Représentation des différentes planètes du Système solaire (adaptée de NASA).

L'observation d'autres systèmes planétaires et les simulations montrent deux particularités dans le cas de notre Système solaire. En effet les modèles de formation planétaire prédisent que les planètes sont d'autant plus grosses qu'elles se forment loin de l'étoile centrale (Kokubo et al., 2002 ; Raymond et al., 2005). Ainsi Mars devrait être au moins aussi grosse que la Terre or elle est dix fois plus petite (Raymond et al., 2009). D'autre part, l'observation des systèmes planétaires montre que les planètes géantes sont très souvent très proches de leur étoile (Figure 2.3) alors qu'elles ont dû se former bien plus loin... Alors comment expliquer ces différences observées dans notre Système solaire ? Et bien par le fait qu'un processus générique, celui de la migration planétaire peut prendre des formes très différentes selon les cas.

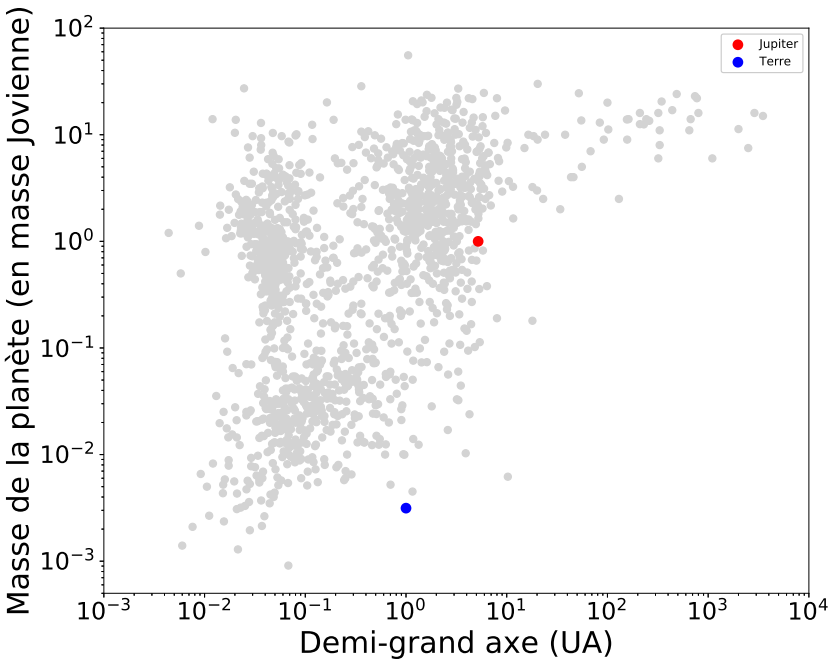


FIGURE 2.3 – Masse (en masses joviennes) en fonction du demi-grand axe (en UA) des exoplanètes dont la détection est confirmée en Juillet 2020. Les données sont issues de NASA Exoplanet Archive (https ://exoplanetarchive.ipac.caltech.edu/).

La migration planétaire est un phénomène qui peut se produire dans tous les disques protoplanétaires. Elle correspond à la migration des planètes géantes se formant dans les régions externes des disques vers l'étoile centrale (Lin & Papaloizou, 1986 ; Masset & Papaloizou, 2003). Se faisant, la ou les planète(s) géante(s) en migration pousse(nt) la matière solide vers l'étoile et vide(nt) ainsi le disque. Or dans notre cas cette migration a pris une forme bien particulière. Jupiter aurait été la première planète à avoir migré vers le Soleil en formation, se faisant elle a donc poussé la matière solide vers lui créant ainsi un disque de poussières concentré vers l'intérieur. Mais une deuxième planète géante s'est mise elle aussi en migration, Saturne et s'est alors mise en résonance [2] avec Jupiter. Cette résonance combinée au rapport de masses entre les deux planètes a conduit à une nouvelle migration mais cette fois-ci vers l'extérieur du disque (Masset & Snellgrove, 2001 ; Morbidelli & Crida, 2007) amenant ces deux objets à leurs places actuelles et permettant aux planètes telluriques de se former à partir du disque de poussières resté dans la région interne. Mais du fait de la migration entamée de Jupiter ce disque devait être concentré vers l'intérieur du Système et limité à $\sim 1\,UA$([3]) (orbite actuelle de la Terre) ne permettant pas à Mars d'accréter assez de matière pour dépasser la taille de la Terre. Ce modèle appelé "Grand Tack" (virement de bord en français) a été proposé par Walsh et al. (2011) et permet de montrer qu'un processus générique comme la migration planétaire peut prendre des formes très différentes suivant les conditions rencontrées dans le disque

2. Il s'agit de résonances orbitales, on verra qu'il en existe encore plusieurs dans notre Système solaire et qu'elles ont un rôle important dans la dynamique du Système. Par exemple sans le cas d'une résonance 3 :2 cela signifie qu'un objet fait trois fois le tour du Soleil tandis que le second le fait deux fois.

3. l'Unité Astronomique (UA) est une unité particulièrement utilisée en astrophysique pour permettre d'exprimer des distances très grandes, $1\,UA = 149\,597\,870\,700\,m$. $1\,UA$ représente la distance Terre-Soleil.

amenant ainsi à la grande diversité de systèmes planétaires observés dans l'Univers.

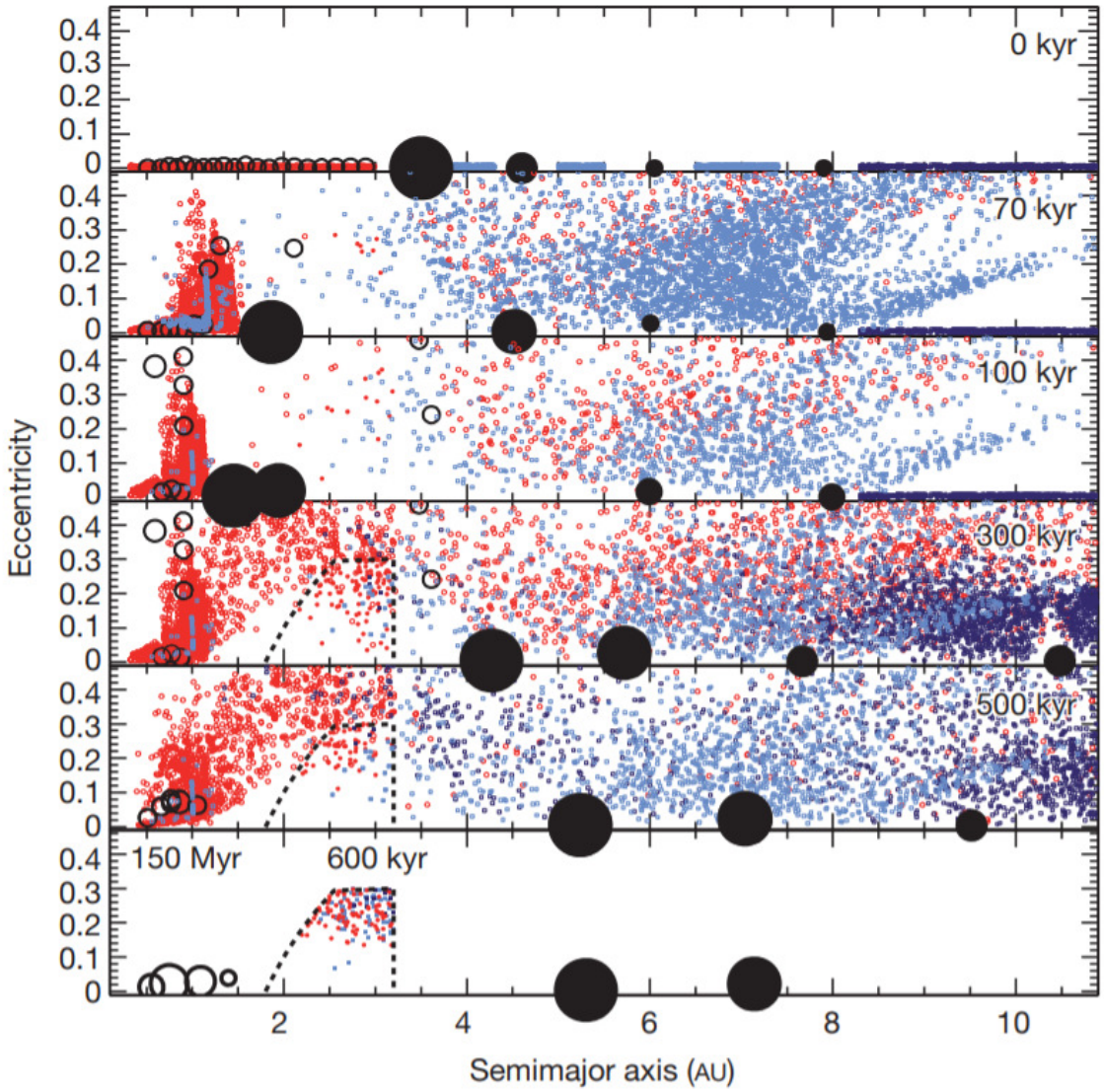


FIGURE 2.4 – Simulation de l'évolution du Système solaire après la formation des planètes géantes. L'axe vertical représente l'exentricité et l'axe horizontal représente le demi-grand axe des orbites le tout est en fonction du temps en milliers d'années. La Figure est extraite de Walsh et al. (2011). Les disques noirs représentent les quatre planètes géantes. Les cercles vides représentent les planétésimaux telluriques. Les points rouges sont les matériaux réfractaires tandis que les points bleu représentent des matériaux volatiles.

2.2 Les ingrédients du Système solaire

2.2.1 Les silicates

Une grande partie de la matière solide extraterrestre est composée de silicates, des minéraux dont le réseau cristallin est constitué de tétraèdres SiO_4^-, et de cations (Mg^{2+}, Fe^{2+},

Fe^{3+}, Ca^{2+}, Na^{+}, Al^{3+}...etc) situés entre les tétraèdres. Plusieurs sous-familles de cristaux se distinguent suivant leur structure cristalline. Les silicates peuvent être anhydres, c'est à dire dépourvus d'hydratation (groupement OH ou H_2O) ou hydratés, comme les phyllosilicates. Les silicates anhydres les plus communs dans la matière extraterrestre sont les olivines et les pyroxènes, qui sont également les composés majoritaires de la croûte terrestre.

Les olivines

Les olivines sont des minéraux de formule chimique $Mg_xFe_{2-x}SiO_4$ (plus rarement du Ca^{2+} peut remplacer un des deux autres cations). Les olivines se distribuent donc entre deux pôles : Un pôle magnésien, la forstérite (Mg_2SiO_4) et un pôle ferreux, la fayalite (Fe_2SiO_4). Les olivines de formule intermédiaire sont classées selon leur teneur en magnésium par rapport au fer (on parle de teneur en forstérite). On définit un paramètre (Fo) exprimé en pourcentage pour exprimer ce pourcentage de "forstérite" dans l'olivine étudiée :

$$Fo(\%) = \frac{x}{2-x} \times 100 \tag{2.1}$$

Quand du Ca est présent on définit deux nouveaux pôles : la monticellite ($CaMgSiO_4$) et la kirschsteinite ($CaFeSiO_4$) mais sont très rarement retrouvés dans la matière extraterrestre.

Les pyroxènes

Les pyroxènes sont des minéraux de formule $XY(SiO_3)_2$ avec X et Y des cations métalliques comme Ca^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al^{3+} ou encore Na^{+}. Les pyroxènes possèdent des chaînes plus flexibles que celles de l'olivine permettant ainsi une plus large gamme de cations possible. Cette particularité entraîne aussi une stabilité des pyroxènes sur une plus large gamme de températures et de pressions que l'olivine et pouvant donner au sein de cette famille des structures différentes. Ainsi d'un point de vue structurel on peut distinguer deux classes de pyroxènes : les clinopyroxènes (monocycliques) et les orthopyroxènes (orthorombiques). Ces deux formes sont plus ou moins stables en température, par exemple à haute température les orthopyroxènes peuvent se transformer en clinopyroxènes.
Les clinopyroxènes se distribuent entre deux pôles, la diopside ($CaMgSi_2O_6$) et l'hedenbergite ($CaFeSi_2O_6$). Tandis que les orthopyroxènes se distribent entre l'enstatite ($MgSiO_3$) et la ferrosilite ($FeSiO_3$).

Les phyllosilicates

Les phyllosilicates ont une structure cristalline particulière puisqu'ils sont constitués de "feuillets". Les feuillets sont constitués de couches qui peuvent être tétraédriques (T) ou octaédriques (O). Les couches T sont formées de tétraèdres SiO_4 et les couches O se composent d'un cation central (Mg^{2+}, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al^{3+}) lié à des groupement OH. Lorsque le cation métallique est bivalent la couche O est dite trioctaédrique et lorsque le cation métallique est trivalent la couche O est dite dioctaédrique. Les variations dans les configurations des couches T et O et les compositions des espaces interfoliaires donnent des minéraux de structure relativement similaire, mais avec des propriétés physiques et chimiques différentes. On distingue ainsi trois grandes familles de phyllosilicate :

— Les phyllosilicates de type 1 :1, constitués de feuillets TO.
— Les phyllosilicates de type 2 :1, constitués de feuillets TOT.
— Les phyllosilicates de type 2 :1 :1, constitués de feuillets TOT :O.

Au sein de ces familles, les sous familles diffèrent par leur type de couche O (di ou trioctaédrique) et par la composition de leur espace interfoliaire.

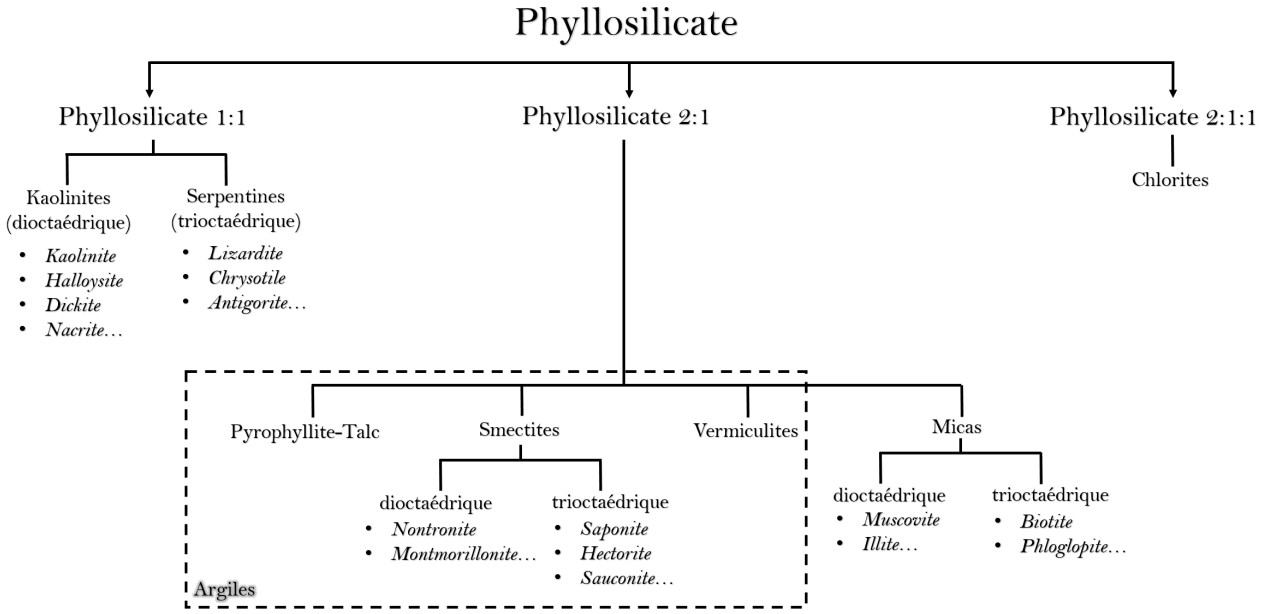


FIGURE 2.5 – Classification des phyllosilicates.

Amorphe ou Cristallin ?

D'un point de vue minéralogique on ne parle de minéraux que lorsqu'une structure cristalline est retrouvée. Une structure cristalline est une structure possédant une périodicité spatiale, il est donc possible d'identifier un motif dans la structure et de reproduire le minéral en répétant ce motif à intervalles réguliers. Dès lors qu'aucune structure organisée n'existe on parle de composé amorphe. On ne peut donc parler d'olivine et de pyroxène que pour la forme cristalline, mais ces composés peuvent être également retrouvés sous une forme amorphe, dans ce cas on parle de composés amorphe de composition type olivine ou type pyroxène. Néanmoins pour des raisons de simplicité nous parlerons dans la suite d'olivine "amorphe" et de pyroxène "amorphe", cette simplification de langage étant adoptée par la communauté astrophysique.

2.2.2 La matière organique

La matière organique est formée à partir des atomes de carbone (C), d'hydrogène (H), d'oxygène (O), d'azote (N), de phosphore (P) et de souffre (S). En regardant la composition de la photosphère solaire, il apparaît que ces éléments font partie des 10 éléments les plus abondants dans le Système solaire et donc dans l'Univers. Sur Terre la matière organique est principalement formée par des réactions faisant intervenir le vivant, mais depuis le XIX^{e} siècle on sait que la matière organique peut être formée sans l'intervention

d'activité biologique [4]. Il n'est donc pas étonnant de retrouver de la matière organique un peu partout dans le Système solaire et dans l'Univers. La matière organique a été identifiée dans les météorites depuis le milieu du XIX^{e} siècle avec les analyses de Berzelius sur la météorite de Alais [5]. Dans la matière extraterrestre la matière organique se trouve sous deux formes, une partie soluble dans les solvants (MOS) et une partie insoluble (MOI) (Derenne & Roberts, 2010 ; Krishnamurthy et al., 1992 ; Kvenvolden et al., 1970).

La matière organique soluble (MOS)

La matière organique soluble est très diversifiée, plus de 14000 molécules différentes ont été par exemple identifiée dans la météorite de Murchisson (Schmitt-Kopplin et al., 2010). Plusieurs familles de molécules ont été identifiées comme des acides carboxyliques, des hydrocarbures, des alcools, des acides aminés... etc (Remusat et al., 2014). Parmi ces molécules certaines ont un intérêt biologique. C'est le cas des acides aminés et des sucres. Dans les météorites plus de 80 acides aminés ont été détectés, dont certains sont communs aux protéines. Les molécules organiques solubles d'origine extraterrestre possèdent des propriétés communes qui les distinguent des molécules organiques terrestres et donc des contaminations possibles. En effet, les molécules organiques de la matière extraterrestre sont notamment riches en isotopes lourds (D, ^{13}C, ^{15}N) et tous les isomères possibles sont en général présent (Cronin & Chang, 1993 ; Cooper et al., 1997 ; Gilmour et al., 2003).

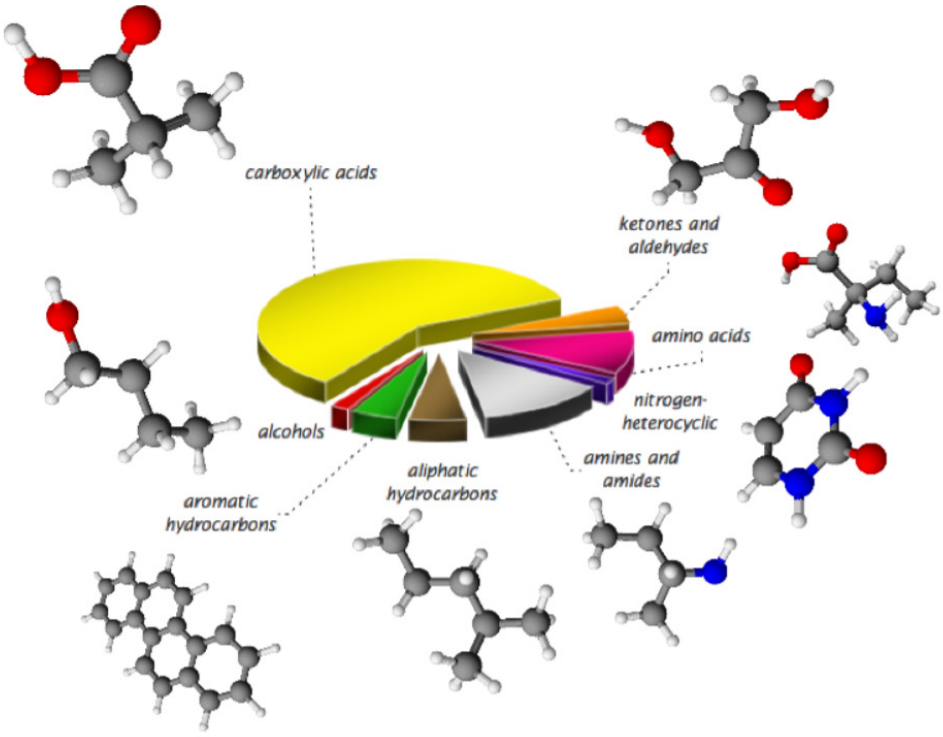


FIGURE 2.6 – Diagramme illustrant les proportions des différentes familles de molécules organiques solubles retrouvées dans la météorite Murchisson (Figure extraite de Remusat (2014)).

4. Notamment avec les expériences de Friedrich Wöhler sur la synthèse de l'urée ou encore avec le expériences de Stanley Miller.

5. Météorite tombée en France en 1802.

La matière organique insoluble (MOI)

La majorité de la matière organique présente dans la matière extraterrestre se trouve être sous la forme de macromolécule insoluble dans les solvants classiques. Cette fraction représente par exemple ~ 75 de la matière organique totale de certaines météorites riches en carbone (les chondrites carbonées, Remusat et al., 2007). Les analyses réalisées sur cette matière dans les météorites ont montré qu'elle est constituée d'un squelette de carbone et d'atomes d'hydrogène, d'oxygène, d'azote et de soufre. L'analyse de cette matière est complexe et ne permet pas d'observer directement les macromolécules dans leur ensemble. Cependant les nombreuses analyses réalisées depuis plusieurs décennies ont permis l'élaboration de modèles moléculaires pour représenter ces macromolécules (Derenne & Robert, 2010). Celles-ci sont en général constituées d'unités aromatiques (plusieurs cycles aromatiques) reliées entre elles par des chaînes aliphatiques courtes et ramifiées. L'azote et le soufre sont plutôt présents dans les unités aromatiques formant des hétérocycles azotés ou soufrés (Derenne & Robert, 2010). Ces macromolécules carbonées sont souvent comparées aux macromolécules terrestres comme les charbons. Ces macromolécules possèdent des propriétés communes (insolubles, densité, composition élémentaire, propriété spectroscopique...), mais elles peuvent différer grandement d'un point de vue structurel (Quirico et al., 2016 ; Remusat et al., 2005). Cette différence pourrait provenir du fait que le charbon terrestre provient d'un précurseur biologique contrairement à la MOI extraterrestre. La MOI extraterrestre contient aussi des grains dit "présolaires" (plus vieux que le Système solaire) sous forme de grains de carbures de silicium, de nanodiamants ou de grains de graphite.

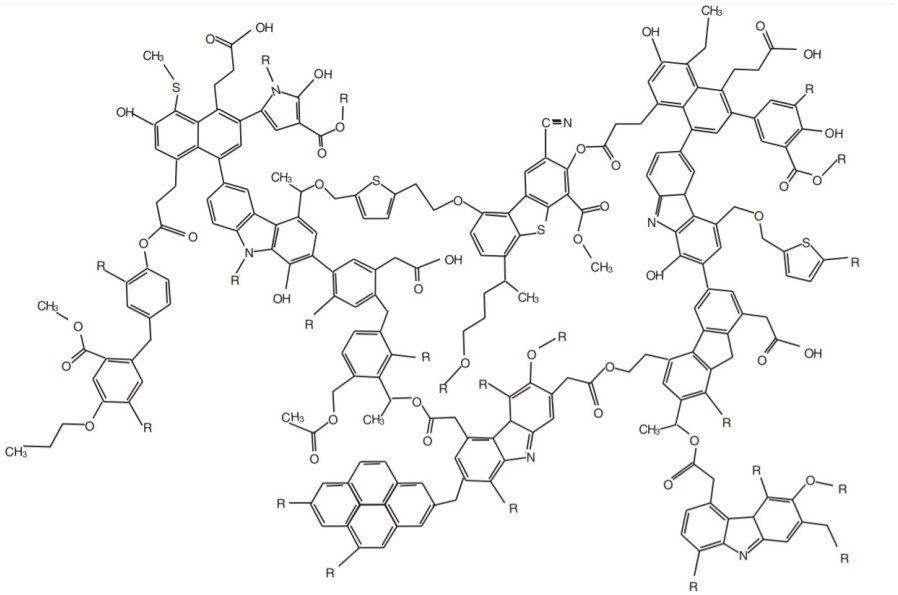


FIGURE 2.7 – Modèle de structure chimique de la matière organique insoluble des météorites (Figure extraite de Derenne & Robert (2010)).

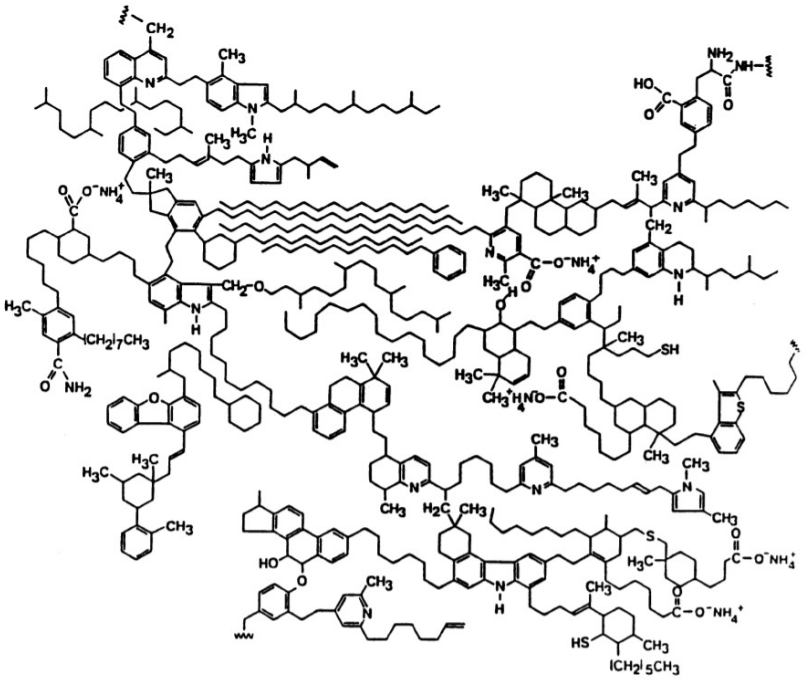


FIGURE 2.8 – Modèle de structure chimique d'un charbon (Kérogène) terrestre (Figure extraite de Siskin et al (1995)).

2.3 La recette du Système solaire

Le Système solaire s'est donc formé suite à l'effondrement d'un nuage moléculaire et à l'accrétion d'un disque protoplanétaire. Les poussières originelles du nuage peuvent être vaporisées dans les régions internes du disque et recondensées depuis la phase gazeuse et ainsi donner naissance à une nouvelle diversité de molécules et de matériaux. Les premiers condensats se forment autour de $1400\,K$, il s'agit de la condensation des éléments dits "réfractaires" contenant du calcium (Ca) et de l'aluminium (Al). Cette condensation donne donc naissance à des matériaux riches en Ca et Al (appelés CAIs) qui vont ensuite être incorporés à la formation planétaire dans les différents objets du Système solaire. Ces matériaux riches en éléments dits "réfractaires" sont donc les premiers à s'être formés[6] dans le disque protoplanétaire (Connelly et al., 2012). Au fur et à mesure que la température dans le disque diminue de nouveaux condensats peuvent apparaître comme la formation de silicates cristallins riches en Mg entre 800 et $1400\,K$ (Krot et al., 2009). Les éléments les plus volatils (méthane, dioxyde de carbone, eau...etc) se condensent quant à eux au delà de la ligne des glaces[7]. La ligne des glaces se déplacent vers le Soleil au fur et à mesure du refroidissement du disque (Garaud & Lin 2007 ; Oka et al. 2011) et se serait arrêté vers 3 UA sous l'effet de la forte masse de Jupiter (Morbidelli 2016). La condensation n'est pas la seule cause pouvant donner naissance à une nouvelle diversité de composés, la chimie entre la phase gazeuse et les grains de poussières dans le disque peut également permettre la formation de molécules complexes. Ces processus affectant

6. La formation des CAIs aurait eu lieu dans les premières $\sim 0,4$ million d'années suivant la formation du Système solaire (Kawasaki et al., 2020) avec un âge moyen de $4567,30 \pm 0,16$ milliards d'années (Connelly et al., 2012).

7. Chaque élément possède sa ligne de glace dans le disque (Brown & Schaller, 2011).

les poussières avant la formation de corps plus gros (astéroïdes, planétésimaux, planètes) sont qualifiés de primaires (Bergin & Langer 1997 ; Garrod et al. 2008).

Toute cette matière initialement présente et nouvellement formée (souvent à des échelles micrométriques) va ensuite s'agglomérer pour donner des objets centimétriques puis métriques et enfin kilométriques avec la possible formation d'embryons planétaires pouvant conduire à la formation de planètes. Cependant, de nombreuses questions demeurent quant au passage de poussières à embryon planétaire, les mécanismes mis en jeu ne sont pas encore bien compris, comme la barrière du mètre (par exemple, Williams & Cieza, 2011).

2.4 Évolution de la matière primitive

La matière des différents objets va potentiellement subir différents processus d'évolution qualifiés de secondaires (métamorphisme thermique, altération aqueuse, irradiations...etc).

La température et la pression sont les deux paramètres physiques qui vont contrôler certains processus secondaires (Agee et al., 1995). La pression est reliée à la masse du corps parent tandis que la température va être reliée à sa taille et à son âge d'accrétion. En effet la température dépend essentiellement de la quantité d'éléments radioactifs de courte période (aluminium 26 par exemple) emmagasinée par le corps lors de son accrétion (Sonett et al., 1979 ; Grimm & McSween, 1993). Les astéroïdes les plus proches du Soleil peuvent également subir un chauffage important dépendant de leur propriété chimique et orbitale (Marchi et al., 2009). Ce chauffage peut conduire à une fatigue thermique pouvant fragmenter les roches sous l'effet des variations diurnes de température (Delbo et al., 2014). Sous l'effet de la température certaines modifications structurelles et chimiques de la matière initialement présente peuvent apparaître, on parle de *métamorphisme thermique*. Si le corps contient de la glace celle-ci peut fondre sous l'effet de la chaleur conduisant à la circulation d'eau liquide. L'eau liquide peut conduire à un changement dans la chimie des matériaux, puisque les silicates anhydres vont disparaître au profit des phyllosilicates (King et al., 2017). Cela peut également conduire à l'apparition d'autres phases telles que les sulfates, les oxydes, les carbonates et les hydroxydes (Fornasier et al., 2014). Ces modifications apparaissent plutôt à basse température et on parle d'*altération aqueuse*. Certains corps sous le jeu de la pression interne et du chauffage radioactif vont voir leur matériau originel fondre en volume. Ce qui va engendrer un changement dans la chimie du matériau initial et un réarrangement des composés, les plus lourds (les métaux) se concentrant au cœur de l'objet, formant ainsi un noyau métallique, tandis que les éléments plus légers vont former une croûte souvent silicatée, on parle alors de corps *différencié*. Certains astéroïdes auraient subit un chauffage assez important pour entraîner une différenciation (Elkins-Tanton et al., 2011 ; Ghosh & McSween, 1998 ; Zuber et al., 2011). Les différentes formes d'altération thermique dépendent des températures atteintes (Keil 2000).

- $\sim 0°C$ à $\leq \sim 300°C$: *altération aqueuse*.
- $\geq \sim 400°C$ à $\sim 950°C$: *métamorphisme thermique*.
- $\sim 980°C$ à $1050°C$: fonte partielle avec formation de résidus de même composition et structure, pas de *fractionnement*.
- $\sim 1000°C$ à $1250°C$: fonte partielle avec formation de résidus recristallisant à des températures différentes, donc de composition et structures variables, on parle de *fractionnement*.

— $\sim 1150°C$ à $>> 1250°C$: *différenciation.*

D'autres formes d'altérations peuvent avoir lieu dans le milieu interplanétaire, comme l'irradiation UV ou ionique des surfaces, le bombardement de micrométéorites ou de poussières (Clark et al., 2002 ; Hendrix & Vilas, 2006 ; Brunetto et al., 2015 ; Altobelli et al., 2018). Ces phénomènes peuvent altérer fortement les surfaces des corps qui n'ont pas de protection (atmosphère, magnétosphère) comme la plupart des astéroïdes et comètes, on parle d'*altération spatiale* (ou *Space Weathering* en anglais). Tous ces processus vont altérer la surface aussi bien chimiquement que physiquement, comme par exemple la pulvérisation des roches de surface ou l'amorphisation des silicates et de la matière organique (Brunetto et al., 2014 ; Lantz et al., 2017).

Sur les corps dépourvus d'atmosphère les bombardements, irradiations et la fatigue thermique vont fragiliser la surface et peuvent réduire le matériau à l'état de poussière, on parle de *régolithe* (par exemple, Housen & Wilkening, 1982).

La matière dite "primitive" dans le Système solaire représente la matière dont la composition élémentaire (et en partie la composition moléculaire aussi) reflète celle du nuage moléculaire initial, elle a donc peu, voire pas évolué depuis sa formation. Il faut donc la chercher dans les corps qui auront subi peu voire pas de processus secondaires.

2.5 Et aujourd'hui est-ce qu'il reste de la matière "primitive" ?

Les petits corps du Système solaire (astéroïdes et comètes) sont donc potentiellement les meilleurs candidats pour l'étude de la matière primitive. En effet ces objets sont potentiellement assez petits et certains d'entre eux sont restés assez loin du Soleil pour ne pas avoir subi trop de processus secondaire depuis leur formation et donc pour avoir gardé une mémoire du matériau originel ayant servi à la formation planétaire.

Ces objets, outre leur importance pour l'étude du matériau de base de notre Système solaire, ont pu également avoir eu un rôle important dans l'apparition de l'eau et des molécules prébiotiques, deux ingrédients indispensables à l'émergence de la vie sur Terre. La Terre, s'étant formée dans les premiers stades de notre Système solaire, était à l'origine une masse extrêmement chaude dans laquelle l'eau et les molécules carbonées à la base de la chimie du vivant n'ont pas pu se développer (Ringwood 1966 ; Ryder 2002). Ces molécules ont du en partie être apportées de l'extérieur une fois que les conditions sur Terre sont devenues propices au développement de la vie. Or les planètes internes du Système solaire ont subi peu de temps après leur formation un bombardement intensif de petits corps à leur surface (astéroïdes, comètes et poussières, Chyba & Sagan, 1992). Lors de ce grand bombardement les petits corps ont donc pu jouer le rôle de vecteur pour apporter les molécules indispensables à l'émergence du vivant sur une planète du Système solaire interne devenue propice à son développement, la Terre. Ainsi l'étude de ces objets peut également nous renseigner sur leur véritable implication dans ce concours de circonstances ayant conduit à l'apparition du vivant sur Terre.

Les petits corps sont aujourd'hui regroupés au sein de différents réservoirs (Figure 2.9) :

dans la *ceinture principale* entre Mars et Jupiter, la *ceinture de Kuiper*, au delà de l'orbite de Neptune (> 30 UA) et le nuage d'Oort qui serait situé au delà de 50 000 UA au delà de l'héliopause [8] et qui serait à l'origine d'un grand nombre de comète à longue période (Kaib & Quinn, 2009). Les objets de la ceinture de Kuiper et du nuage d'Oort sont également appelés *Objet TransNeptunien* (OTN ou TNO en anglais pour Trans-Neptunian Object). D'autres petits corps sont retrouvés en dehors de ces trois grands réservoirs : Certains corps (astéroïdes ou comètes) sont appelés *géocroiseurs* (NEOs en anglais pour Near Earth Objects, on parlera de NEA pour un Astéroïde et de NEC pour une Comète) car leur orbite est proche de celle de la Terre. Les NEAs sont regroupés en différentes familles (Atira, Aten, Apollo et Amor) suivant les caractéristiques de leur orbite (https ://cneos.jpl.nasa.gov/about/neo_groups.html). Entre l'orbite de Jupiter et de Neptune on retrouve des corps glacés appelés *Centaures*. Pour finir des petits corps orbitent avec certaines planètes, aux points stables de Lagranges L4 et L5 du système Soleil-planète [9], on parle d'astéroïdes *Troyens*. Les Troyens les plus connus sont ceux situés sur les points de Lagrange L4 et L5 du système Soleil-Jupiter, mais des Troyens sont retrouvés sur l'orbite de la plupart des planètes du Système solaire dont la Terre (Connors et al., 2011). Néanmoins, la distribution de petits corps observée aujourd'hui n'est très probablement pas celle de la formation du Système. En effet comme discuté précédemment la migration planétaire (notamment la migration de Jupiter) a bouleversé la répartition de la matière et des objets dans le disque protoplanétaire. Le modèle du Grand Tack (Walsh et al., 2011) permet d'expliquer la répartition des astéroïdes de la ceinture principale (Figure 2.4). Le modèle de Nice (regroupé en trois revues, Gomes et al. (2005), Morbidelli et al. (2005) et Tsiganis et al. (2005)) est un autre modèle dans lequel Jupiter se serait formé proche de son orbite actuelle, mais les trois autres planètes géantes se seraient quant à elles formées bien plus proche du Soleil que leur orbite actuelle. Des jeux de résonance, d'abord entre Jupiter et Saturne, puis entre Saturne et les planètes géantes glacées auraient conduit à la répartition actuelles des planètes et des petits corps. Ce modèle ne permet cependant pas d'expliquer la faible masse de Mars (comme discuté au paragraphe 2.1). Cependant certains modèles plus récents permettent d'expliquer la faible masse de Mars sans avoir recours à la migration planétaire (Johansen et al., 2015 ; Levison et al., 2015).

Au sein de la matière primitive, la matière organique est activement recherchée. Les corps contenant potentiellement le plus de matière organique seraient les plus externes, formés au delà de la ligne des glaces (Gradie & Veverka, 1980). La mission Rosetta a montré que les grains de la comète 67P Churymov-Gerasimenko sont extrêmement riches en matière organique, avec une composition proche de la matière organique de certaines météorites (Le Roy et al., 2015 ; Fray et al., 2016), mais qu'une partie de cette matière organique pourrait même être d'origine interstellaire (Bertaux & Lallement, 2017). Ce résultat conforte le fait qu'en étudiant ces corps il est possible de remonter aux conditions de formation de notre Système solaire et d'identifier les premières briques élémentaires qui en sont à l'origine. Ces petits corps apportent une meilleure compréhension des processus mis en jeu lors de la formation des systèmes planétaires et notamment l'héritage du MIS. Ces

8. L'héliopause est la limite magnétique du Système solaire, c'est à cette distance que les vents solaires deviennent plus faibles que le vent galactique

9. Les points stables de Lagrange sont des points de l'espace où les champs de gravité des deux corps formant le système soient tels qu'un objet de masse négligeable reste immobile par rapport aux deux autres corps.

résultats posent aussi de nouvelles questions puisque si une partie de la matière organique que contient notre Système solaire est d'origine interstellaire alors elle a pu également atteindre un grand nombre d'autres planètes dans d'autres systèmes planétaires.

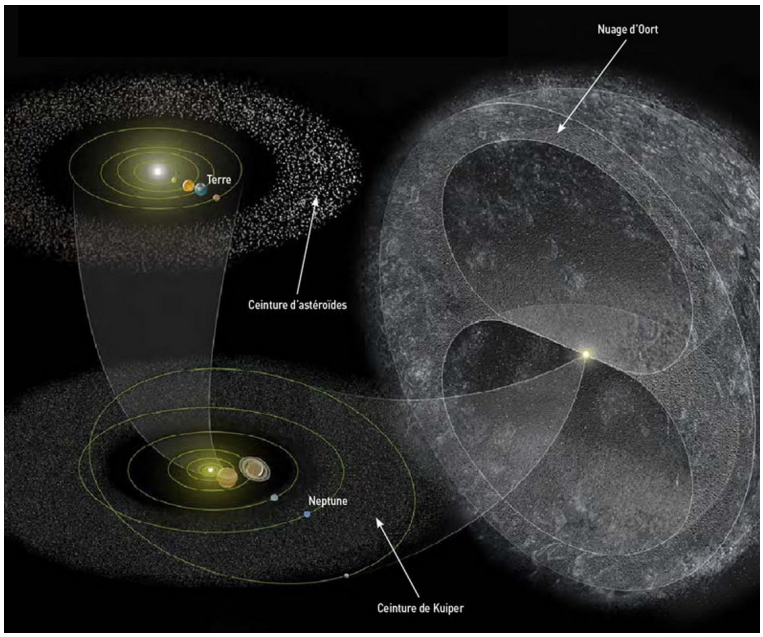


FIGURE 2.9 – Représentation du Système solaire (modifié à partir d'un schéma de l'Observatoire Astronomique de Narbonne (http ://astronomie.narbonne.free.fr/spip.php ?article328)).

Les petits corps sont donc des objets clés pour comprendre l'origine de notre Système solaire et par la même occasion nos propres origines. Malheureusement ce sont de petits objets, parfois très sombres et très lointains, et souvent ils sont donc difficiles à observer à distance depuis la Terre. Les observations de ces objets se font donc par le biais de l'analyse de la lumière du Soleil qu'ils réfléchissent dans notre direction (mesure de réflectance). Malheureusement outre la fait que cette quantité de lumière soit faible il y a également l'atmosphère de la Terre qui peut causer des pertes d'informations en absorbant cette précieuse lumière qui nous provient de ces objets. Une façon de pallier à cela est donc d'envoyer des télescopes dans l'espace pour les observer en dehors de l'atmosphère terrestre.

2.5.1 La classification des astéroïdes

Malgré ces moyens d'observation, il reste difficile d'obtenir une information précise sur la composition des petits corps. L'étude des spectres de réflectance dans différentes gamme de longueur d'onde (principalement le visible et proche infrarouge et parfois l'infrarouge moyen) a conduit à classer ces objets en différentes catégories à partir de leurs propriétés spectrales, on parle de *taxonomies*. Les trois classifications les plus utilisées sont celles de Tholen, de Bus et de Bus-DeMeo

Taxonomie de Tholen

La taxonomie de Tholen (Tholen & Barucci, 1989) est basée sur les mesures photométriques du programme ECAS (Eight-Color Asteroid Survey) dans la gamme de longueurs d'onde UV-proche infrarouge ($0,30 - 1,1\,\mu m$). Cette taxonomie utilise l'albédo et les pentes des spectres d'astéroïdes (voir section 3.2.1 pour plus de détails sur l'albédo et la pente spectrale). Cette taxonomie comprend 14 *types* d'astéroïdes dont la plupart sont répartis en 3 *classes* (ou *complexes*), présentés en Figure 2.10. Les types A, Q, R, V et E ont des albédos assez élevés, les types S, M et T des albédos moyens, tandis que les autres types ont des albédos relativement bas. Les types S, Q, R et V ont une bande d'absorption proche de $\sim 1\,\mu m$.

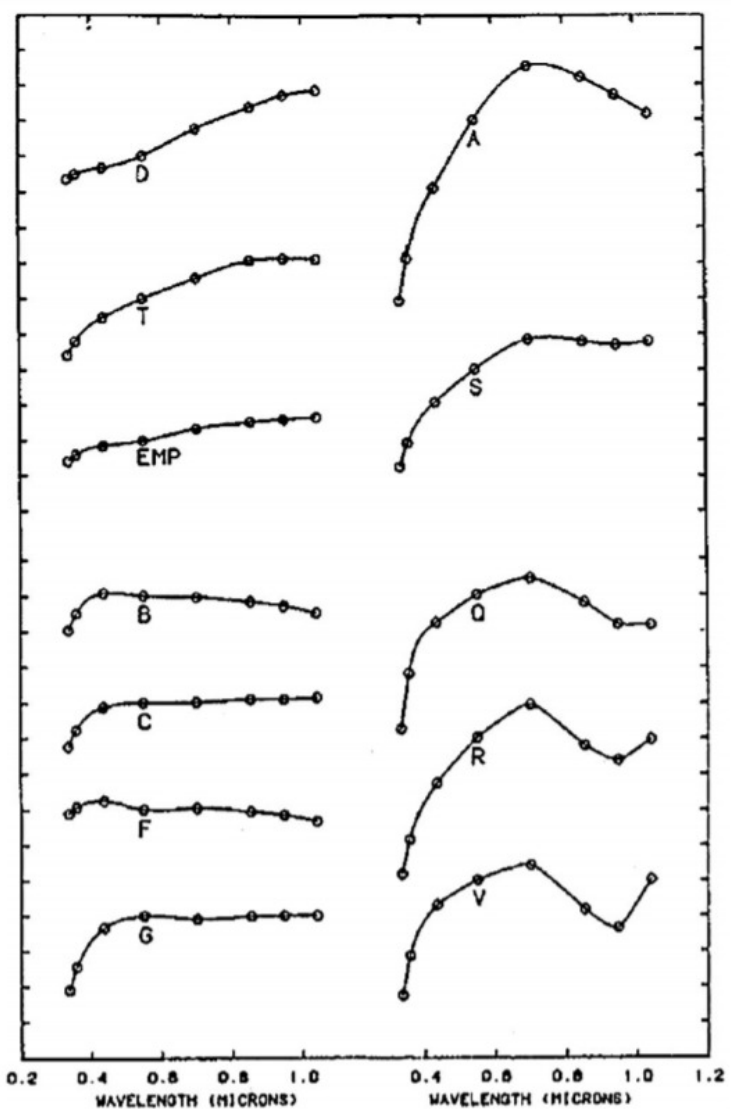


FIGURE 2.10 – Spectres moyens des différents types d'astéroïdes de la taxonomie de Tholen sur le domaine $0,35 - 1,1\,\mu m$ (Figure extraite de Chapman. (2004)).

Taxonomie de Bus et Bus-DeMeo

La taxonomie de Bus (Bus & Binzel, 2002) repose sur les nombreuses données d'observation fournies par les programmes SMASS (Small Main-belt Asteroid Spectra Survey) et SMASS2. Cette taxonomie ne prend pas en compte les albédos mais les pentes spectrales et les bandes d'absorptions et comprend 26 *types* d'astéroïdes dont la plupart sont répartis en 3 *classes* (ou *complexes*). La taxonomie de Bus-DeMeo (DeMeo et al., 2009) est une extension de la taxonomie de Bus et tient compte de l'observation dans le proche infrarouge (jusqu'à $2,5\,\mu m$) de certains astéroïdes. Cette taxonomie comprend 24 *types* d'astéroïdes dont la plupart sont répartis en 3 *classes* (ou *complexes*), présenté en Figure 2.11

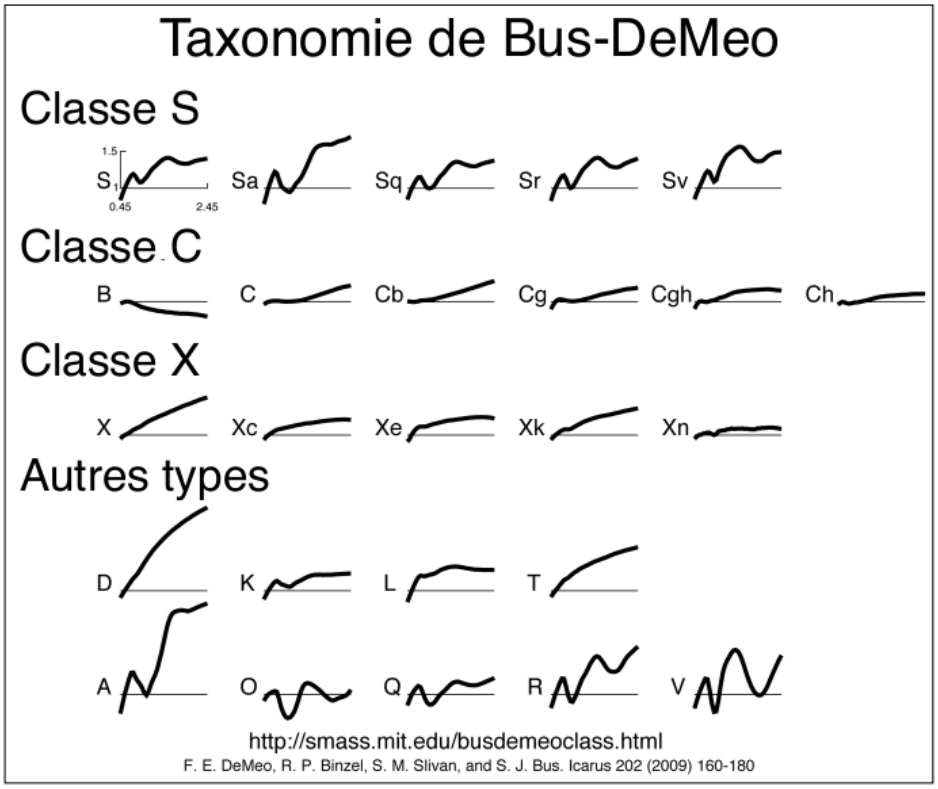


FIGURE 2.11 – Spectres moyens des 24 types de la taxonomie de Bus-DeMeo sur le domaine $0,45 - 2,45\,\mu m$ (source : http ://smass.mit.edu/busdemeoclass.html)

La classe S représente les objets possédant une bande d'absorption de silicates. La classe X regroupe des objets aux caractéristiques spectrales similaires mais avec une composition très différentes. La classe C représente les objets carbonés et donc les plus sombres. Cette classe représente environ 60 % de la masse de la ceinture principale (Vernazza et al., 2015) et se décline en six types suivant la pente des spectres et des bandes d'absorption : B, C, Cb, Cg, Cgh et Ch (DeMeo et al. 2009 ; DeMeo & Carry 2013). Les astéroïdes de type B ont la particularité d'avoir des pentes négatives (bleue). Les astéroïdes de type Cg possèdent une forte absorption dans l'UV. Les astéroïdes de type Cg possèdent une bande d'absorption autour de $0,7\,\mu m$, indiquant une hydratation de la surface. Les astéroïdes de type Cgh possèdent à la fois une forte absorption UV et une bande d'absorption autour de $0,7\,\mu m$. DeMeo & Carry. (2013) ont résumé certaines propriétés physique pour les

astéroïdes de la ceinture principale. Les jeux de données étant différents de celui utilisé pour élaborer la taxonomie de Bus-DeMeo, les types utilisés ne sont pas exactement les mêmes et ont été redéfinis pour correspondre aux différents jeux de données. Ainsi les auteurs définissent des regroupement de type en *classe* (DeMeo & Carry, 2013).

- **Classe C** : comprend les types C, Cb, Cg, Ch et Cgh de la taxonomie de Bus-DeMeo.
- **Classe S** : comprend les types S, Sa, Sq, Sr et Sv de la taxonomie de Bus-DeMeo.
- **Classe X** : comprend les types X, Xc, Xe, Xk et T de la taxonomie de Bus-DeMeo. Cette classe est divisée en trois types suivant les valeurs d'albédo : E, M et P correspondant aux types de la taxonomie de Tholen.
- Les types A, B, D, L, K, Q et V sont traités en classe individuelle.
- Les types R et O plus rares ne sont pas pris en compte.

Les résultats obtenus sur ces différentes classes sont résumés dans la Table 2.1.

Classe	Albédo géométrique (%)
A	$27,4 \pm 9,3$
B	$7,1 \pm 3,3$
C	$8,3 \pm 7,6$
D	$9,8 \pm 6,1$
K	$17,8 \pm 9,9$
L	$18,3 \pm 8,9$
S	$25,8 \pm 8,7$
V	$35,2 \pm 10,7$
E	$53,6 \pm 24,7$
M	$14,3 \pm 5,1$
P	$5,3 \pm 1,2$

TABLE 2.1 – Albédo des différentes classe d'astéroïde calculés par DeMeo & Carry. (2013).

2.6 La matière primitive sur Terre

Les observations à distances ne sont pas les seuls moyens dont nous disposons pour étudier ces objets et avoir accès à la matière primitive de notre Système solaire. Le milieu interplanétaire est rempli de débris astéroïdaux et cométaires dont la taille peut varier du km au micron. Ces débris peuvent être issus de collisions, de la fragmentation de certains objets ou encore du dégazage de certains astéroïdes et comètes. Lorsque l'orbite de la Terre croise ces objets ils vont pénétrer dans l'atmosphère terrestre. Les plus gros vont tomber au sol et donneront les météorites et les plus petits (quelques dizaines de microns) restent en suspensions dans l'atmosphère (une fraction arrive au sol sours forme de micrométéorites). Ces poussières sont appelées IDPs pour Interplanetary Dust Particles. On estime que la Terre capture chaque année environ 15 000 tonnes de matière extraterrestre sous formes de météorites, micrométéorites et de poussières (Love et al., 1993 ; Rojas et al., 2021). Contrairement aux missions de retour d'échantillons (Stardust, Hayabusa, Hayabusa2 et OSIRIS-REx) il est difficile de remonter à l'origine exacte de ces

échantillons, mais ils présentent le net avantage d'être abondants sur Terre et donc de permettre facilement l'analyse de matière extraterrestre en laboratoire terrestre.

2.6.1 Les météorites... des morceaux d'astéroïdes sur Terre

Afin de mieux extrapoler les résultats obtenus sur l'analyse en laboratoire de la matière extraterrestre (météorites, micrométéorites, IDPs), il est nécessaire d'identifier leurs corps parents. Les météorites sont principalement originaires d'astéroïdes situés dans la ceinture principale entre Mars et Jupiter. Le mécanisme par lequel ces morceaux d'astéroïdes arrivent sur Terre est plutôt bien connu. Dans un premier temps il faut qu'il y ait la fragmentation d'un astéroïde dans la ceinture, par exemple suite à des collisions. La trajectoire de ces morceaux d'astéroïdes peut être légèrement modifiée par l'effet Yarkovsky (voir Annexe A), cela va engendrer une "dérive" de l'objet en l'éloignant ou en le rapprochant du Soleil. Ainsi un morceau d'astéroïde initialement dans une orbite stable peut se voir amener sur une orbite instable (Farinella et al., 1998). Ces orbites dépourvues d'astéroïdes sont appelées *Lacunes de Kirkwood* (Kirkwood 1891). Ces lacunes sont la conséquence de la présence de résonances avec Jupiter qui sont instables. Un objet qui se retrouverait dans une de ces résonances se verra éjecter au bout d'un certain temps vers le Système solaire interne ou externe.

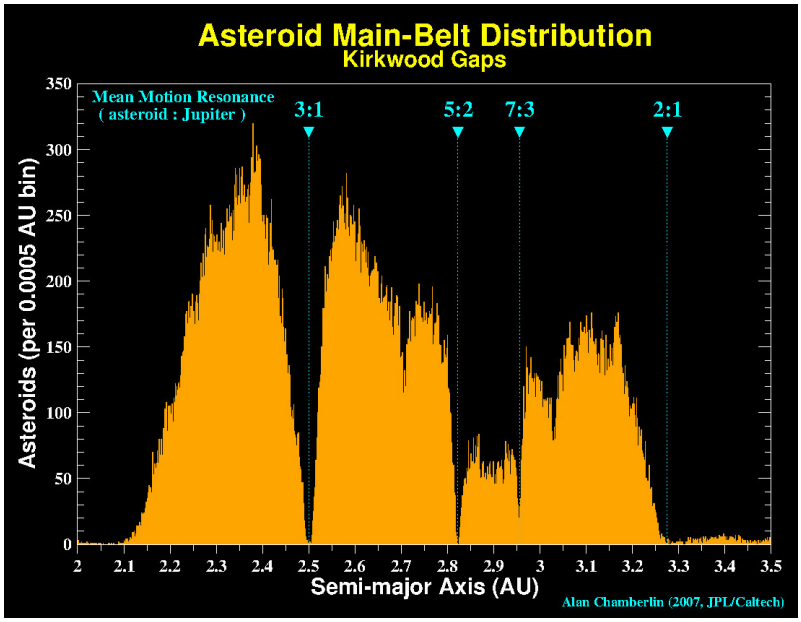


FIGURE 2.12 – Lacunes de Kirkwood (JPL)

Chaque résonance est caractérisée par un temps de résidence plus ou moins long, par exemple les résonances 5 : 2 et 3 : 1 se vident très rapidement tandis que la résonance 9 : 4 met beaucoup plus de temps pour éjecter les objets qui la peuplent, Figure 2.13 (Gladman et al., 1997).

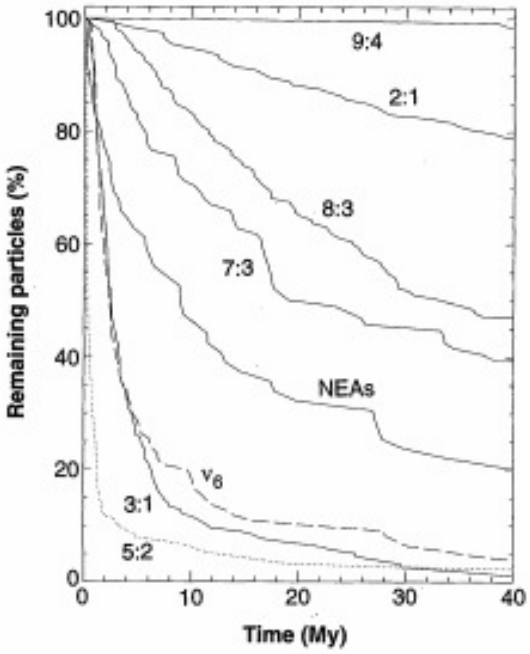


FIGURE 2.13 – Nombre d'objets par résonance en fonction du temps (extrait de Gladman et al., 1997)

Ainsi les morceaux d'astéroïdes éjectés vers le Système solaire interne peuvent être directement envoyé vers la Terre ou devenir des NEOs pour qu'un fragment croise plus tard l'orbite de la Terre. Ce mécanisme d'injection est résumé sur la Figure 2.14.

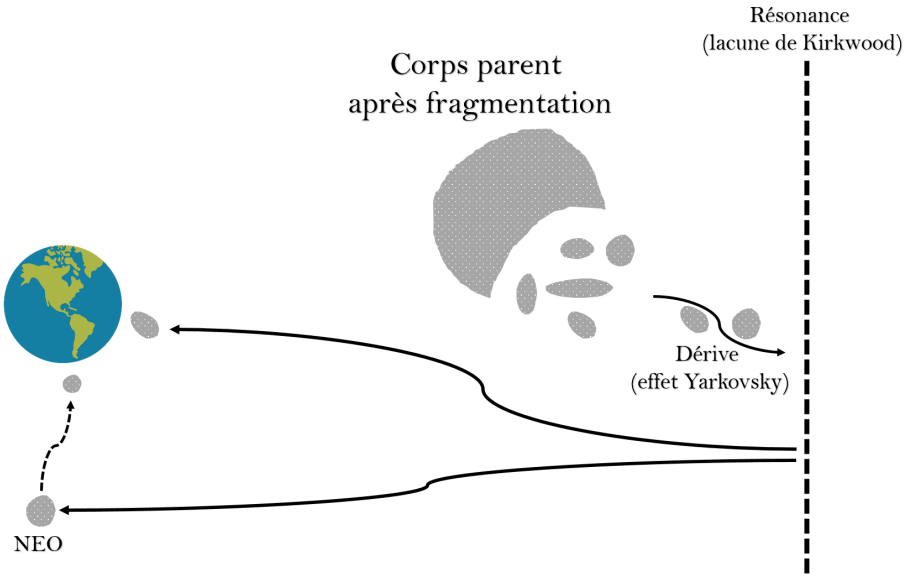


FIGURE 2.14 – Résumé du mécanisme d'injection de météorites.

Notons que de plus en plus de météorites en provenance de Mars et de la Lune sont également identifiées. Certaines météorites pourraient également être d'origine cométaire (Gounelle et al;, 2006).

2.6.2 La classification des météorites

on peut classer les météorites en trois grands groupes :

- Les météorites de pierre ($\sim 95\,\%$ des chutes (Greenwood et al., 2020)) ;
- Les météorites de Fer ($\sim 4\,\%$ des chutes (Greenwood et al., 2020)) ;
- Les météorites mixtes ($\sim 1\,\%$ des chutes (Greenwood et al., 2020)).

Parmi les météorites de pierre on distingue deux grands groupes :

- Les chondrites, possédant une forte concentration de chondres (billes silicatées qui auraient été formées dans les premiers instants du Système solaire 1 à 3 millions d'années après les CAIs) et qui sont indifférenciées. Ces météorites représentent plus de $\sim 87\,\%$ des chutes (Greenwood et al., 2020) et sont classées en trois groupes principaux : Chondrites ordinaires ($\sim 80\,\%$ des chutes (Greenwood et al., 2020)), Chondrites carbonés ($\sim 4\,\%$ des chutes (Greenwood et al., 2020)) et Chondrites à enstatites ($\sim 2\,\%$ des chutes (Greenwood et al., 2020)). Les chondrites sont particulièrement intéressantes car les météorites de type CI ont une composition élémentaire représentative de celle de la photosphère solaire et donc du Système solaire dans son ensemble concernant les éléments non volatils (Anders & Grevesse, 1989).
- Les achondrites (météorites dépourvues de chondres qui ont disparu à cause du métamorphisme thermique) qui peuvent être restées primitives (indifférenciées) ou différenciées : Ces météorites représentent $6\,\%$ des chutes et parmi elles on trouve différents groupes : HED (pour Howardites, Eucrites et Diogénites provenant de l'astéroïde Vesta), Lunaires, Martiennes (SNC pour Shergottites, Nakhlites et Chassignites)...

Il existe aujourd'hui environ 135 groupes de météorites. Une classification de ces objets est présentée en Figure 2.15.

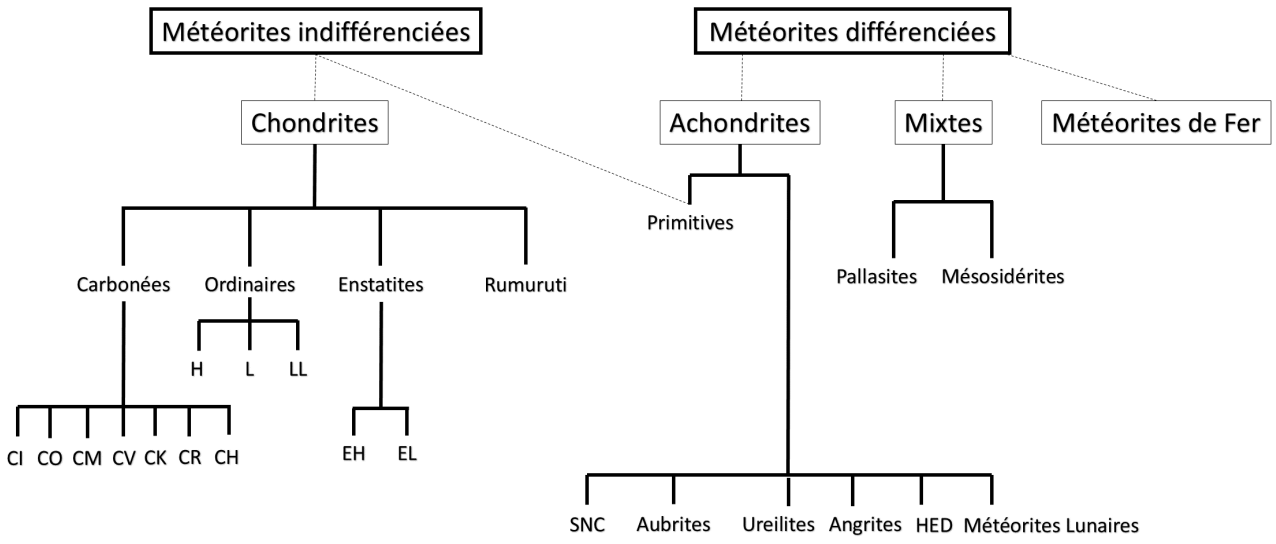


FIGURE 2.15 – Classification des météorites proposée par Weisberg et al. (2006).

Pour les chondrites une autre classification vient s'ajouter permettant de prendre en compte le degré d'altération de la météorite (métamorphisme thermique et altération

aqueuse) indiqué par un chiffre compris entre 1 et 6 (Van Schmus & Wood, 1967). De 3 à 1 l'altération aqueuse augmente tandis que de 3 à 6 c'est le métamorphisme thermique qui est de plus en plus important (Figure 2.16). Ainsi une chondrite ordinaire de type H3 est non altérée tandis q'une H5 est une chondrite ordinaire ayant subi un métamorphisme thermique. On obtient ainsi une classification bidimensionnelle.

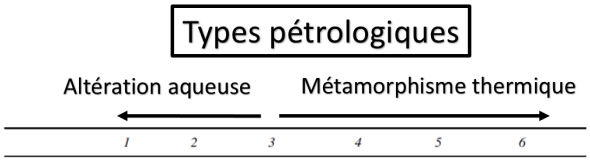


FIGURE 2.16 – Types pétrologiques des chondrites (Van Schmus & Wood, 1967).

La Figure 2.17 montre l'effet du métamorphisme thermique sur l'aspect des chondrites de type L. Plus le métamorphisme est important (augmentant de 3 à 6) et moins les chondres sont visibles dans la météorite, tandis que la météorite $L3$ est peu affectée et présente de nombreux chondres bien identifiables. Ainsi lorsque le métamorphisme thermique a été trop important sur le corps parent on parle d'achondrite car les chondres ont totalement disparu. Certaines achondrites sont dites primitives car elles ont gardé une composition chimique chondritique, c'est à dire que la température n'a pas été assez forte pour changer la composition chimique. L'altération auqueuse provoque aussi des changements d'aspect des chondres et autres composants des chondrites.

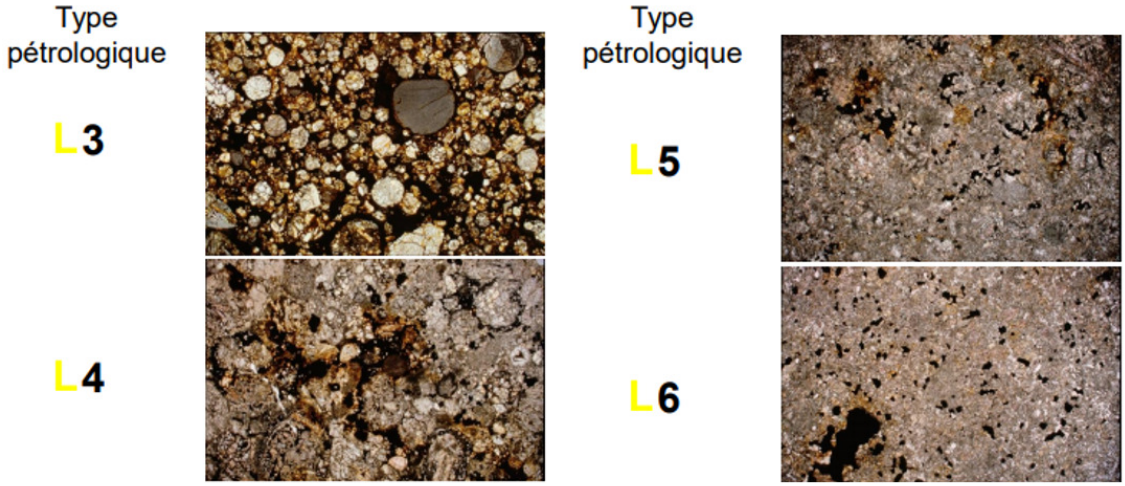


FIGURE 2.17 – Effet du métamorphisme thermique sur des chondrites du groupe L (Crédits Brigitte Zanda MNHN).

Parmi les météorites originaires d'astéroïdes certaines viennent de corps différenciés, les météorites de fer, les achondrites et les mixtes. Les plus primitives sont les chondrites,

originaires d'astéroïdes non différenciés et qui ont donc potentiellement été moins affectés par des processus secondaires sur leur corps parent.

2.6.3 Liens avec les astéroïdes, oui mais...

L'identification du corps parent d'une météorite peut se faire en comparant les spectres de réflectance dans le visible-proche infrarouge, dans l'infrarouge moyen (MIR)[10] (quand les données observationnelles dans cette gamme sont disponibles) et les albédos (définis comme la valeur de réflectance à $0,55\,\mu m$ pour les météorites). Quand une correspondance est établie la météorite est qualifiée d'*analogue* pour ce type d'astéroïdes qui sont qualifiés de *corps parents* de ce type de météorite.

L'identification peut être sûr, comme dans le cas des météorites HED (McCord et al., 1970 ; Binzel & Xu, 1993) qui ont des spectres très semblables au spectre de Vesta, qui est lui même la source de la famille dynamique d'astéroïdes de type V appelée "Vestoids". Nous sommes aujourd'hui certains que les HED viennent de Vesta, cela a été confirmé par la mission spatiale Dawn de la NASA (McSween et al., 2013).

L'identification du corps parent d'une météorite permet de réaliser des mesures poussées en laboratoire de ces objets. Cela permet entre autre de connaître avec précision la composition de ces astéroïdes. L'identification du corps parent est cependant délicate et tous les astéroïdes ne possèdent pas à ce jour d'analogue météoritique. Environ un tiers des astéroïdes du complexe C (les Ch et les Cgh) possèdent des analogues météoritiques et sont liés aux météorites de type CM, comme le montre la Figure 2.18 qui illustre le bon accord entre les spectres de réflectance des chondrites CM et des astéroïdes de type Ch et Cgh. Les astéroïdes de type B, C, Cb, Cg mais aussi de type P et D ne possèdent aucun analogue clairement identifié dans les collections de météorites. Ces types correspondent pourtant à des astéroïdes primitifs contenant potentiellement de la matière organique et représentent à eux seuls $\sim 66\,\%$ de la masse de la ceinture principale (Vernazza et al., 2015).

Plusieurs hypothèses sont avancées pour expliquer que les météorites proviennent de si peu d'astéroïde.

- Les météorites fournissent un échantillon incomplet des astéroïdes de la ceinture principale. Cela pourrait venir du mécanisme sélectif d'injection des météorites vers le Système solaire (Burbine 2014). Pour que des objets soient envoyés vers la Terre il faut qu'ils soient proches d'une résonance afin que la déviation due à l'effet Yarkovsky puisse l'entrainer dans celle-ci. Ce processus permet donc de sonder uniquement les corps qui sont suffisamment proches de résonances. Par exemple il est assez bien compris comment l'astéroïde Vesta peut être le corps parent des météorites de type HED (Howardite Eucrite et Diogénite qui sont des achondrites retrouvées en grand nombre sur Terre) puisqu'il orbite proche d'une résonance particulièrement efficace (résonance 3 : 1).
- Les météorites les plus fragiles (friables) ne résistent pas à l'entrée atmosphérique et sont complètement détruites avant d'atteindre la surface de la Terre.

10. Certaines météorites peuvent effectivement présenter des spectres de réflectance dans le Vis-NIR proches de certains astéroïdes mais avoir un comportement totalement différent dans le MIR.

Heureusement pour nous les météorites ne sont pas les seuls objets extraterrestres que nous retrouvons sur Terre.

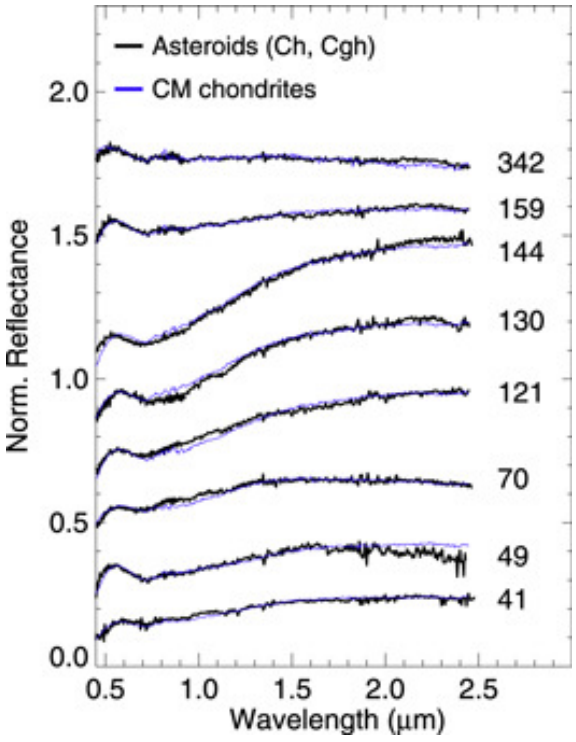


FIGURE 2.18 – Comparaison de spectres de réflectance dans le Vis-NIR d'astéroïdes (en noir) et de CM (en bleu), extrait de Vernazza et al. (2015).

2.7 Les poussières interplanétaires (IDPs)

Les IDPs sont des poussières de tailles comprises entre 1 et 50 μm qui sont collectées par la NASA dans la stratosphère (entre 18 et 22 km). Des fragments plus gros sont parfois retrouvés dans les collecteurs et forment des clusters (taille comprise entre 50 et 500 μm) (Bradley 2003). Certains IDPs sont très primitifs chimiquement puisque leur composition élémentaire se rapproche de celle des chondrites et donc de la composition de la photosphère solaire (Rietmeijer 1998). On parle alors d'IDPs chondritiques.

Toutes ces poussières contiennent une grande quantité de silicates (olivine, pyroxène et silicates hydratés) incorporés dans une matrice carbonée (Messenger et al., 2003), mais aussi quelques composés réfractaires comme des minéraux riches en calcium et aluminium (CAI) (Zolensky 1987). Les IDPs contiennent également une large quantité de matière organique principalement sous forme de cycles aromatiques liés entre eux par des chaînes carbonées aliphatiques (Thomas et al., 1993 ; Flynn et al., 2003). La matière organique est présente sous différentes formes : globulaire, spongieuse, vésiculaire... (Matrajt et al., 2012). Les globules se seraient d'ailleurs formés par irradiation de glaces riches en carbone dans un milieu froid et pourraient donc être un héritage du MIS (Bradley 2003). La plupart des IDPs possèdent des traces d'irradiation solaire ce qui atteste de leur origine

extraterrestre et qui prouve que le chauffage atmosphérique n'est pas trop élevé (Bradley et al., 1984).

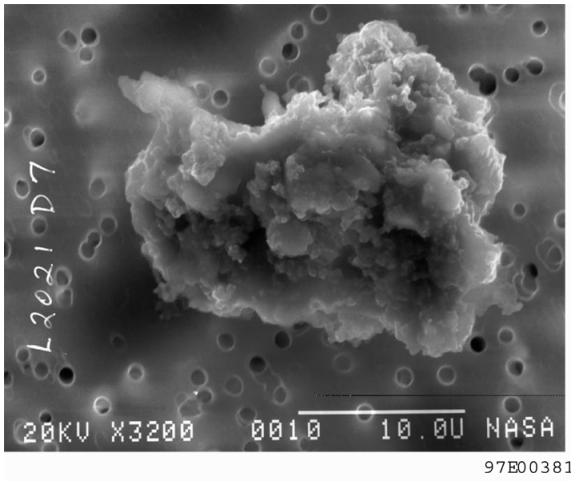


FIGURE 2.19 – Image au microsope électronique d'un IDP (NASA).

D'un point de vue structurel, les IDPs chondritiques se déclinent en deux groupes : les poreux (CP-IDPs pour Chondritic Porous) dont le degré de porosité peut atteindre les 70 % et les lisses (CS-IDPs pour Chondritic Smooth IDPs) qui sont également plus compacts. La densité des IDPs varie entre $0,3$ et $6\,g\,cm^{-2}$ (Love et al., 1994 ; Bradley 2003). Ces deux classes structurelles d'IDPs se distinguent aussi par une composition minéralogique différente.

2.7.1 Les CP-IDPs

Les CP-IDPs possèdent plusieurs caractéristiques qui les rendent uniques. La première est leur forte porosité et leur microstructure que l'on n'observe dans aucun autre matériau extraterrestre (Bradley 2003 ; Hu & Winarski, 2016). La seconde est l'absence de phyllosilicates (Sandford & Walker, 1985). D'un point de vue minéralogique les CP-IDPs sont principalement composés de silicate comme l'olivine, majoritairement forstérite et de pyroxène, majoritairement enstatite (Bradley et al., 1999). On peut ainsi distinguer deux types de CP-IDPs, les riches en enstatite et les riches en forstérite. Dans les silicates des CP-IDPs certains grains d'enstatite et de forstérite sont enrichis en manganèse avec un enrichissement pouvant être supérieur à 5 wt.% MnO, alors que le pyroxène et l'olivine dans les météorites ne dépassent pas 0,5 wt.% MnO. Cet enrichissement des silicates en manganèse dans les IDPs est un témoin d'une condensation en phase gazeuse (Klöck et al., 1989). Or ce mécanisme de condensation en phase gazeuse est le principal mécanisme par lequel la matière solide se forme à partir d'un gaz nébulaire. Les CP-IDPs contiennent également des sulfures riches en Fer comme la pyrrhotite (Zolensky & Thomas, 1995). Les sulfures dans les IDPs sont différents de ceux que l'on retrouve dans les chondrites cela pourrait donc indiquer que les sulfures présents dans les IDPs se seraient formés dans un environnement différent de celui des météorites (Bradley 2003). Comme dans les météorites, dans les CP-IDPs on retrouve du FeNi métallique. Ils possèdent également une composante carbonée. Enfin il a été reporté par Bradley. (1994) la présence d'agrégats polycristallins de quelques centaines de nanomètres nommés GEMS (Glass Embedded Metal with Sulfide). Les GEMS sont principalement constitués d'une matrice de silicates

amorphes dans laquelle sont retrouvées des nano-inclusions de FeNi métalliques et des particules de sulfures riches en Fe (Bradley 2003). Les GEMS sont par ailleurs la principale source de silicates amorphes dans les CP-IDPs (Bradley 1994). Les GEMS ne sont pas retrouvés dans les météorites (Vollmer et al., 2009). La chimie particulière des GEMS et notamment la ressemblance avec les silicates amorphes du milieu interstellaire à conduit à penser que ce matériau aurait une origine interstellaire (Bradley et al., 1999). Finalement, certains GEMS (avec des anomalies isotopiques) pourraient avoir une origine interstellaire tandis que les autres (la majorité) auraient été formés très tôt dans le Système solaire (Matsuno et al., 2021).

Les traces solaires sont observées sur tous les IDPs riches en enstatite mais pas sur tous les IDPs riches en forstérites. Cela peut donc être une indication d'un chauffage atmosphérique différent (Bradley et al., 1984) pour ces deux groupes surtout que lors du chauffage atmosphérique de la magnétite est formée en surface du grain (Germani et al., 1990) et est retrouvée sur la plupart des IDPs riches en forstérite.

2.7.2 Les CS-IDPs

Les CS-IDPs sont principalement constitués de silicates hydratés et contiennent des carbonates (Sandford & Walker, 1985 ; Germani et al., 1990). Les CS-IDPs ont une minéralogie particulièrement riche et contiennent de nombreuses autres phases telles que des silicates anhydres, des silicates amorphes, des sulfures, des oxydes comme la magnétite (Bradley 2003). Les CS-IDPs ont une minéralogie hydratée et donc de nombreuses ressemblances avec les météorites CI et CM, mais une différence majeure apparaît entre ces objets. En effet, les météorites de type CI et CM sont dominées par les phyllosilicates de la famille des serpentines tandis que les IDPs sont dominés par les phyllosilicates de type smectites, comme la saponite (Zolensky & Barret, 1994). Les IDPs dominés par la serpentine se distinguent minéralogiquement des autres IDPs chondritiques et pourraient être similaire aux météorites de type CM ou CI (Bradley & Brownlee, 1991 ; Keller et al., 1992). Les CS-IDPs auraient expérimenté des températures relativement faibles lors de leur rentrée atmosphérique. En effet le chauffage dans l'atmosphère terrestre peut entraîner une déshydratation de la poussière. Sandford & Bradley. (1989) ont montré que le chauffage d'IDPs hydratés conduit à la disparition des phyllosilicates au profit de silicates anhydres. Sandford & Bradley. (1989) ont également montré que la majorité des CS-IDPs et des CP-IDPs riches en pyroxène ont expérimenté des chauffages relativement faible contrairement aux CP-IDPs riches en olivines.

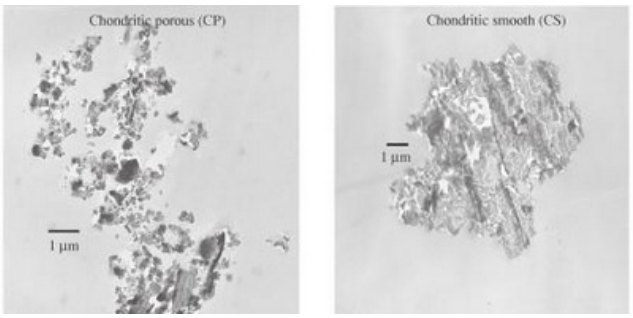


FIGURE 2.20 – Image au microsope électronique d'un CP-IDP (gauche) et d'un CS-IDP (droite), (figure extraite de Bradley, 2003).

2.8 Mais d'où viennent ces poussières ?

Les IDPs seraient principalement originaires d'astéroïdes ou de comètes, certains IDPs peuvent également être originaires d'objets à atmosphère ténue (Rietmeijer 2002). Dans le Système solaire les poussières peuvent être produites lors d'impacts, mais la source la plus efficace est l'activité cométaire de certains petits corps. De grandes quantités de matière sont en effet éjectées sous forme de poussières lorsque la glace présente à la surface d'un petit corps se sublime. Cela est le cas pour les comètes qui contiennent une grande quantité de glace, mais certains astéroïdes de la ceinture principale ont également montré une activité cométaire épisodique (Jewitt 2012). C'est par exemple le acs de l'astéroïde Phaeton qui serait d'ailleurs à l'origine de la pluie des Géminides (Whipple 1983 ; Jewitt et al., 2013 ; Abe et al., 2020). Plus récemment la sonde OSIRIS-REx a photographié l'éjection de poussière à la surface de l'astéroïde géocroiseur Bennu (Hergenrother et al., 2019 ; Lauretta et al., 2019).

Ces poussières remplissent aujourd'hui l'espace interplanétaire. Elles forment au sein du Système solaire le nuage zodiacal, observable quand le Soleil est encore couché à l'horizon, Figure 2.21.

FIGURE 2.21 – Le nuage de poussière zodiacal peut réfléchir par moment la lumière du Soleil dans notre direction et apparaître à l'horizon, le plus souvent il est observé à la tombée de la nuit en Mars ou à l'aube en Septembre (photo ESO prise à l'observatoire du Cerro Paranal, Chili).

Les poussières pourraient provenir d'une plus grande diversité de petits corps que les météorites et pourraient donc permettrent de compléter l'échantillonnage incomplet des petits corps primitifs du Système solaire. Cela pourrait provenir en partie de dynamique très différente des poussières par rapport aux météorites. Du fait de leur grand rapport

surface/masse, la pression de radiation joue un grand rôle dans leur dynamique et leur mouvement est décrit par le mécanisme de Poynting-Robertson, voir Annexe B, (Bradley et al., 1996). Les poussières vont ainsi spiraler lentement vers le Soleil. Un grain de $10\,\mu m$ provenant de la ceinture principale va mettre $\sim 6.10^4$ ans pour arriver à $1\,UA$ tandis qu'un grain cométaire de même taille mettra entre 10^4 et 10^5 ans (Flynn 1996).

De nombreuses études se sont penchées sur l'origine astéroïdale ou cométaire des IDPs et cette question est toujours débattue aujourd'hui. Certaines études basées sur la dynamique et/ou sur la lumière zodiacale prédisent une origine cométaire dominante pour les IDPs (par exemple, Liou et al., 1995 ; Hahn et al., 2002 ; Ipatov et al., 2008 ; Nesvorný et al., 2010 ; Yang & Ishiguro, 2015). D'autres études proposent au contraire une origine astéroïdale dominante (Dermott et al., 1984, 1996 ; Nesvorný et al., 2003 ; Tsumura et al., 2010). Un lien potentiel entre certains IDPs et les comètes a parfois été établi par différentes mesures notamment IR (Sandford & Walker, 1985 ; Campins & Ryan, 1989 ; Sandford & Bradley, 1989 ; Wooden 2002, 2008 ; Brunetto et al., 2011 ; Schulz et al., 2015). L'identification du corps parent des IDPs peut également être étudiée grâce à la spectroscopie de réflectance Vis-NIR qui est largement utilisée pour l'étude des petits corps et qui est à la base des taxonomies des astéroïdes. Bradley et al. (1996), ont été les premiers à réaliser des mesures de réflectance dans le visible $(0,4 - 0,8\,\mu m)$ d'IDPs et à proposer d'utiliser ces objets comme analogues d'astéroïdes non échantillonnés par les météorites. Une étude plus récente a repris l'idée que les IDPs pourraient être analogues à certains astéroïdes non échantillonnés par les météorites. Pour être comparés aux spectres d'astéroïdes, les spectres d'IDPs ont été simulés entre $0,4$ et $2,5\,\mu m$ en fonction de leur composition chimique (Vernazza et al., 2015). La Figure 2.22 montre la comparaison dans le Vis-NIR entre les spectres d'IDPs simulés (en rouge) et les spectres d'astéroïdes (en noir). Pour effectuer la même comparaison dans le MIR, des mesures de laboratoire sur des IDPs ont été utilisées (Merouane et al., 2014), même si peu d'astéroïdes ont jusqu'ici été observés dans le MIR.

Cette figure montre que les CP-IDPs sont de bons candidats pour ces astéroïdes (non échantillonés par les météorites). Sur la base de ces simulations les auteurs proposent que la majorité des IDPs riches en pyroxène serait originaire des surfaces d'astéroïdes de type BCG. La majorité des IDPs riches en olivines serait originaire des comètes et que les IDPs qui contiennent un mélange de pyroxène et d'olivine proviendraient des surfaces des astéroïdes de type P et D. Ces résultats sont cohérents avec les origines potentielles attribuées avec le chauffage atmosphérique des grains (Sandford & Bradley, 1989). Néanmoins des mesures de réflectance Vis-NIR sur les IDPs dans une gamme comparable à celle des observations sont nécessaires pour confirmer ces résultats obtenus à partir de spectres simulés. De plus l'origine des IDPs hydratés n'est toujours pas tranchée (Vernazza et al., 2015). Certaines études proposent que ces IDPs proviennent de l'intérieur d'astéroïdes riches en glaces comme les type BCG, P et D (Sandford & Bradley, 1989 ; Dermott et al., 2002 ; Bradley 2005).

Dans mon travail de thèse je me suis intéressé à élargir la comparaison entre IDPs et astéroïdes. Pour cela, j'ai choisi une approche analytique et j'ai mis en place un nouveau dispositif de mesure de réflectance d'IDPs dans le Visible et proche infrarouge (que j'écrirais Vis-NIR dans la suite) de $0,4$ à $1,0\,\mu m$ pour pallier au manque de données expérimentales. Le but étant de réaliser une mesure de réflectance diffuse sur un grain individuel micrométrique pour tenter de reproduire l'interaction lumière/matière que l'on

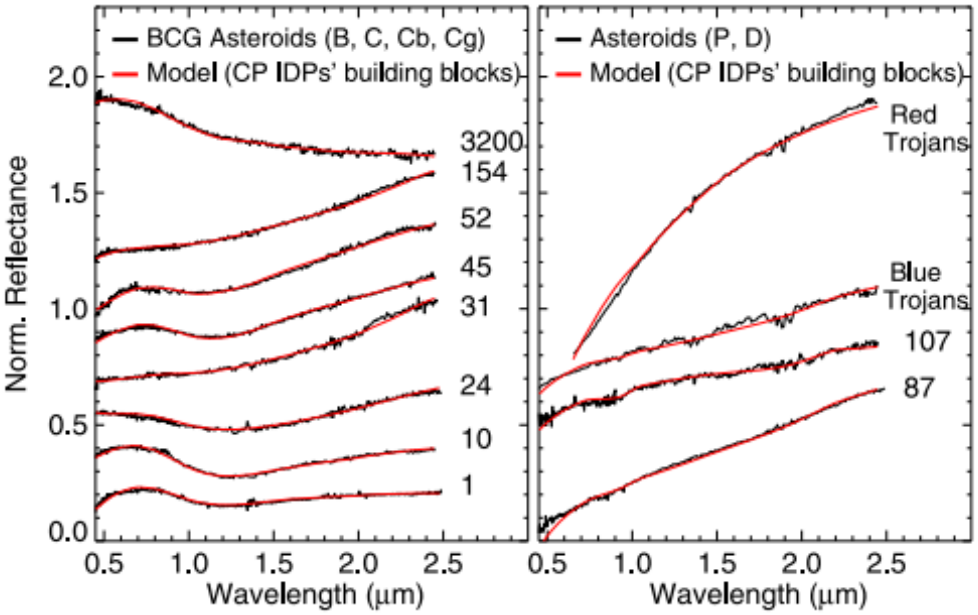


FIGURE 2.22 – Spectres d'IDPs simulés avec un modèle de transfert radiatif (rouge) superposés aux spectres d'astéroïdes (noir) dans le Vis-NIR, extrait de Vernazza et al. 2015.

observe au niveau des surfaces astéroïdales, mais à l'échelle d'un grain pour pouvoir utiliser les IDPs comme analogues de ces surfaces.

Dans le chapitre suivant je présenterai les phénomènes d'interaction lumière/matière qui interviennent ainsi que la mesure de réflectance, puis je présenterai le dispositif expérimental que j'ai utilisé pendant ma thèse ainsi que les mesures réalisées sur des standards et les difficultés que j'ai pu rencontrer lors de la mesure sur des grains micrométriques isolés.

Chapitre 3

Techniques analytiques

« If people do not believe that mathematics is simple,
it is only because they do not realize how complicated life is »
John Von Neumann

Les techniques analytiques utilisées dans cette thèse reposent sur les interactions lumière-matière. Dans ce chapitre je décris dans un premier temps les grands principes physiques de ces méthodes puis je décris les trois techniques que j'ai utilisées pour caractériser les échantillons lors de ma thèse.

Sommaire

3.1 Interactions lumière/matière 54
3.1.1 La théorie de Rayleigh 56
3.1.2 La théorie de Mie 57
3.1.3 Extinction, absorption et diffusion 58
3.1.4 Ensemble de diffuseurs 60
3.1.5 Absorption et profondeur de pénétration 60
3.2 Spectroscopie de réflectance Vis-NIR 61
3.2.1 Caractéristiques d'un spectre de réflectance 62
3.2.2 La réflectance bidirectionnelle 64
3.2.3 Rougissement et bleuissement des spectres de réflectance 65
3.2.4 La mesure de réflectance en laboratoire et les contraintes d'une mesure microscopique 67
3.2.5 Le dispositif expérimental 69
3.3 Spectroscopie d'absorption IR 72
3.4 Les spectromètres infrarouges 74
3.4.1 Spectromètre à transformée de Fourier 74
3.4.2 Micro-spectroscopie IR 77
3.5 Caractéristiques d'un spectre IR 79
3.6 Spectroscopie Raman 80
3.6.1 Micro-spectroscopie Raman 82
3.7 Caractéristiques d'un spectre Raman 82
3.8 Spectroscopie de matériaux extraterrestres 83
3.8.1 Phase minérale 83
Olivine 83

Pyroxène 83
Phyllosilicates 83
Oxydes 83
Étude de la phase minérale en spectroscopie IR 84
Étude de la phase minérale en spectroscopie Raman 84
3.8.2 Phase organique 85
3.8.3 Étude de la phase organique en IR et Raman 85

3.1 Interactions lumière/matière

Pour décrire les interactions lumière/matière considérons une surface granulaire constituée d'un ensemble de particules de différentes tailles que l'on appellera *diffuseurs*. Ce diffuseur possède un indice optique :

$$N(\lambda) = n(\lambda) - i\kappa(\lambda) \tag{3.1}$$

Avec $n(\lambda)$ la partie réelle appelée *indice de réfraction*, $\kappa(\lambda)$ la partie imaginaire appelée *indice d'extinction* et λ la longueur d'onde du rayonnement. L'indice optique du diffuseur peut être différent de celui du milieu dans lequel l'onde incidente se propage formant ainsi une interface optique que l'on appelle *dioptre*.

Au niveau d'un dioptre l'onde électromagnétique qui arrive avec un angle d'incidence déterminé par rapport à la normale au dioptre, peut être *réfléchie* (avec le même angle d'incidence) et/ou *réfractée* (pénètre le dioptre avec un angle différent de l'angle d'incidence). Ces processus vont dépendre des propriétés physiques (structure en surface et en volume) et chimiques (composition) du diffuseur. Le matériau dans lequel l'onde va se propager peut être absorbant dans ce cas l'onde peut être *absorbée* par celui-ci avant d'avoir pu ressortir (être *transmise*). Ces différents cas sont résumés sur la Figure 3.1.

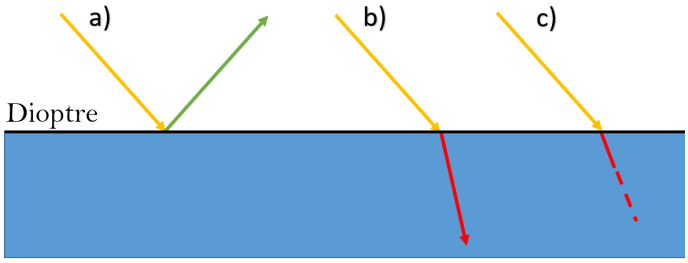


FIGURE 3.1 – Exemple de réflexion (a), réfraction (b) et d'absorption (c) d'un rayon incident (orange) au niveau d'un dioptre plan.

Dans le cas d'un diffuseur le rayonnement incident peut être réfléchi, transmis et/ou absorbé. L'ensemble des rayons transmis formera la composante *diffusée* du rayonnement incident par la particule. La diffusion représente donc la capacité d'une particule à disperser la lumière dans toutes les directions (voir Figure 3.2).

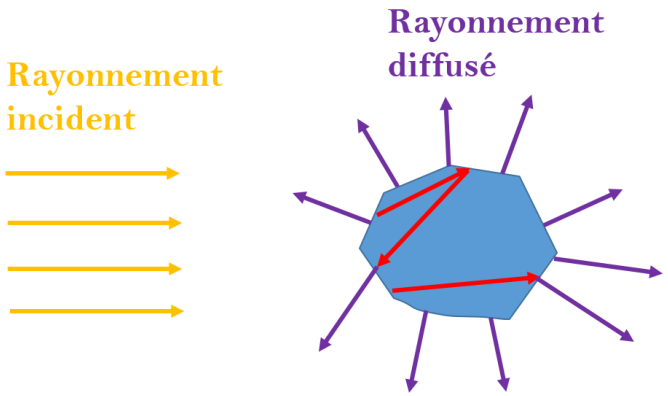


FIGURE 3.2 – Schéma représentant un diffuseur soumis à un rayonnement (jaune). Le rayonnement est transmis dans différentes directions à la suite de son interaction avec le diffuseur formant ainsi le rayonnement diffusé (violet).

La capacité de diffusion d'une particule dépend de plusieurs paramètres dont sa taille d, sa géométrie, son indice optique $N(\lambda)$ et la longueur d'onde du rayonnement incident λ. Pour étudier l'interaction de la lumière avec un diffuseur, on introduit les sections efficaces de diffusion (C_{dif}) et d'absorption (C_{abs}), exprimée en m^2. Pour s'affranchir des unités, on introduit les efficacités de diffusion (Q_{dif}) et d'absorption (Q_{abs}) définies comme le rapport entre les sections efficaces de diffusion (resp. d'absorption) et la section efficace géométrique de la particule. Dans le cas d'un diffuseur sphérique de rayon a, la section efficace géométrique est πa^2 et :

$$Q_{dif} = \frac{C_{dif}}{\pi a^2} \tag{3.2}$$

$$Q_{abs} = \frac{C_{abs}}{\pi a^2} \tag{3.3}$$

Pour comparer ces deux efficacités, on définit l'albédo de simple diffusion (ω) définit par :

$$\omega = \frac{Q_{dif}}{Q_{ext}} = \frac{Q_{dif}}{Q_{dif} + Q_{abs}} \tag{3.4}$$

Avec $Q_{ext} = Q_{dif} + Q_{abs}$ l'efficacité d'extinction. L'albédo de simple diffusion est donc compris entre 0 et 1, $\omega = 0$ correspondant au cas de l'absorption totale tandis que $\omega = 1$ correspondant au cas de la diffusion totale. Un dernier paramètre intervenant dans le problème est le paramètre de taille (X), défini par :

$$X = \frac{2\pi a}{\lambda} = \frac{\pi d}{\lambda} \tag{3.5}$$

où λ est la longueur d'onde et $d = 2a$ le diamètre du diffuseur. X permet alors de comparer la taille du diffuseur à la longueur d'onde du rayonnement incident.

Différents cas peuvent être distinguer suivant la taille du diffuseur :

1. Lorsque la taille du diffuseur est vraiment très petite devant la longueur d'onde du rayonnement incident, le champ électromagnétique peut être considéré comme

homogène à l'échelle du diffuseur. Le diffuseur se comporte alors comme un dipôle électrique, émettant ainsi des ondes secondaires de même fréquence que le rayonnement incident dans toutes les directions (rayonnement diffusé).

2. Lorsque le diffuseur a une taille comparable à la longueur d'onde du rayonnement incident, le champ électromagnétique ne peut alors pas être considéré comme uniforme à l'échelle du diffuseur. Le diffuseur se comporte alors comme un multipôle électrique réemettant des ondes de même fréquence que le rayonnement incident dans des directions suivant une certaine loi angulaire.
3. Lorsque le diffuseur a une taille largement supérieure à la longueur d'onde du rayonnement incident on retrouve le cas de l'optique géométrique.

La théorie de Mie (Mie 1908) donne une solution rigoureuse permettant de calculer les sections efficaces pour la diffusion d'une onde plane monochromatique par un diffuseur sphérique. Mais les calculs sont lourds et ne permettent pas d'obtenir une interprétation physique facile des phénomènes sans passer par des résolutions numériques. La théorie de Rayleigh, donne quant à elle des solutions analytiques mais ne s'applique que dans le cas des particules de petites tailles en imposant les deux conditions suivantes (Hansen & Travis. 1974) :

1. Taille du diffuseur $<< \lambda$. Ainsi le champ électromagnétique est homogène à l'échelle du diffuseur.
2. Taille du diffuseur $<< \lambda/N$, avec N l'indice optique du diffuseur.

3.1.1 La théorie de Rayleigh

En utilisant les équations de Maxwell, il est possible d'obtenir une expression analytique des efficacités de diffusion et d'absorption d'un diffuseur sphérique (van de Hulst 1957; Brown 2014) :

$$Q_{dif} = \frac{8}{3} X^4 \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 \tag{3.6}$$

$$Q_{abs} = -4XIm\left(\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right) \tag{3.7}$$

Avec m le rapport d'indice entre celui du diffuseur et celui du milieu incident.Dans le cas où les variations du rapport $\frac{m^2-1}{m^2+2}$ sont faibles on peut alors considérer que :

$$Q_{dif} \propto \frac{a^4}{\lambda^4} \tag{3.8}$$

$$Q_{abs} \propto \frac{a}{\lambda} \tag{3.9}$$

Ainsi les grandes longueurs d'onde sont moins diffusées que les courtes (par exemple, Hapke 1993 ; Mustard & Hays, 1997).

Il est également possible de calculer la distribution angulaire du rayonnement diffusé, ce calcul montre que la probabilité que le rayonnement soit diffusé vers l'avant et vers l'arrière est la même. La distribution du rayonnement diffusé dans le régime de Rayleigh est illustrée sur la Figure 3.3.

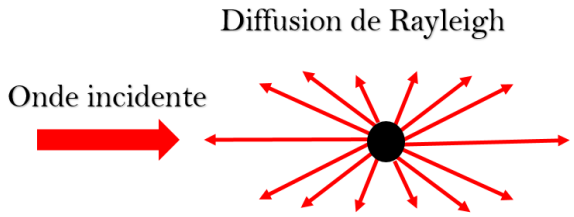


FIGURE 3.3 – Illustration de la distribution du rayonnement diffusé dans le cas de la diffusion de Rayleigh pour une onde incidente monochromatique.

3.1.2 La théorie de Mie

La théorie de Mie fournie une solution rigoureuse pour un diffuseur sphérique de rayon a (Mie 1908). Les sections efficaces de diffusion et d'extinction s'expriment alors comme des sommes infinies de polynômes associés aux contributions multipolaires électriques et magnétiques de la réponse de la sphère à l'onde électromagnétique incidente.

$$C_{dif} = \frac{2\pi}{k^2} \sum_{l=1}^{\infty} (2l+1) \left(|a_l|^2 + |b_l|^2 \right) \tag{3.10}$$

$$C_{abs} = \frac{2\pi}{k^2} \sum_{l=1}^{\infty} (2l+1) \, Re \left(a_l + b_l \right) \tag{3.11}$$

Avec $k = \frac{2\pi}{\lambda} = \frac{2\pi n}{\lambda_0}$ et λ_0 la longueur d'onde du rayonnement dans le vide. a_l et b_l sont les coefficients de diffusion de Mie et dépendent du diffuseur et du milieu incident.

Dans le régime de Mie, la diffusion se fait plus efficacement vers l'avant et dépend de la taille du diffuseur. La distribution du rayonnement est représentée sur la Figure 3.4 pour deux diffuseurs de diamètres différents. Plus le diffuseur devient grand devant la longueur d'onde et plus la lumière est diffusée vers l'avant jusqu'au cas limite de l'optique géométrique.

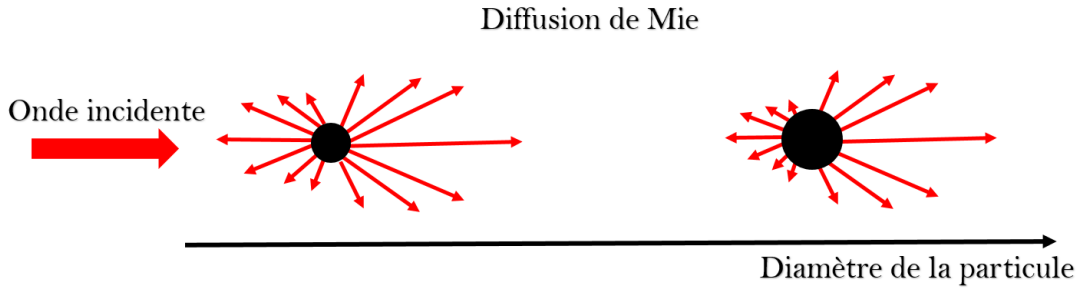


FIGURE 3.4 – Illustration de la distribution du rayonnement diffusé dans le cas de la diffusion de Mie pour une onde incidente monochromatique. Quand le diamètre du diffuseur augmente le rayonnement est plus diffusé vers l'avant.

3.1.3 Extinction, absorption et diffusion

J'ai programmé en python un code permettant de calculer les efficacités d'absorption et de diffusion dans le régime de Mie. La Figure 3.5 montre l'évolution de l'efficacité d'extinction en fonction du rayon du diffuseur calculé dans le cadre de la théorie de Mie. La longueur d'onde a été fixée à $0,5\,\mu m$, l'indice optique du diffuseur est $N = 1,5 + 0,01i$ et le milieu incident est l'air ($N \approx 1$). On retrouve sur cette figure les trois régimes discutés précédemment, le régime de Rayleigh, le régime de Mie et le régime de l'optique géométrique. Dans le régime de Rayleigh l'extinction augmente faiblement, tandis que dans le régime de Mie l'extinction augmente rapidement avec la taille du diffuseur. L'extinction atteint une valeur maximale puis diminue et se met à osciller. Les oscillations dans ce régime de taille sont dues aux interférences (interférences de structures) entre le faisceau incident et le faisceau diffusé. Des structures plus fines et irrégulières sont aussi présentes et sont appelées structures d'ondulation (Bohren & Huffman, 1983). Dans le cas de l'optique géométrique l'efficacité d'extinction tend vers 2, c'est le paradoxe d'extinction [1].

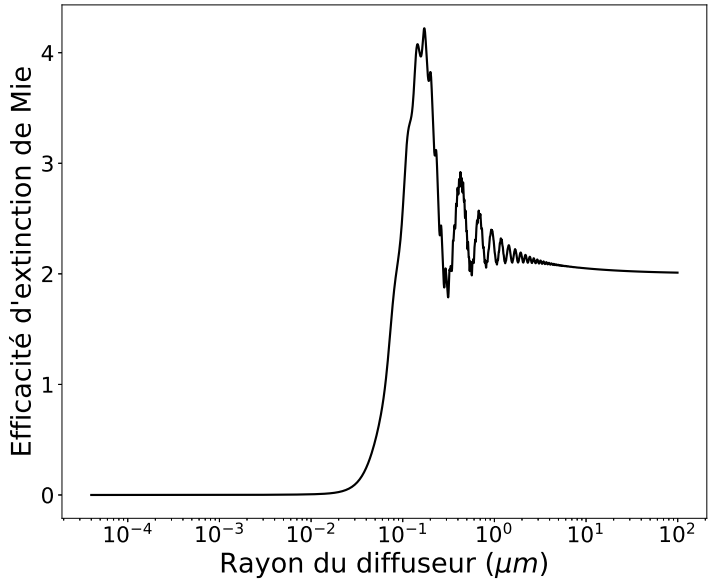


FIGURE 3.5 – Variation de l'efficacité d'extinction en fonction du rayon du diffuseur d'indice $N = 1,5 + 0,01i$ à la longueur d'onde $0,5\,\mu m$.

La Figure 3.6 montre dans les mêmes conditions les efficacités de diffusion et d'absorption. On remarque que dans le cas du régime de Rayleigh, l'absorption domine sur la diffusion. Les particules absorbent donc plus la lumière qu'elles ne la diffusent, il s'agit donc d'une zone d'absorption. Dans le régime de Mie il y a une forte augmentation de l'absorption et de la diffusion et une inversion des efficacités, la diffusion devenant plus efficace que l'absorption. Pour finir dans le régime de l'optique géométrique les deux efficacités sont constantes et tendent vers 1.

1. On parle de paradoxe d'extinction (Bohren & Huffman, 1983) car $\lim_{a\to\infty} C_{ext} = 2 \times \pi a^2$, c'est à dire deux fois la section géométrique de la particule.

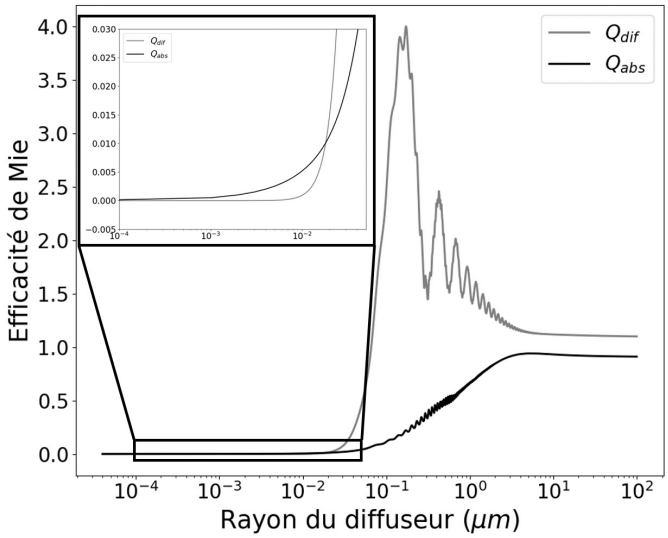


FIGURE 3.6 – Variation des efficacités de diffusion et d'absorption en fonction du rayon du diffuseur d'indice $N = 1,5 + 0,01i$ à la longueur d'onde $0,5\,\mu m$.

La Figure 3.7 montre l'évolution de l'efficacité d'extinction en fonction du rayon du diffuseur pour un diffuseur d'indice $n = 1,2$ et différentes valeurs de κ à une longueur d'onde $\lambda = 0,5\ \mu m$. Cette figure montre que l'augmentation de l'absorption de la particule engendre une diminution des oscillations. En effet, plus la particule absorbe la lumière et moins il y a d'interférences.

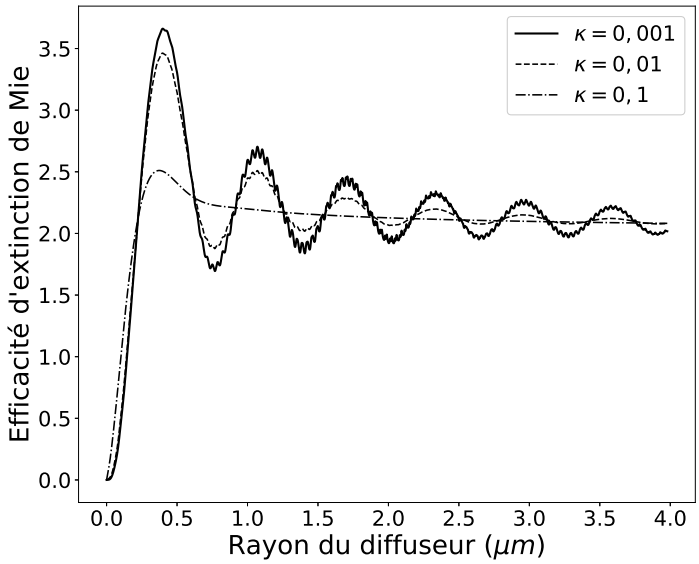


FIGURE 3.7 – Variation de l'efficacité d'extinction en fonction du rayon du diffuseur avec un indice $n = 1,2$ et différentes valeurs de κ pour une longueur d'onde de $0,5\ \mu m$.

Les théories de Mie et de Rayleigh s'appliquent à des diffuseurs sphériques, il s'agit d'une forte approximation. D'autres théories permettent de traiter le cas de particules de formes diverses (par exemple, Van de Hulst 1957 ; Mischenko et al., 2000).

3.1.4 Ensemble de diffuseurs

Une surface granulaire est composée d'un grand nombre de diffuseurs de tailles différentes et d'indices optiques différents, cela conduit à l'apparition de très nombreux dioptres et la reconstruction du trajet d'un rayon lumineux dans cette surface devient impossible car celui-ci va être réfléchi et réfracté un grand nombre de fois. Certains rayons lumineux peuvent également être absorbés au cours de leur trajet. Lorsque l'on observe une surface avec une technique analytique on peut s'intéresser soit à la composante réfléchie soit à la composante transmise. La réflexion contient deux composantes : la composante spéculaire et la composante diffuse.

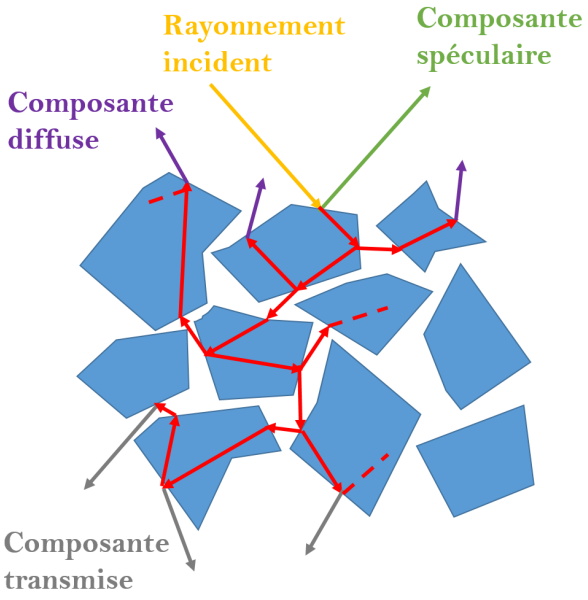


FIGURE 3.8 – Schéma représentant une surface constituée de plusieurs diffuseurs. Plusieurs trajets possibles du rayonnement incident sont représentés dans cette surface.

Pour traiter le cas d'un ensemble de diffuseurs il faut faire appel aux équations du transfert radiatif qui reposent sur la théorie de Mie pour le calcul des sections efficaces de diffusion et d'absorption.

3.1.5 Absorption et profondeur de pénétration

Une façon d'approximer la profondeur de pénétration d'un rayonnement incident dans un matériau est d'utiliser les équations de Maxwell décrivant la propagation des ondes électromagnétiques. L'absorption est caractérisée par l'indice d'extinction (κ) du matériau. Ce phénomène apparaît dans un terme d'atténuation dans les équations physiques décrivant la propagation des ondes électromagnétiques dans un milieu absorbant et dispersif (Perèz et al., 2020).

$$e^{-\omega\kappa z/c} \tag{3.12}$$

Où ω est la pulsation de l'onde, κ l'indice d'extinction, c la célérité de la lumière dans le vide et z l'axe de propagation de l'onde. Du fait de l'absorption la puissance moyenne du champ électromagnétique va être atténuée au cours de sa propagation. Il est possible d'évaluer l'atténuation de la puissance en calculant la valeur moyenne de la norme du vecteur de Poynting. On obtient alors le terme en exponentielle suivant :

$$e^{-2\omega\kappa z/c} = e^{-4\pi\kappa z/\lambda} = e^{-\mu z} \tag{3.13}$$

Où $\mu = \frac{4\pi\kappa}{\lambda}$, homogène à l'inverse d'une longueur, est appelé *coefficient d'absorption*. L'inverse de μ noté λ_p représente la *profondeur de pénétration* de l'onde dans le milieu qui est donnée par (Perèz et al., 2020) :

$$\lambda_p = \frac{\lambda}{4\pi\kappa} \tag{3.14}$$

Les variations du coefficient d'absorption (κ) sont à l'origine des bandes d'absorption du matériau. Lorsque μ augmente l'onde électromagnétique est plus absorbée à la longueur d'onde correspondante, créant ainsi une diminution du rayonnement à cette longueur d'onde. Cette absorption peut être interprétée en terme de phénomène physique différent suivant la longueur d'onde considérée. Ainsi dans le domaine de l'infrarouge ($[2.5 - 100]\ \mu m$) les absorptions sont dues aux modes fondamentaux de vibration des liaisons moléculaires, tandis que dans le visible et proche infrarouge ($[0.35 - 2.5]\ \mu m$) il va le plus souvent s'agir de transitions électroniques et d'harmoniques supérieures et modes de combinaisons des vibrations. Il existe plusieurs types de transitions électroniques, dépendant de la nature des atomes et des molécules. Ainsi on distingue les transitions électroniques de type "champ cristallin", les transitions entre orbitales moléculaires ou encore entre bandes d'énergie.

3.2 Spectroscopie de réflectance Vis-NIR

La réflectance (R) est définie comme la quantité de lumière que réfléchit un échantillon par rapport à la quantité de lumière qu'il reçoit, il s'agit donc d'une grandeur comprise entre 0 et 1 souvent exprimée en pourcentage.

Dans le cas de la spectroscopie de réflectance, ce sont les photons réfléchis par la surface qui sont porteurs de l'information. On distingue deux types de réflexion, la réflexion dite "surfacique" et la réflexion dite "volumique" (Hunt & Vincent, 1968 ; Salisbury & Wald, 1992). Lors de la réflexion "volumique" les photons réfléchis ont pu au préalable pénétrer la surface sur une certaine épaisseur, y ont subi de multiples diffusions avant de ressortir tandis que lors de la réflexion "surfacique" les photons réfléchis proviennent essentiellement de la surface de l'échantillon. Ces deux types de réflexions dépendent de la géométrie d'observation, des propriétés optiques de l'échantillon et notamment de l'indice optique mais également des propriétés physiques (épaisseur, le nombre et la taille des diffuseurs). La réflexion volumique nécessite donc que l'indice d'absorption est faible, $\kappa << 1$ et quand l'indice de réfraction (n) est typiquement supérieur à 1 (Mustard & Hays, 1996). L'effet de la taille des diffuseurs est aussi très important. En effet, pour un diffuseur seul nous avons vu précédemment que l'efficacité de diffusion diminue et devient inférieure à l'efficacité d'absorption lorsque sa taille diminue (Figure 3.6). Pour une surface, la diminution de la taille des diffuseurs qui la compose peut avoir l'effet inverse et

engendrer une augmentation de la diffusion (par exemple, Vincent & Hunt, 1968 ; Pieters 1983 ; Cooper & Mustard, 1999). Malgré le fait que l'absorption des diffuseurs est plus importante que leur diffusion, celle-ci est très faible (Figure 3.6), le rayonnement va donc rencontrer un grand nombre de diffuseur avant d'être potentiellement absorbé, ce qui va augmenter la contribution de la diffusion et donc de la réflectance (Mustard & Hays, 1999). Cette augmentation de la diffusion dépend néanmoins du coefficient d'extinction des diffuseurs, car si les diffuseurs possèdent un fort indice d'extinction, le rayonnement sera absorbé plus facilement et comme la diffusion est grande du fait de la petite taille des diffuseurs, alors l'absorption de la surface dans son ensemble va augmenter, car le rayonnement rencontre plus de grain, on parle alors d'absorption de structure (Mustard & Hays, 1999).

L'épaisseur sur laquelle les photons peuvent pénétrer l'échantillon dépend notamment du coefficient d'absorption de la surface, lorsque celui-ci est très élevé, les photons sont immédiatement absorbés dès qu'ils pénètrent l'échantillon. A l'inverse lorsque celui-ci est plus faible, certains photons peuvent sonder l'échantillon sur une certaine profondeur avant de ressortir. En première approximation on peut estimer un ordre de grandeur de la profondeur de pénétration du rayonnement incident par l'équation 3.14. Dans le visible à $0,55\,\mu m$ cette profondeur de pénétration peut donc varier du nanomètre à la centaine de micron suivant la valeur du coefficient d'absorption.

La réflexion de surface peut se faire de façon spéculaire, i.e avec l'angle de réflexion égal à l'angle d'incidence, ou de façon diffuse. La réflexion de surface va dépendre quant à elle de l'état de surface (rugosité ou diffuseurs) et de la longueur d'onde considérée. Quand la longueur d'onde est très grande devant la taille typique des diffuseurs, tout se passe comme si la longueur d'onde ne "voyait" pas les diffuseurs, ainsi la surface apparaît lisse pour la lumière à cette longueur d'onde et la réflexion sera spéculaire. Pour que la lumière soit sensible aux diffuseurs de la surface et soit réfléchie de façon diffuse il faut que la longueur d'onde soit de l'ordre de grandeur de la taille des diffuseurs. Dans un cas général d'une surface hétérogène en composition et en état de surface il y aura à la fois de la réflexion volumique et surfacique (de façon spéculaire et diffuse). La réflectance est donc une grandeur complexe faisant intervenir de multiples paramètres qu'il n'est pas aisé de déconvoluer.

3.2.1 Caractéristiques d'un spectre de réflectance

Un spectre de réflectance possède plusieurs caractéristiques utiles pour son interprétation. Une des caractéristiques les plus évidente est la présence ou non de bande d'absorption. Ces bandes d'absorption sont caractérisées par une diminution (dans le cas du régime volumique) ou une augmentation (dans le cas du régime surfacique) localisée de la réflectance à certaines longueurs d'onde. Pour interpréter une bande d'absorption dans un spectre de réflectance deux paramètres sont principalement utilisés : la position de la bande λ_{bande} et la profondeur de celle-ci. La position des bandes d'absorption dépend principalement de la composition de la surface sondée. La profondeur quant à elle, peut fortement dépendre des propriétés physiques de la surface comme la taille des diffuseurs, la rugosité, la géométrie d'observation...(par exemple, Cooper & Mustard, 1999 ; Pommerol & Schmitt, 2008 ; Beck et al., 2011 ; Sultana et al., 2021).

Un autre paramètre souvent utilisé est l'albédo (Ryan & Woodward, 2010). L'albédo caractérise le pouvoir réfléchissant d'une surface. Plus une surface réfléchit le rayonnement incident et plus son albédo est élevé. L'albédo est donc le rapport entre la quantité d'énergie lumineuse réfléchie et celle reçue par la surface. L'albédo peut être bolométrique ou non, c'est à dire calculé à une longueur d'onde donnée, ou intégré sur un ensemble de longueurs d'ondes. Il existe différentes façons de calculer ce paramètre, chacune définissant ainsi un albédo particulier (par exemple, Lebofsky et al., 1986 ; Ryan & Woodward, 2010 ; Usui et al., 2011).

- Albédo géométrique (A_g) : L'albédo géométrique désigne le rapport entre l'énergie lumineuse réfléchie par la surface observée et celle réfléchie par une surface fictive, plane, parfaitement réfléchissante, Lambertienne [2] et de même surface observée à angle de phase nul. Cette grandeur est sans dimension et peut être nulle dans le cas d'un corps noir, égale à 1 pour une surface Lambertienne ou supérieure à 1 pour une surface dont le pouvoir réfléchissant est supérieur à celui d'une surface Lambertienne à angle de phase nul (la surface ne renvoie donc plus la lumière de façon isotrope mais dans la direction privilégiée d'observation).

- Albédo de Bond (A_b) : L'albédo de Bond mesure la capacité d'une surface à réfléchir la lumière reçue en tenant compte de tous les angles de phase (entre 0 et π). Il est lié à l'albédo géométrique par la formule :

$$A_b = A_g \times q \tag{3.15}$$

Avec q l'intégrale de phase (Usui et al., 2011). L'albédo de Bond est une grandeur sans dimension et est compris entre 0 et 1.

Dans le cadre des mesures de laboratoire il n'est pas toujours facile de remonter à ce paramètre, car cela impliquerait de faire une mesure de réflectance à angle de phase nul. Ainsi pour les mesures de réflectance de laboratoire l'albédo est remplacé par le niveau de réflectance extrait à une certaine longueur d'onde pour un angle de phase fixé. Dans le cadre de ma thèse je m'intéresse uniquement au niveau de réflectance extrait à $0,55\,\mu m$ qui est globalement comparable à l'albédo géométrique calculé pour les astéroïdes et qui est couramment utilisé dans les mesures de réflectance réalisées sur les météorites (Barucci et al., 2012).

Le dernier paramètre utilisé dans ce travail est la pente spectrale. Celle-ci est très utilisée en astrophysique pour comparer des spectres observationels. Elle est calculée entre deux points du graphe en ajustant une droite, tenant compte de l'ensemble des points du spectre, par une régression linéaire. Ainsi le résultat est affecté par la forme globale du spectre et notamment par la présence ou non de bandes d'absorption. Cette pente est souvent exprimé en μm^{-1} ou en $\%.\mu m^{-1}$. Elle peut être calculée sur tout le spectre (avant ou après normalisation à une certaine longueur d'onde) ou sur une gamme de longueur d'onde restreinte. Un spectre rouge est caractérisé par une augmentation de la réflectance avec la longueur d'onde ce qui donnera une pente positive. Un spectre bleu est quant à lui caractérisé par une diminution de la réflectance avec la longueur d'onde ce qui donnera une pente négative. Un exemple de calcul à partir du spectre normalisé des IDPs L2079

2. Surface dont la réflexion est isotrope et dont l'intensité suit la loi de Lambert : $I \propto cos(\theta)$ avec θ l'angle par rapport à la normale à la surface.

C18 et L2083 E39 (qui seront présentés dans le détail au chapitre 4) est donné en Figure 3.9.

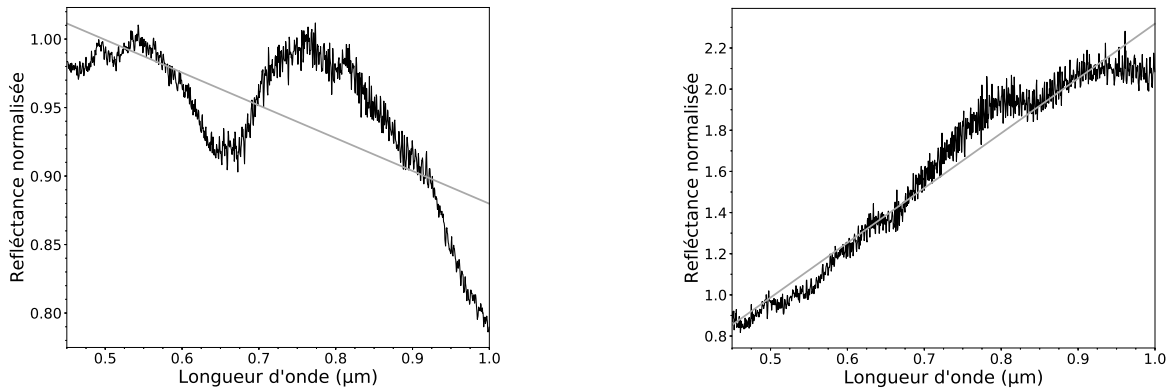


FIGURE 3.9 – Exemple de régression linéaire (entre 0.45 et 1.0 μm) pour le calcul de la pente sur le spectre normalisé à 0.55μm de l'IDP L2079 C18, possèdant une bande d'absorption (gauche), et sur le spectre sans bandes de l'IDP L2083 E39 (droite). $p_{L2079C18} \sim -0.24\,\mu m^{-1}$ et $p_{L2083E39} \sim 2.67\,\mu m^{-1}$.

3.2.2 La réflectance bidirectionnelle

Notre mesure est bidirectionnelle, i.e que la collecte se fait dans une direction différente de l'éclairement. Deux angles interviennent donc dans le problème : l'angle de collecte (e) et l'angle d'incidence (i). L'angle entre l'émission et la collecte est appelé angle de phase (φ). La Figure 3.10 illustre les 3 angles intervenant dans le problème.

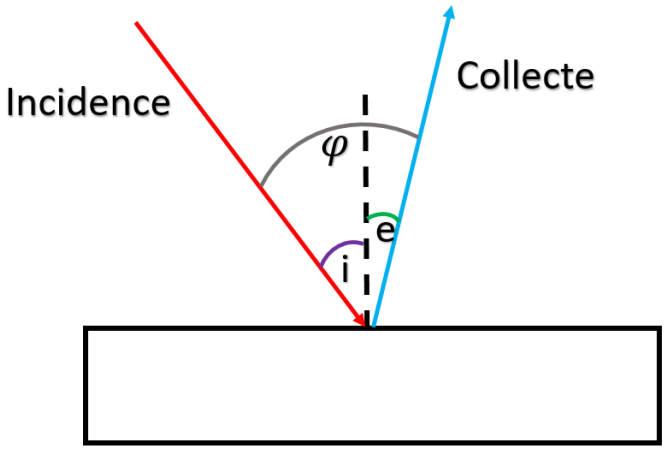


FIGURE 3.10 – Schéma représentant les différents angles du problème, l'angle d'incidence i, l'angle de collecte e et l'angle de phase φ. e et i sont définis par rapport à la normale à la surface (représentée en pointillés).

Pour nos mesures nous avons travaillé avec $i \approx 45 - 60°$ et $e = 0°$.

3.2.3 Rougissement et bleuissement des spectres de réflectance

Les observations d'astéroïdes sont faites avec des angles de phases variables. Or la pente du spectre de réflectance de l'astéroïde change avec l'angle de phase. Ce phénomène est bien connu pour les astéroïdes de type S et provoque une augmentation de la pente avec l'angle de phase, effet de rougissement [3] de phase (Luu & Jewitt, 1980 ; Clark et al., 2002 ; Fornasier et al., 2015). De nombreuses mesures de laboratoire ont été réalisées sur des poudres de météorites (Figure 3.11) pour mettre en évidence cet effet (Gradie et al., 1980 ; Beck et al., 2012 ; Sanchez et al., 2012). La diminution de la taille des diffuseurs peut également causer un rougissement (Jonhson & Fanale, 1973). L'albédo peut aussi être affecté par cet effet avec une augmentation aux grands angles de phase. Aux petits angles de phase un autre effet domine, l'effet d'opposition (Beck et al., 2012). L'effet d'opposition correspond à une configuration particulière, pour laquelle la lumière réfléchie revient dans la direction de la lumière incidente (angle de phase nul), ce qui entraîne une augmentation de la réflectance de la surface. Cet effet d'opposition peut ainsi être à l'origine d'un albédo géométrique supérieur à 1. C'est par exemple le cas d'Encelade [4] qui possède un albédo de Bond de $\sim 0,81$ et un albédo géométrique de $1,375$ du à un effet d'opposition important (Verbiscer et al., 2007).

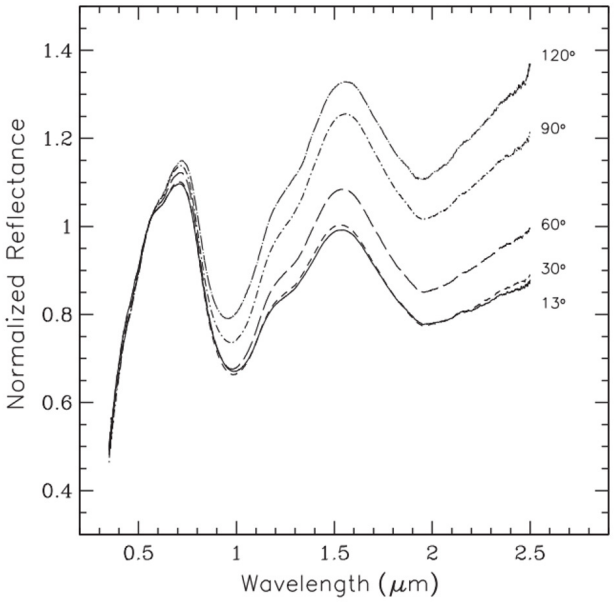


FIGURE 3.11 – Spectres de réflectance d'une chondrite LL6 (les chondrites LL6 sont associées aux astéroïdes de type S) obtenus pour cinq angles de phase différents et normalisés à $0,55\mu m$. Figure extraite de Sanchez et al. 2012.

La figure montre bien que la pente du spectre de météorites analogues au type S (calculée entre $0,4$ et $2,5\,\mu m$) augmente avec l'angle de phase. De récentes études (Lantz et al., 2018 ; Perna et al., 2018) réalisées à partir des données d'observations de différents astéroïdes de type C, Ch et B montrent que cet effet de rougissement est négligeable pour ces objets (cf Figure 3.12).

3. On parle de rougissement quand la réflectance augmente avec la longueur d'onde ce qui donne une pente spectrale positive. Exemple Figure 3.9 (droite).

4. Satellite de Saturne présentant à l'heure actuelle certains intérêts exobiologique.

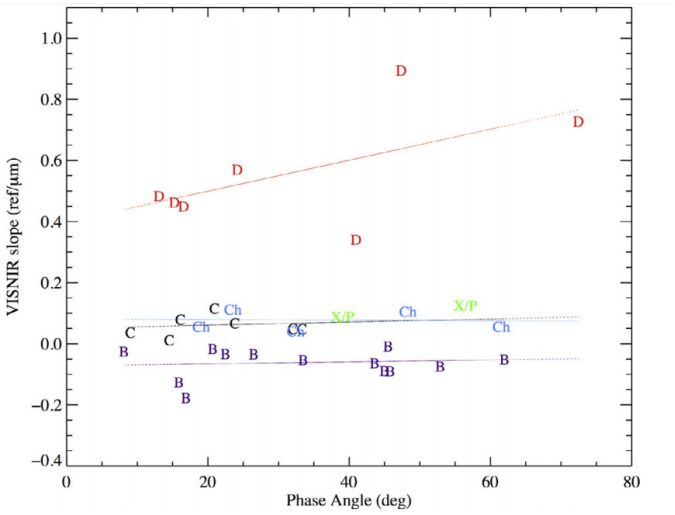


FIGURE 3.12 – Pente des spectres de réflectance (entre $0,45$ et $2,45\,\mu m$) en fonction de l'angle de phase pour différents astéroïdes. Pour les astéroïdes de type D les auteurs précisent qu'il est difficile de conclure à cause de la forte dispersion des points de mesure. Figure extraite de Lantz et al., 2018.

Cependant ces études préliminaires n'ont pas observé un même corps à différents angles de phase (comme ce qui a pu se faire pour les astéroïdes de types S (Clark et al., 2002) mais différents corps (de même type) à plusieurs angles de phases.

Certains objets observés possèdent des spectres de réflectance présentant une diminution de la réflectance avec la longueur d'onde, on parle alors de bleuissement (par exemple, Clark et al. 2008, 2010, 2012 ; Brown 2010 ; Yang et al. 2009). Ce bleuissement peut avoir des origines diverses. Celui-ci peut être causé par la présence d'un matériau possédant une absorption qui augmente avec la longueur d'onde, par exemple avec une forte bande d'absorption dans la région d'intérêt. Certaines études tentent également d'expliquer ce bleuissement par des effets de taille de grain à la surface de l'objet (Cooper & Mustard, 1999 ; Brown et al, 2014 ; Sultana et al., 2021). En effet la diminution de la taille des diffuseurs à la surface peut entraîner un bleuissement du spectre. Ce bleuissement trouve son origine dans l'inversion des efficacités d'absorption et de diffusion avec la diminution de la taille des diffuseurs. Une façon d'illustrer ce phénomène est de tracer les coefficients d'absorption et de diffusion de Mie en gardant l'indice optique du diffuseur constant. On voit alors apparaître une zone de transition au niveau de laquelle les courbes s'inversent (Figure 3.13). Cela engendre alors un bleuissement dans le spectre de réflectance de l'objet (Hapke 2001 ; Brown 2014). Ce raisonnement repose sur de fortes approximations mais permet de comprendre physiquement l'origine du bleuissement des spectres de réflectance engendré par la diminution de la taille des diffuseurs. Bien entendu cet effet est aussi dépendant de l'absorption (c'est à dire de κ) du diffuseur. En effet, lorsque la taille des diffuseurs diminue dans une surface compacte, la diffusion augmente (car le nombre d'interface rencontrée par le rayonnement augmente). Mais quand les diffuseurs possèdent un fort indice d'extinction (et donc une forte absorption) le rayonnement va finalement être fortement absorbé à cause des diffusions multiples au sein de la surface. Cela engendre une diminution de la réflectance, que l'on appelle absorption de structure. Au contraire un matériau peu absorbant va engendrer l'effet inverse, la diminution de la taille des dif-

fuseurs à sa surface va engendrer une augmentation de la diffusion, mais avec une faible absorption, causant ainsi une augmentation de la réflectance.

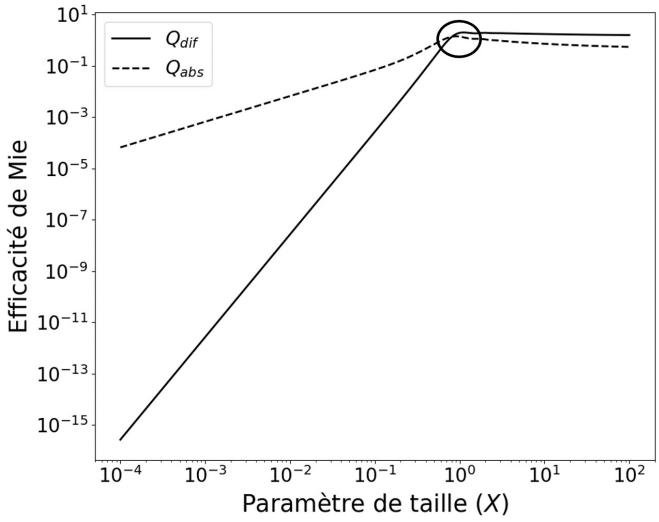


FIGURE 3.13 – Efficacités de Mie en fonction du paramètre de taille pour un diffuseur d'indice constant $N = 3,0 + 3,0i$. Le cercle noir indique la région de fort bleuissement là où les courbes s'inversent.

3.2.4 La mesure de réflectance en laboratoire et les contraintes d'une mesure microscopique

La mesure de réflectance Vis-NIR en laboratoire avec un spectromètre à réseau consiste à mesurer, pour chaque longueur d'onde, dans un premier temps le bruit appelé *dark* (bruit électronique, éclairage de la pièce, ...), puis l'intensité réfléchie par une référence (Ref), ici un Spectralon 99, qui est une surface Lambertienne quasi-idéale (i.e avec une luminance orthotrope [5]). Pour finir l'intensité réfléchie par l'échantillon ($Sample$) est mesurée et la réflectance (R_λ) est ensuite obtenue par :

$$R_\lambda = \frac{Sample_\lambda - dark_\lambda}{Ref_\lambda - dark_\lambda} \times 100 \ \ (\%)$$

En réflectance la lumière est collectée au niveau de l'échantillon sur une surface que j'appellerai "spot de collecte" dans la suite. Ce spot de collecte doit entièrement englober l'échantillon et doit être identique sur le Spectralon. Les échantillons à analyser ont des tailles de l'ordre de quelques dizaines de microns (voir de quelques microns). La taille du spot de collecte est adaptée à celle de l'échantillon analysé. Cette contrainte impose donc l'utilisation d'un système grossissant comme un microscope afin de réduire la taille de la zone de collecte et de l'ajuster à la taille de l'échantillon.

5. Réflexion isotrope et intensité lumineuse suivant la loi de Lambert ($I \propto cos(\theta)$, avec θ l'angle entre la normale à la surface et la direction de l'émission).

De plus, aux échelles micrométriques l'orientation du grain analysé peut jouer un rôle déterminant dans la mesure de réflectance. En effet, un grain possède une structure complexe (il n'est pas lisse) et peut présenter de multiples facettes. Un grain peut ainsi paraître plus ou moins brillant suivant son orientation par rapport à l'éclairage et l'angle d'incidence. La Figure 3.14 illustre ce phénomène en montrant une image optique d'un IDP éclairé par une fibre optique (lumière jaune) placé à sa droite avec un angle de phase de $\sim 45°$ et par une LED (lumière blanche) à sa gauche avec un angle de phase de $\sim 45°$. Cette image montre que suivant l'éclairage du grain, certaines facettes ne sont pas éclairées. Il va donc falloir tenir compte de ces effets et comprendre dans quelle mesure ils influent sur la mesure de réflectance. Ces effets sont détaillés dans le paragraphe 5.2.

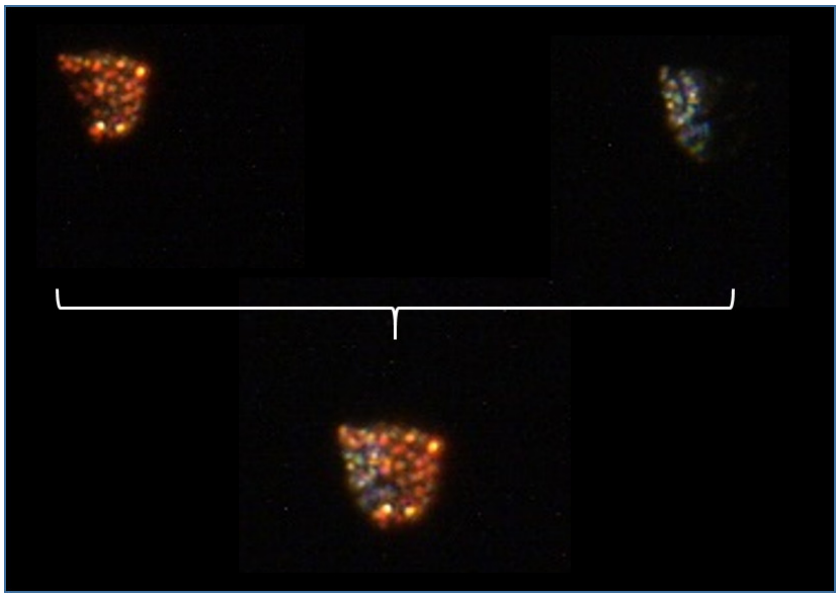


FIGURE 3.14 – Image optique de l'IDP L2079 C18 prise avec le macroscope. En haut à gauche l'IDP est éclairé seulement avec la fibre optique située à la droite du montage avec un angle de phase de $\sim 45°$. En haut à droite l'IDP est éclairé seulement avec une LED située à gauche du montage avec un angle de phase de $\sim 45°$. L'image du grain en bas de la figure est prise avec les deux éclairages précédents allumés en même temps.

La mesure de réflectance réalisée ici est alors différente de celle couramment effectuée avec des spots de collectes macroscopiques (i.e de taille supérieure au millimètre) puisque nous devons ajuster la taille du spot de collecte à l'échelle d'un grain micrométrique. Il est donc nécessaire d'évaluer les effets d'orientation des grains par rapport à la lumière incidente, contrairement à une mesure réalisée sur des matériaux macroscopiques sous forme de poudre pour lesquels la contribution d'un nombre important de grains individuels orientés aléatoirement les uns par rapport aux autres est prise en compte directement. Ainsi la mesure macroscopique moyenne en une seule fois les effets d'orientation et d'hétérogénéité de composition.

3.2.5 Le dispositif expérimental

J'ai utilisé un macroscope[6] (Leica Z16 APO) optique couplé par une fibre optique à une source halogène et à un spectromètre Maya2000 Pro à réseau (spectromètre dispersif) de résolution spectrale de $4,5\,nm$ fonctionnant dans le domaine visible proche infrarouge (Vis-NIR : $0,4 - 1,3\,\mu m$). L'échantillon est déposé sur la platine du macroscope et est éclairé unidirectionnellement par une fibre émettrice de $1000\,\mu m$ de diamètre sous un angle de phase pouvant varier de 45° à 60°[7]. Le macroscope est équipé dans le plan horizontal d'une platine (x, y) à laquelle une platine verticale (z) a été ajoutée équipée d'une plateforme de rotation. La Figure 3.15 est une photo du montage réalisé en salle blanche. Ce montage s'inspire du montage utilisé par Bonal et al. (2015) pour la mesure des spectres Vis-NIR de grains de l'astéroïde Itokawa collectés par la mission Hayabusa (JAXA).

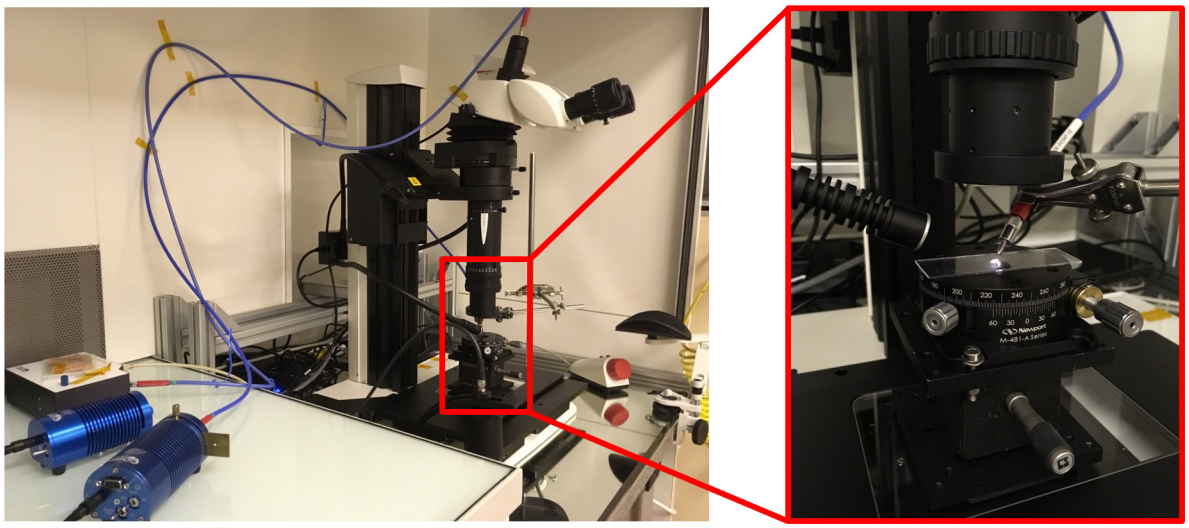


FIGURE 3.15 – Photo du dispositif expérimental en salle blanche avec un zoom sur la platine verticale (z) muni de la plateforme de rotation.

La lumière diffusée par l'échantillon est récoltée à travers l'objectif du macroscope et est amenée jusqu'au spectromètre à l'aide d'une fibre de $100\,\mu m$ (ou de $50\,\mu m$) de diamètre. La taille de la zone de collecte (le spot de collecte) dépend du grossissement de l'objectif et du diamètre de la fibre de collecte. Avec ce dispositif il est possible de choisir pour un même objectif plusieurs grossissements ($\times 0,57$ à $\times 9,2$) et de choisir entre deux fibres de collectes (50 et $100\,\mu m$ de diamètre), ce qui permet de faire descendre la taille du spot de collecte jusqu'à $7\,\mu m$. Le diamètre du spot de collecte est proportionnel au diamètre de la fibre et inversement proportionnel au grossissement de l'objectif, la Figure 3.16 montre l'évolution de la taille du spot de collecte en μm en fonction du grossissement du macroscope pour les deux fibres de collecte disponibles. Le fait de faire varier la taille du spot en modifiant ces deux paramètres évite l'utilisation d'un diaphragme qui pourrait

6. compromis entre binoculaire (grande distance de travail et deux chemins optiques) et microscope (courte distance de travail et un seul chemin optique) puisqu'ici le macroscope possède une grande distance de travail et un seul chemin optique.

7. Avec ce dispositif l'objectif du macroscope ne permet pas d'angles de phases plus faibles.

être une source de diffraction à ces échelles.

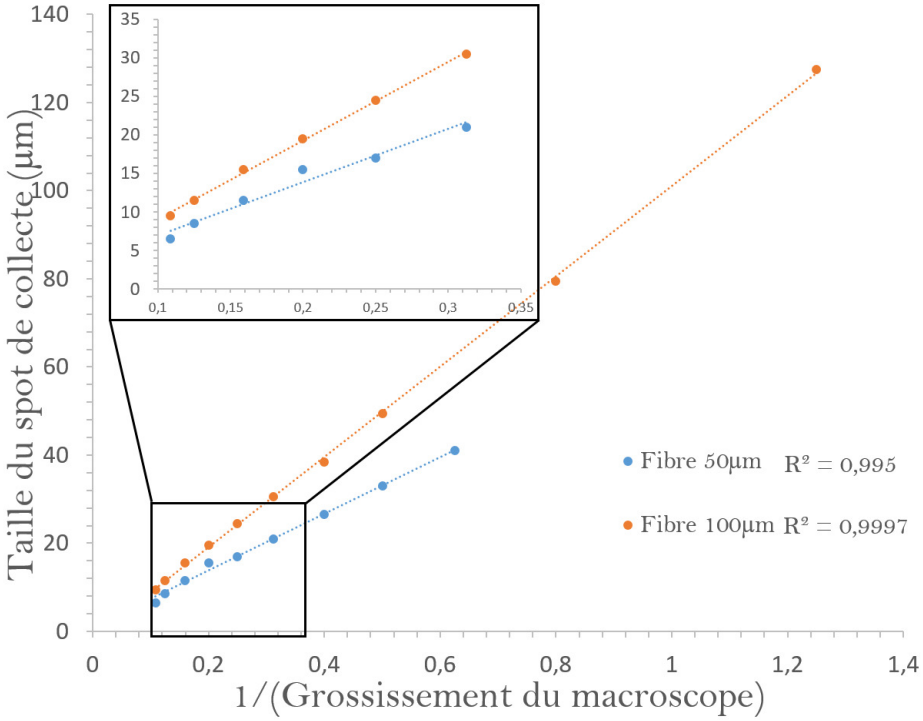


FIGURE 3.16 – Taille du spot de collecte en fonction du grossissement de l'objectif du macroscope et du diamètre de la fibre de collecte (50 et 100 μm).

Le macroscope est équipé d'une caméra Leica (MC 190 HD) qui permet de faire apparaître l'image de la platine sur un écran d'ordinateur. Pour faire la mesure sur un grain micrométrique à peine plus grand que le spot de collecte il est possible de repérer sa position à l'écran. Il est alors possible d'ajuster la position de l'échantillon pour placer le spot de collecte à l'endroit souhaité.

La référence est prise sur un Spectralon 99. En plus d'être indispensable pour mesurer la réflectance de l'échantillon, la référence permet aussi de connaître la gamme accessible lors de la mesure. Le Spectralon a une réponse constante sur l'ensemble de la plage de longueurs d'onde du détecteur mais le signal observé correspond à la courbe de corps noir de la source convoluée avec la réponse des optiques, des fibres et du spectromètre. Ainsi l'intensité observée donne une idée de la gamme de mesure accessible avec ce montage. Puisque la réflectance est calculée en divisant le signal de l'échantillon par celui de la référence il faut éliminer les plages de longueur d'onde pour lesquelles le signal est trop faible [8].

La mesure sera considérée comme fiable si le signal de la référence est supérieur à celui du bruit (dark), ainsi comme le montre la Figure 3.17 la mesure sera considérée entre $0,45$ et $1,0\,\mu m$. Je présenterai donc dans la suite tous les spectres dans cette gamme de longueurs d'onde.

8. Diviser une valeur faible par une autre valeur faible peut causer de grandes incertitudes.

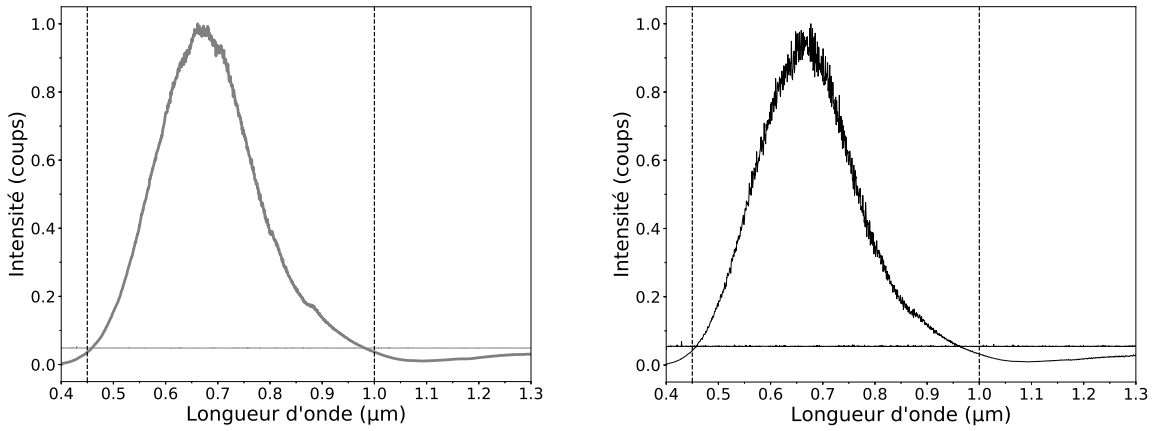


FIGURE 3.17 – Réponse spectrale du Spectralon 99 (référence) en fonction de la longueur d'onde (μm) avec une fibre de collecte de $100\,\mu m$ de diamètre (Gauche) et de $50\,\mu m$ de diamètre (Droite) avec la valeur de dark associée (droite à $\sim 0,05$ coups). En dessous de $0,45\,\mu m$ le signal est trop faible pour que la mesure soit fiable, de même au delà de $1,0\,\mu m$ dans les deux cas. On remarquera que la fibre à $50\,\mu m$ possède un signal plus bruité que celle à $100\,\mu m$ de diamètre. Les spectres sont normalisés au maximum.

Durant ma thèse j'ai également eu besoin de réaliser des mesures de réflectance sur des surfaces plus grandes (macroscopique, de l'ordre de $1-2\,mm$. Le montage est constitué d'une platine verticale (z) sur laquelle l'échantillon est déposé et est éclairé par une fibre de $1\,mm$ de diamètre avec un angle de $\sim 45°$. La lumière diffusée par l'échantillon est collectée à l'aide d'une fibre de $100\,\mu m$ de diamètre avec un angle de collecte nul (Figure 3.18). Les conditions sont ainsi identiques entre la mesure microscopique et la mesure macroscopique. La seule différence est la distance entre la fibre émettrice et la surface de l'échantillon. En effet, dans le cas de la mesure microscopique cette distance est de l'ordre de $3\,mm$ tandis que pour la mesure macroscopique elle est de l'ordre du cm. Cela posera donc une différence au niveau du gradient lumineux vertical que reçoit la surface et donc sur les niveaux de réflectances entre les deux mesures. En effet les surfaces préparées ici ne sont pas lisses aux échelles microscopiques, elles possèdent des grains plus ou moins surelevés par rapport à la surface moyenne. Or un grain plus élevé se retrouvera plus proche de la lumière incidente et recevra ainsi plus de photon qu'un grain plus éloigné. Les grains plus élevés vont donc réfléchir plus de lumière que les grains les plus éloignés. Mais comme le gradient lumineux vertical sera différent entre la mesure microscopique et la mesure macroscopique le niveau de réflectance entre les deux mesures sera donc légèrement différent.

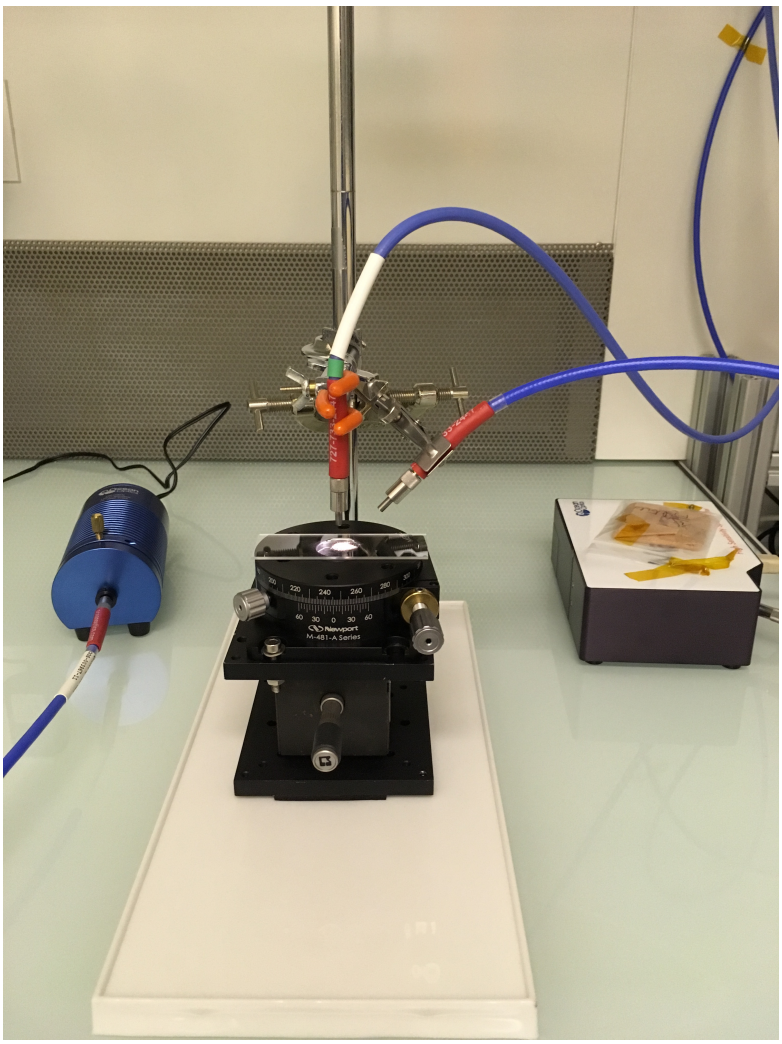


FIGURE 3.18 – Photo du montage utilisé pour la mesure de réflectance macroscopique.

3.3 Spectroscopie d'absorption IR

La spectroscopie infrarouge est une technique analytique très répandue pour l'étude de la matière extraterrestre car en plus d'être non destructive, elle permet une comparaison directe avec les données des observations effectuées dans la même gamme de longueurs d'ondes (par exemple, Brunetto et al., 2011 ; Vernazza et al., 2015).

La spectroscopie infrarouge repose sur la vibration des liaisons moléculaires sous l'effet d'un rayonnement incident. Lorsque le rayonnement incident possède une fréquence proche de la fréquence de vibration d'une liaison moléculaire présente dans l'échantillon, il va être absorbé par la liaison. Cela créé un déficit de photons à cette fréquence et l'apparition d'une bande d'absorption. Cette technique est totalement inoffensive pour l'échantillon et permet de sonder les liaisons chimiques présentes dans un échantillon donné. En spectroscopie infrarouge la longueur d'onde est souvent remplacée par le nombre d'onde, défini par :

$$\nu(cm^{-1}) = 10000/\lambda(\mu m) \tag{3.16}$$

L'infrarouge est divisé en trois parties, le proche infrarouge qui s'étend de $\sim$ 12500 à $2000 - 4000\,cm^{-1}$ ($\sim 0,8\,\mu m - 2,5 - 5\,\mu m$), l'infrarouge moyen de $2000 - 4000$ à $400 - 250\,cm^{-1}$ ($2,5 - 5\,\mu m - 25 - 40\,\mu m$), et l'infrarouge lointain de $400 - 250$ à $10\,cm^{-1}$ ($25 - 40\,\mu m - 1000\,\mu m$).

Les liaisons moléculaires vibrent à une fréquence liée à la masse des atomes en jeu dans la liaison et à la force de cette liaison. En assimilant une molécule diatomique $A - B$ à un oscillateur harmonique idéal liant deux masses m_A et m_B il est possible d'obtenir une approximation de la fréquence de vibration ν d'une telle liaison :

$$\nu = \frac{1}{2\pi}\sqrt{\frac{k}{\mu}} \tag{3.17}$$

Où $\mu = \frac{m_A m_B}{m_A + m_B}$ est la masse réduite de l'oscillateur et k la constante de raideur du ressort qui caractérise la force de la liaison et est sensiblement proportionnelle à la nature de la liaison (simple, double, triple). Cette modélisation est une approximation puisqu'elle ne tient pas compte du caractère quantique de la liaison moléculaire, mais elle reste utile pour comparer des fréquences de vibrations entre elles. En effet cette relation indique que les bandes d'absorption à basses fréquences impliquent des atomes lourds. De même les liaisons multiples apparaissent à des fréquences plus élevées que les liaisons simples.

La mécanique quantique quant à elle prévoit que l'énergie vibrationnelle d'un oscillateur de fréquence propre ν est quantifiée et dépend d'un nombre quantique de vibration $v = 0, 1, 2, ...$ Quand la fréquence du rayonnement incident est identique à une fréquence possible de la vibration de la liaison, l'énergie du rayonnement pourra être absorbée. Mais cette condition nécessaire n'est pas suffisante. Pour avoir une absorption il est également nécessaire que la vibration considérée produise une modification de la distribution des charges électriques entraînant ainsi une variation du moment dipolaire électrique induit, le rendant ainsi détectable. Cette règle de sélection indique que certaines liaisons ne sont pas actives en IR et ne sont donc pas détectables avec cette technique (par ex., l'azote moléculaire). En pratique une molécule se trouve dans un environnement complexe, ainsi une molécule peut interagir avec une autre molécule de son environnement et modifier la variation du moment dipolaire et faire ainsi apparaître un décalage des bandes d'absorptions de la molécule isolée ou encore l'apparition de nouvelles bandes d'absorptions.

Les spectres infrarouges obtenus peuvent être représentés en *Transmittance* ou en *Absorbance* définies par :

-Transmittance : $T(\%) = I(\lambda)/I_0(\lambda)$ où $I_0(\lambda)$ est l'intensité du rayonnement incident à la longueur d'onde λ et $I(\lambda)$ celle du rayonnement transmis par l'échantillon à la longueur d'onde λ.

-Absorbance : $A = -log(T)$.

Pour quantifier le nombre de liaison d'un groupement x absorbant le rayonnement on utilise la *densité de colonne* d'un groupement $N(x)$ exprimée en $molecules.cm^{-2}$ définie

par :

$$N(x) = \int \frac{\tau_\nu d\nu}{A_x} \tag{3.18}$$

Avec $\tau_\nu = -ln(T)$ la profondeur optique à la fréquence ν et A_x la force de bande de la liaison x en $cm.molcules^{-1}$. La valeur de la force de bande dépend de l'environnement de la liaison et peut donc fortement varier d'une étude à une autre. Dans mon étude la densité de colonne est utilisée sous forme de rapport pour obtenir une information relative entre différents échantillons. Ce rapport est lié au rapport des aires de bandes dans le spectre en absorbance :

$$\frac{N(x)}{N(y)} = \frac{A_y}{A_x} \times \frac{\int ln(T_\nu(x))d\nu}{\int ln(T_\nu(y))d\nu} = \frac{A_y}{A_x} \times \frac{\int A_\nu(x)ln(10)d\nu}{\int A_\nu(y)ln(10)d\nu} = \frac{A_y}{A_x} \times \frac{Aire_{bande}(x)}{Aire_{bande}(y)} \tag{3.19}$$

Avec A_x et A_y les forces de bandes des groupements x et y, $T_\nu(x)$ et $T_\nu(y)$ la transmittance des groupements x et y à la fréquence ν et $A_\nu(x)$ et $A_\nu(y)$ l'absorbance des groupements x et y à la fréquence ν et $Aire_{bande}$ l'aire de la bande dans le spectre en absorbance. Je présenterai donc le rapport $N(x)/N(y)$ qui dépend des forces de bandes utilisées ainsi que le rapport des aires qui permet d'avoir une valeur universelle et facilement convertible pour n'importe quelle valeur de force de bande.

3.4 Les spectromètres infrarouges

Il existe trois grands types de spectromètre infrarouge (IR) ; dispersif, à filtre acousto-optique (AOTF) et à transformée de Fourier. Dans un spectromètre à dispersion le rayonnement à analyser va être dispersé à l'aide d'un élément dispersif (prisme ou réseau de diffraction) avant d'arriver sur un détecteur matriciel. Une première limitation de ce type d'instruments est que pour acquérir tout le spectre dispersé, il est nécessaire d'avoir un détecteur de la taille de l'ensemble de la figure de diffraction. Une deuxième limitation est la résolution spectrale liée à l'élément dispersif et dépend de la gamme de longueurs d'onde couverte par une colonne de pixels. Cette résolution dépend donc de la longueur d'onde. Cependant ce système a l'avantage de ne reposer que sur des éléments dispersifs et de n'être donc pas trop sensible aux perturbations extérieures comme les vibrations, ce qui en fait des instruments particulièrement intéressant pour les missions spatiales. Je décris ci-dessous le spectromètre à transformée de Fourier, technique utilisée dans le cadre de mon travail de thèse.

3.4.1 Spectromètre à transformée de Fourier

Le principe repose sur l'utilisation de deux outils, l'interféromètre de type Michelson et la transformée de Fourier. Une source Globar s'apparentant à un corps noir émet un rayonnement subdivisé en 2 parties d'intensités égales par une séparatrice (50/50). Sur le trajet de l'un des deux rayons se trouve un miroir mobile qui permet d'augmenter ou de diminuer le trajet optique de l'un des deux rayons par rapport à l'autre qui possède un trajet de longueur fixe (miroir fixe). Après avoir été réfléchis par les miroirs, les deux rayons vont se recombiner au niveau de la séparatrice et être envoyés sur l'échantillon qui en absorbera quelques longueurs d'ondes pour les vibrations des molécules qui le composent.

Après avoir traversé l'échantillon la lumière arrive au détecteur, on obtient un faisceau lumineux appelé interférogramme produit par la recombinaison de deux rayons qui vont donc interférer entre eux. Le trajet des rayons est résumé sur la Figure 3.19.

La différence de marche entre les deux rayons est $\delta = 2d$ où d est l'écart entre les deux miroirs. Ainsi si $d = 0$ alors la différence de marche est nulle et le rayon résultant est le même que celui de départ. Si $d = \lambda/4$ alors $\delta = \lambda/2$ et les interférences sont dites destructives, il n'y a alors aucun signal à la sortie de l'interféromètre.

Si $\delta = \lambda$ alors les interférences seront constructives et ainsi le signal est le même qu'en entrée. L'interféromètre permet de décomposer le signal et d'obtenir l'intensité en fonction de la position du miroir.

Le signal ainsi obtenu en sortie de l'interféromètre sera une succession de minima et de maxima. On obtient ainsi un interférogramme (intensité en fonction de la différence de marche $I(\delta)$).

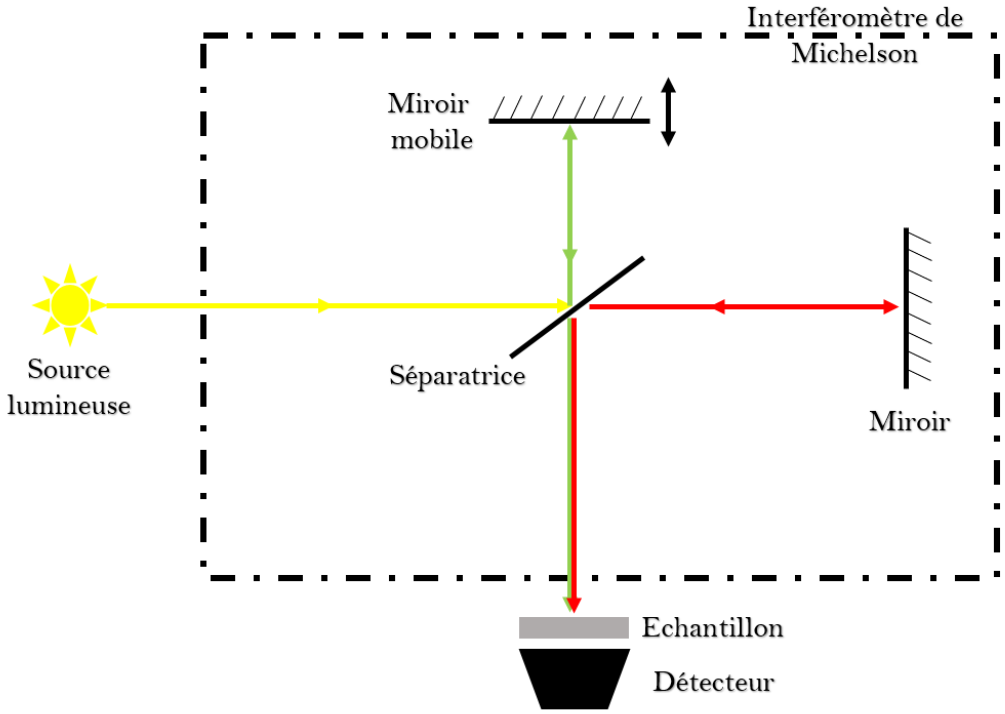


FIGURE 3.19 – Résumé des trajets des deux rayons lumineux issus d'une même source lumineuse après passage par la séparatrice dans un interféromètre de Michelson (division d'amplitude).

Pour un faisceau monochromatique l'interférogramme est de la forme :

$$I(\delta) = I_0 cos\,(2\pi\nu\delta)$$

Pour une source continue, on doit sommer sur toutes les fréquences, et l'interférogramme est donné par la relation suivante (5.1) :

$$I(\delta) = \int_0^\infty I(\nu) cos\,(2\pi\nu\delta)\,d\nu \tag{3.20}$$

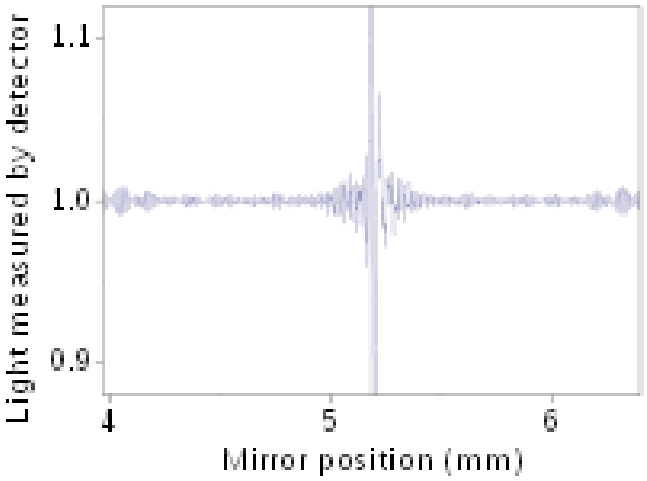


FIGURE 3.20 – Exemple d'interférogramme.

Il est plus intéressant d'avoir l'intensité en fonction de la fréquence. On doit pour cela faire la transformée de Fourier afin d'inverser la relation 5.1

$$I(\nu) = \int_{-\infty}^{\infty} I(\delta) cos\,(2\pi\nu\delta)\, d\delta$$

On obtient ainsi le spectre infrarouge, c'est donc la somme de fonctions élémentaires correspondant à une différence de marche donnée.

En pratique le spectre n'est pas infini. Il se place sur une plage de différences de marche $\delta \in [-\Delta, \Delta]$, il faut donc multiplier simplement l'interférogramme par une fonction créneau :

$$f(\delta) = 1, \text{ si } \delta \in [-\Delta, \Delta] \text{ et } 0 \text{ sinon}$$

On obtient ainsi le spectre suivant :

$$I(\nu) = \int_{-\infty}^{\infty} f(\delta) I(\delta) cos\,(2\pi\nu\delta)\, d\delta$$

Or cette opération n'est rien d'autre que le produit de convolution des transformées de Fourier de chaque fonction. Une dernière opération mathématique consiste à multiplier l'interférogramme par une fonction triangulaire permettant de réduire les oscillations associées à chaque bande de la ligne de base.

L'avantage de cette méthode par rapport à un système dispersif est double. D'une part, les mesures sont assez rapides car toutes les longueurs d'ondes sont analysées en même temps puisqu'elles ne dépendent que de la position du miroir mobile de l'interféromètre (avantage de Fellgett). D'autre part, le débit de ce système est uniquement contrôlé par le diamètre du faisceau collimaté de la source (avantage de Jacquinot) tandis que dans un spectromètre dispersif la quantité de lumière est restreinte par l'ouverture d'entrée et de sortie qui sont également liées à la résolution, il y a donc un compromis entre quantité de signal et résolution. Mais cette technique nécessite l'utilisation d'un interféromètre de Michelson qui est extrêmement sensible aux vibrations extérieures, la moindre secousse va modifier le spectre obtenu, c'est pour cela que ce type d'appareil est peu ou pas utilisé pour

faire des mesures dans l'espace. L'analyse en laboratoire de matériaux extraterrestres est cependant possible avec ce type de spectromètres dotés d'excellentes résolutions spatiales et spectrales.

3.4.2 Micro-spectroscopie IR

Durant ma thèse toutes les mesures de micro-spectroscopie IR ont été réalisées au synchrotron SOLEIL. Pour analyser de petits échantillons (comme les IDPs) il est nécessaire d'utiliser une source lumineuse très intense car la quantité de signal dépend de la taille de la surface observée et de l'intensité de la lumière incidente. Les spectromètres peuvent être utilisés avec leur source interne, de type Globar, et permettent d'analyser des échantillons jusqu'à des tailles de quelques dizaines de microns. Pour des échantillons plus petits il est nécessaire d'utiliser une source de lumière beaucoup plus intense. Pour cela il est possible de raccorder le spectromètre à une source de rayonnement synchrotron. Dans le cadre de cette thèse les spectres IR ont été acquis sur la ligne SMIS (Spectroscopie et Microscopie Infrarouge avec Synchrotron) du synchrotron SOLEIL à Saint-Aubin (91190, France). Un synchrotron est un type d'accélérateur circulaire dans lequel les particules (ici des électrons) se déplacent en paquets à des vitesses relativistes (ici de $0,95c$). Le rayonnement synchrotron est produit quand les électrons relativistes sont accélérés, il a l'avantage d'être très puissant, tangent à la trajectoire et relativement collimaté, ce qui est très avantageux comparé au rayonnement émis par une charge non relativiste. Pour créer un rayonnement synchrotron il suffit donc de changer la trajectoire des électrons pour qu'ils subissent une accélération.

Plusieurs instruments sont disponibles au synchrotron SOLEIL, dans le cadre de cette thèse les différents instruments utilisés sont les suivants :

-Microscope ThermoFisher Continuum (Figure 3.21) couplé à des détecteurs MCT (Mercury-Cadmium-Tellurium) refroidi à l'azote liquide. À travers l'objectif Schwarzschild-Cassegrain $\times 32$ avec une ouverture numérique de $0,65$ du microscope le rayonnement synchrotron prend la forme d'une gaussienne de largeur à mi-hauteur de $\sim 5\,\mu m$ correspondant ainsi à la plus petite résolution spatiale atteinte (limite de diffraction).

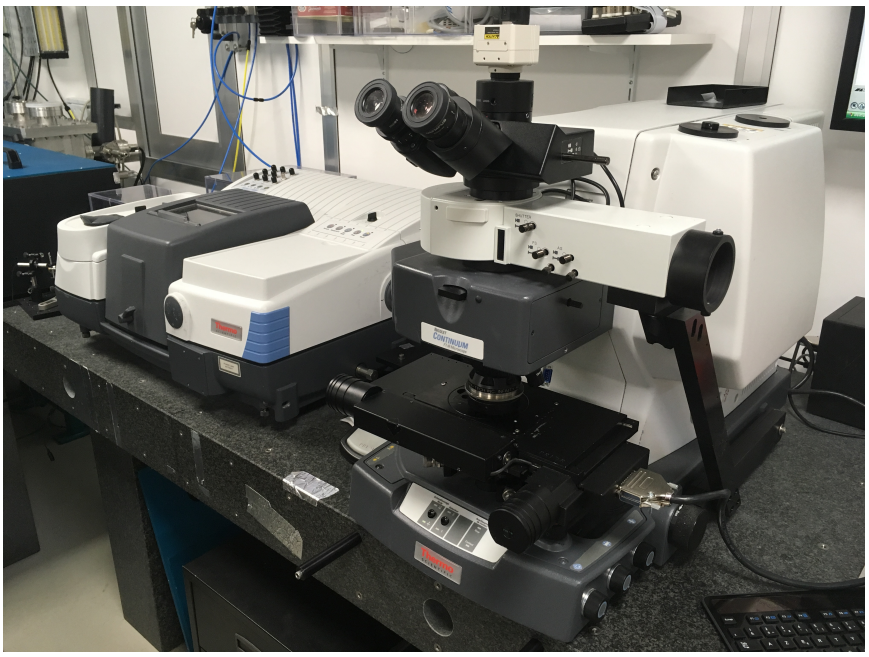


FIGURE 3.21 – Photographie du microscope IR doté d'un détecteur MCT sur la ligne SMIS du synchrotron SOLEIL

-Microscope NicPLan (Figure 3.22) couplé à un détecteur bolomètre refroidi à l'hélium liquide. La résolution spatiale est de l'ordre de 10-50 μm, selon la longueur d'onde.

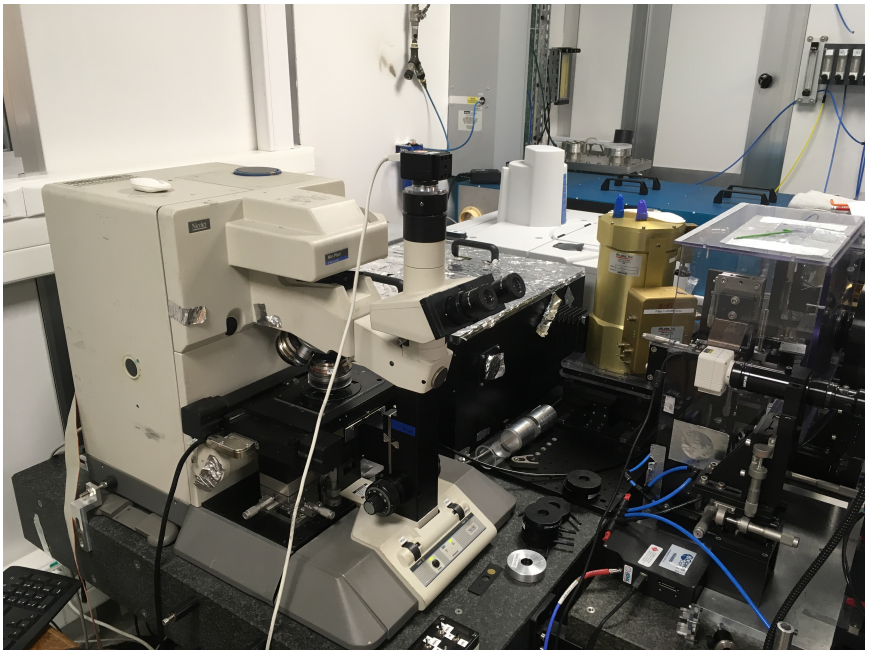


FIGURE 3.22 – Photographie du microscope IR couplé au détecteur bolomètre sur la ligne SMIS du synchrotron SOLEIL

3.5 Caractéristiques d'un spectre IR

Les mesures ont été réalisées dans différentes gammes spectrales suivant le détecteur utilisé (voir Table 3.1).

	MCT-A	MCT-B	Bolomètre
Gamme spectrale (cm^{-1})	$[4000 - 750]$	$[4000 - 550(600)]$	$[670(650) - 200]$

TABLE 3.1 – Étendue des gammes spectrales pour les différents détecteurs. Certaines limites de gamme spectrale sont difficiles à déterminer précisément car elles dépendent de l'IDP analysés (force du signal). Ainsi certaines limites apparaissent avec un deuxième nombre en parenthèse indiquant l'amplitude de cette limite.

Pour les IDPs ayant une mesure bolomètre le couplage avec le spectre obtenu en MCT-B est possible. Pour ce couplage, soit on utilise une bande présente dans l'intervalle de superposition, soit on utilise la pente spectrale. Pour le couplage on agit sur le spectre obtenu au bolomètre. Un exemple de couplage est donné sur la figure ci-dessous (Fig. 3.23).

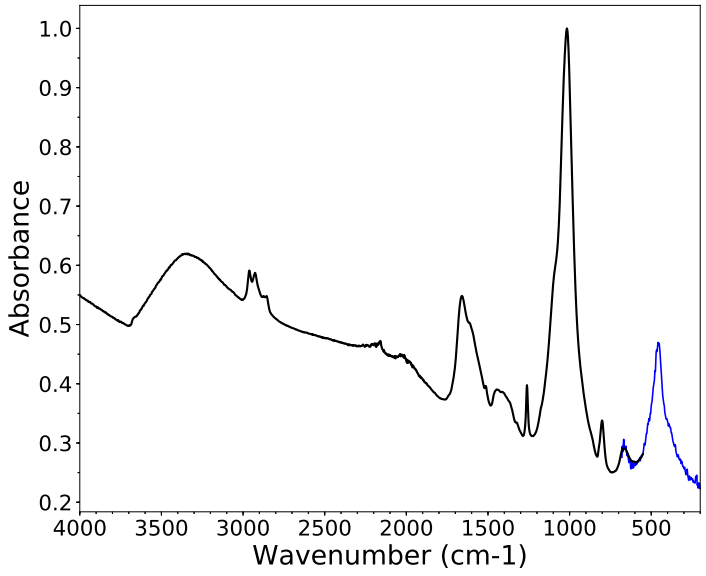


FIGURE 3.23 – Superposition du spectre obtenu en bolomètre (bleu) et au MCT-B (noir) pour l'IDP L2079C18.

Les spectres présentent tous une baseline (ligne de base ou baseline) qui peut être plus ou moins prononcée. Cette ligne de base peut avoir diverses origine comme la diffusion du rayonnement infrarouge par les hétérogénéités de l'échantillon ou par la lumière extérieure à l'expérience. Parfois il est plus facile de travailler avec un spectre duquel on enlève la baseline. La baseline est en général courbée et difficile à modéliser, pour mon travail de thèse j'ai appliqué la méthode suivante :

— Extraction linéaire des bandes d'absorption.

— Sur le reste du spectre interpolation du spectre avec une baseline qui interpole le spectre. Cela permet de garder l'information du bruit du spectre sur le spectre final.

Les différentes étapes du traitement de la baseline sont présentées sur la figure 3.24.

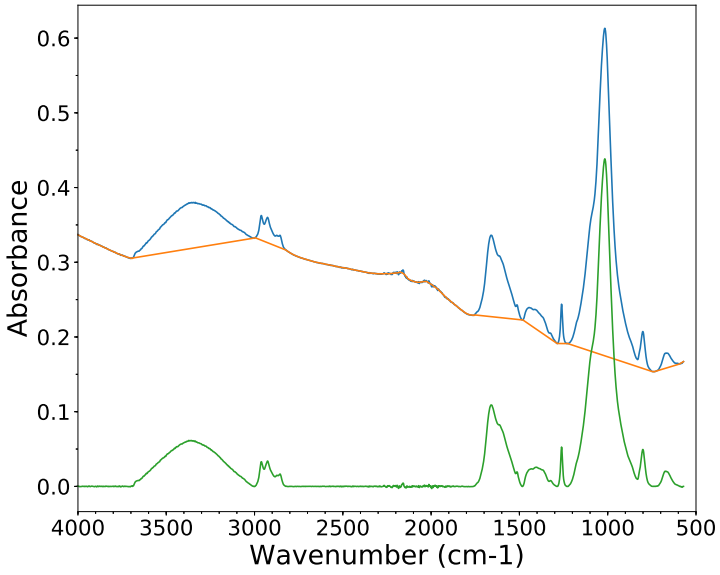


FIGURE 3.24 – Illustration des différentes étapes pour la soustraction de la baseline dans le cas de l'IDP L2079C18. En bleu le spectre brut de l'IDP. En orange la baseline : linéaire pour les bandes d'absorption et extrapolation polynomiale pour le reste du spectre. En vert le spectre final une fois la baseline orange soustraite. L'information sur le bruit est toujours présente.

3.6 Spectroscopie Raman

La spectroscopie Raman est basée, comme la spectroscopie infrarouge, sur la vibration et rotation des molécules. Pourtant en pratique les deux méthodes sont particulièrement différentes. La spectroscopie Raman fonctionne sur le principe de la diffusion d'un rayonnement monochromatique de fréquence ν_0 (laser) par un système (liaison moléculaire). Le rayonnement incident peut amener le système dans un état d'énergie virtuel. Cet état virtuel n'est pas permis et le système va donc devoir quitter ce niveau en rendant de l'énergie et en ré-émettant un photon. On parle de photon diffusé. Deux diffusions sont possibles, la diffusion principale est une diffusion élastique, au cours de laquelle les photons sont réémis à la même fréquence ν_0 que le rayonnement incident. La deuxième diffusion, beaucoup moins importante, est la diffusion inélastique au cours de laquelle le photon est réémis avec une fréquence différente de celle du rayonnement incident (ν_0). Le rayonnement diffusé élastiquement est le plus probable et correspond au cas où le système part du niveau virtuel pour retourner au niveau fondamental, il donnera un pic intense à la même fréquence ν_0 que le rayonnement initial, on parle de raie Rayleigh. Pour le rayonnement diffusé inélastiquement, deux cas sont possibles. Dans le premier après avoir

quitté le niveau virtuel, le système retourne vers un niveau excité et émet donc un photon ayant une énergie plus faible que le photon incident à une fréquence $\nu = \nu_0 - \nu_R$, où ν_R est la fréquence du mode de vibration excité dans lequel le système est tombé. Cela donne naissance à une raie à la fréquence ν, appelée raie Stockes. Dans le deuxième cas le système part cette fois-ci d'un niveau excité et retourne au niveau fondamental. Le système émet alors un photon d'énergie supérieure à celle du photon incident $\nu = \nu_0 + \nu_R$, où ν_R est la fréquence du mode de vibration excité dans lequel le système se trouvait avant d'absorber le photon incident. La raie correspondante à la fréquence ν est appelée raie anti-Stockes. Une illustration des fréquences des raies Stockes et anti-Stockes est donnée en Figure 3.25.

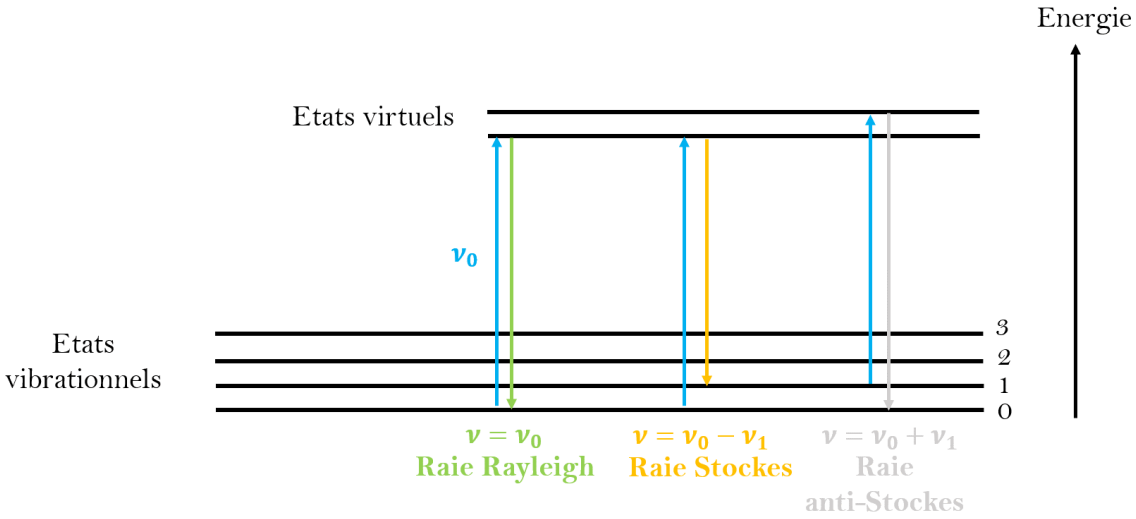


FIGURE 3.25 – Schéma représentant la diffusion élastique (Rayleigh) et les diffusions inélastiques (Stockes et anti-Stockes) d'un rayonnement incident de fréquence ν_0.

L'existence de la raie anti-Stockes repose sur l'existence d'une population de système se trouvant initialement dans un état vibrationnel excité. La probabilité de trouver un système dans un état vibrationnel excité d'énergie E_v dépend notamment de la température et est donnée par la distribution de Boltzmann en énergie.

$$P_v \propto e^{-\frac{E_v}{k_B T}} \tag{3.21}$$

La probabilité qu'un système soit dans un état vibrationnel excité préalablement étant faible, la raie anti-Stockes est donc moins intense que la raie Stockes. La raie Rayleigh n'apporte aucune information sur le système rencontré, à l'inverse des raies Stockes et anti-Stockes qui font intervenir les niveaux d'énergies vibrationnelles du système. Du fait de l'intensité faible de la raie anti-Stockes, seule la raie Stockes est considérée dans la plupart des spectres Raman.

En micro spectroscopie Raman, c'est donc le décalage de la raie Stockes par rapport à la raie Rayleigh qui est observé, on parle de décalage Raman en cm^{-1}. Chaque molécule possède un décalage Raman bien spécifique ce qui permet de l'identifier.

Tout comme pour la spectroscopie IR, tous les modes de vibrations d'une molécule ne sont pas détectables en spectroscopie Raman. Encore une fois les règles de sélection de la spectroscopie Raman font intervenir les symétries des molécules ainsi que le tenseur de la polarisabilité [9] α de la molécule. Il est alors possible d'établir des règles de sélections (notamment à l'aide de la théorie des groupes) pour la spectroscopie Raman en lien avec la spectroscopie IR basée sur les symétries moléculaires. Ainsi il est possible de montrer que pour une molécule possédant un centre de symétrie, il n'existe pas de vibration communes en IR et en Raman. Les vibrations symétriques par rapport à ce centre de symétrie sont actives en Raman et pas en IR tandis que l'inverse est obtenu pour les vibrations antisymétriques. Lorsque la molécule ne possède pas de centre de symétrie il est possible d'avoir des modes actifs à la fois en Raman et en IR.

3.6.1 Micro-spectroscopie Raman

Pour ma thèse j'ai utilisé un instrument installé sur la ligne SMIS au synchrotron SOLEIL. Il s'agit d'un spectromètre Raman DXR (Thermo Fisher) avec un laser de longueur d'onde $532\,nm$. Le spectromètre est couplé à un microscope permettant de focaliser le laser sur un spot d'analyse de $0,7\,\mu m$ (résolution spatiale) à l'aide d'un objectif $\times 100$ avec une ouverture numérique de $0,8$. La résolution spectrale dépend de la longueur d'onde et varie de 4 à $8\,cm^{-1}$. Il est important de noter que cette méthode fait appel à un rayonnement laser focalisé sur une très petite surface ce qui peut causer l'échauffement localisé de l'échantillon. Pour éviter une altération de la composition chimique de l'échantillon par le rayonnement laser, j'ai utilisé une puissance faible ($< 0,1\,mW$) similaire à ce qui est utilisé dans les études de la matière extraterrestre (Brunetto et al. 2011 ; Bonal et al. 2015 et références à l'intérieur). Le spot d'analyse étant focalisé sur une très petite zone, plusieurs spectres sont réalisés à différents endroits sur l'échantillon et sont ensuite moyennés.

3.7 Caractéristiques d'un spectre Raman

Un spectre Raman donne l'intensité mesurée en fonction du nombre d'onde en cm^{-1}. La gamme spectrale utilisée dans ma thèse s'étend d'environ $100\,cm^{-1}$ à environ $3500\,cm^{-1}$. Un spectre Raman présente des bandes caractéristiques vers le haut et présente souvent une augmentation de l'intensité avec l'augmentation du nombre d'onde, on parle de fluorescence Raman. Cette fluorescence peut masquer certaines bandes de l'échantillon, compliquant ainsi l'interprétation du spectre.

9. la polarisabilité est la faculté du nuage électronique d'un système moléculaire à se déformer sous l'effet d'un champ électrique

3.8 Spectroscopie de matériaux extraterrestres

3.8.1 Phase minérale

Olivine

Les olivines possèdent dans le domaine du Vis-NIR utilisé dans cette étude une forte bande d'absorption, constituée de trois sous bandes. L'une est centrée autour de $0,6\,\mu m$, une autre autour de $0,8\,\mu m$ et la dernière autour de $1,05\,\mu m$ dues à des transitions électroniques du Fe^{2+} (Burns 1993 ; Sunshine & Pieters, 1998). Cette bande est observée sur certains astéroïdes, notamment pour les types S (par exemple, Cruikshank & Hartmann, 1984 ; Gaffey et al., 1993). Dans l'infrarouge moyen et lointain l'olivine possède deux bandes, une autour de $10\,\mu m$ ($1000\,cm^{-1}$) et l'autre autour de $20\,\mu m$ ($500\,cm^{-1}$). La structure de ces bandes dépend du type d'olivine présent dans l'échantillon (Hamilton 2010). Les amorphes de composition olivine possèdent également ces deux bandes qui sont dépourvues de structure interne. Dans le Vis-NIR, les signatures des amorphes sont plus compliquées à identifier.

Pyroxène

Les pyroxènes possèdent dans le domaine du Vis-NIR utilisé dans cette étude une forte bande d'absorption autour de $0,9-1,05\,\mu m$. Cette bande est due à une transition électronique du Fe^{2+} (Adams et al., 1974 ; sunshine et al., 1990). Cette bande est observée dans les spectres de réflectance de différents astéroïdes, comme l'astéroïde Vesta (McCord et al., 1970). Dans l'infrarouge moyen les pyroxènes possèdent une bande d'absorption autour de $10\,\mu m$ ($1000\,cm^{-1}$), dans l'infrarouge lointain, les pyroxènes possèdent également une bande autour de $20\,\mu m$ ($500\,cm^{-1}$). La structure de ces deux bandes dépendent du type de pyroxène présent dans l'échantillon (Hamilton 2000). Les amorphes de composition pyroxène possèdent également ces deux bandes d'absorption dans l'infrarouge mais sont dépourvues de structure interne. Dans le Vis-NIR, les signatures des amorphes sont plus compliquées à identifier.

Phyllosilicates

Dans le domaine du Vis-NIR utilisé dans ce travail, les phyllosilicates possèdent une bande autour de $0,6-0,7\,\mu m$ due à l'absorption $Fe^{3+}-Fe^{2+}$ (par exemple, Burns 1993 ; Cloutis et al., 2018). La position de cette bande dépend du type de phyllosilicate, la position de la bande apparaît plus souvent $< 0,7\,\mu m$ pour la saponite tandis que les serpentines ont plutôt des positions de bande $> 0,7\,\mu m$ (Cloutis et al., 2018). Dans l'infrarouge moyen et lointain les phyllosilicates possèdent une signature autour de $10\,\mu m$ ($1000\,cm^{-1}$) et l'autre autour de $20\,\mu m$ ($500\,cm^{-1}$). La structure de ces bandes dépend du type de phyllosilicate présent dans l'échantilon (par exemple, Salisburry et al., 1991 ; Beck et al., 2010). Les phyllosilicates présentent parfois une bande de OH de structure observée vers $3600\,cm^{-1}$ (Hayashi & Oinuma, 1967).

Oxydes

Les oxydes possèdent différents types de signatures dans le Vis-NIR. L'un des oxydes les plus pertinents pour l'étude des IDPs est la magnétite. Dans le domaine du Vis-

NIR ($0,45-1,0\,\mu m$) la magnétite possède un spectre de réflectance typique avec un minimum de réflectance autour de $0,55\,\mu m$ et $1,0\,\mu m$ et un maximum de réflectance autour de $0,65\,\mu m$. Cet oxyde à un effet particulier sur les spectres de réflectance de la matière extraterrestre, en effet la présence de magnétite à la surface d'un objet va très souvent engendrer un bleuissement du spectre (diminution de la réflectance avec l'augmentation de la longueur d'onde) dans la gamme de longueur d'onde $0,7-1,0\,\mu m$. Cet effet est notamment observé sur les spectres de météorites hydratées de type CM (Izawa et al. 2019). Au courte longueur d'onde, l'effet de la magnétite sur le spectre de réflectance d'un objet est plus subtil. Izawa et al. (2019) ont montré que pour des matériaux chondritiques avec des macromolécules carbonées l'ajout de magnétite (même en grande quantité) influe peu sur le spectre de réflectance dans le domaine des courtes longueur d'onde $0,4-0,65\,\mu m$. L'absorption reste dominée par la matière organique qui dans ce cas cause un rougissement dans cette game de longueur d'onde. Cela montre que pour de tels matériaux, la magnétite ne joue pas un grand rôle à courte longueur d'onde mais que le domaine des plus grande longueur d'onde $0,7-1,0\,\mu m$ quant à lui peut être affecté par la présence de cet oxyde, causant ainsi un bleuissement du spectre.

Étude de la phase minérale en spectroscopie IR

Les bandes d'absorptions dans le Vis-NIR sont souvent difficiles à interpréter. En effet de nombreux paramètres physiques et chimiques influent fortement les spectres de réflectance dans le Vis-NIR. La géométrie d'observation, d'éclairage, la rugosité, la porosité, la taille des grains... etc sont des paramètres physiques pouvant fortement changer le spectre de réflectance aussi bien la pente spectrale, que les profondeur des bandes d'absorption. La composition chimique peut également fortement jouer un rôle sur les paramètres spectraux suivant le type de mélange que l'on peut retrouver. Dans l'infrarouge moyen cependant il est possible de considérer que les bandes d'absorption sont constituées d'un mélange linéaire des différents éléments de l'échantillon. Il est donc possible d'évaluer la composition de la phase minérale de l'échantillon en ajustant la bande à $10\,\mu m$ ($1000\,cm^{-1}$). Pour ce faire j'utilise la méthode développée par Merouane et al. (2014) qui consiste à ajuster la bande à $10\,\mu m$ en utilisant une combinaison linéaire de spectres de standards (olivine, pyroxène, des amorphes de composition type olivine et pyroxène) et à minimiser le χ^2.

Pour compléter l'analyse de la bande à $10\,\mu m$ il est possible de remonter au nombre d'oscillateurs SiO présents dans l'échantillon en calculant la densité de colonne (eq. 3.18). Pour calculer cette grandeur il est nécessaire de calculer l'aire de la bande et de connaître la force de bande du groupement étudié. Pour les SiO la force de bande est bien connue $A_{SiO} = 2.0 \times 10^{-16}$cm/molécules et est utilisée dans de nombreuses études (voir par exemple, Matrajt et al. 2005 ; Brunetto et al. 2011).

Étude de la phase minérale en spectroscopie Raman

Les minéraux possèdent de nombreuses bandes Raman aux courts nombres d'ondes. Les olivines et les pyroxènes présentent en Raman es signatures caractéristiques permettant d'identifier leur composition. Les olivines possèdent notamment un doublet (bande DB1 et DB2) dans la région $800-900\,cm^{-1}$ dont la position dépend du FO de l'olivine (Kuebler et al., 2006). Les pyroxènes quant à eux possèdent de nombreuses bandes dans la région $200-1100\,cm^{-1}$ dont la position dépend également de la teneur en Fe et en Mg du pyroxène (Huang et al. 2000). Les oxydes, comme la magnétite possèdent également des

bandes caractéristiques dans cette gamme de nombre d'onde permettant ainsi d'identifier ou non leur présence dans un échantillon. Il faut néanmoins noter que leurs intensités sont relativement faibles comparées à celles de la matière organique poly-aromatique, ce qui fait que dans un spectre de matière extraterrestre (souvent riche en matière organique) il n'est pas toujours possible de détecter les bandes des minéraux dans un spectre Raman. Le fait que la microscopie Raman avec un laser visible soit particulièrement sensible à la phase poly-aromatique de la matière carbonée est du à une résonance de la lumière laser avec la transition électronique $\pi - \pi^*$ des îlots aromatiques (Ferrari & Robertson, 2000)

3.8.2 Phase organique

La matière organique est constituée d'un squelette carboné riche en îlots poly-aromatiques, avec des chaines aliphatiques qui relient les domaines aromatiques ou qui se développent à leurs extrémités (Derenne & Robert, 2010). La matière organique contient principalement des atomes de carbone et des atomes d'hydrogène, et elle a un contenu variable d'oxygène et d'azote (plus d'autres hétéro-atomes moins abondants) (Derenne & Robert, 2010).

La partie aliphatique présente donc des groupements CH_2 et CH_3. Ces groupements sont à l'origine des bandes d'absorption de la matière aliphatique dans l'IR dans la gamme $3050 - 2800\,cm^{-1}$ $(3,27 - 3,57\,\mu m)$. Cette structure d'absorption est constituée de 4 composantes dues aux modes d'étirements symétriques à ~ 2850 et à $\sim 2870 cm^{-1}$ pour les groupements CH_2 et CH_3 respectivement et aux modes d'étirements asymétriques à ~ 2930 et à $\sim 2950\,cm^{-1}$ pour les CH_2 et CH_3 respectivement. Une autre bande est parfois présente autour de $2900\,cm^{-1}$ $(3,45\,\mu m)$ et est attribuée à une résonance de Fermi (Dartois et al., 2005).

La composante aromatique est constituée d'îlots de largeur et de structure très variables, qui montrent ainsi différents degrés d'ordre moléculaire. Des atomes d'azote peuvent parfois remplacer le carbone dans ses îlots (Derenne & Robert, 2010).

3.8.3 Étude de la phase organique en IR et Raman

La phase aliphatique est assez facilement détectée en IR. En particulier, il est possible de remonter en se basant sur la structure d'absorption autour de $2900\,cm^{-1}$ $(\sim 3,4\,\mu m)$ au nombre d'oscillateurs CH en calculant la densité de colonne. Pour cela il est nécessaire de connaître la force de bande du groupement CH. Différentes valeurs de cette force de bande sont retrouvées dans la littérature. Günay et al. (2018) en synthétisant des analogues interstellaires de grains carbonés propose une valeur de $4,69 \times 10^{-18}$ cm/molécules tandis que Matrajt et al. (2005) utilisent la valeur de $1,2 \times 10^{-17}$ cm/molécules obtenue en divisant par 6 la valeur de l'hexane. D'autres auteurs utilisent une valeur moyenne de la force de bande des CH en utilisant les forces de bandes des sous-structures de cette bande (décrite précédemment). J'ai choisi dans cette étude de travailler avec la force de bande de Günay et al. (2018) qui est une des plus récentes et obtenue expérimentalement sur des analogues de grains interstellaires. La composante aromatique est détectable en IR grâce à des modes de vibration C=C autour de $1600\,cm^{-1}$. Néanmoins, la présence de vibrations d'étirement C=O et de pliage O-H autour de la bande C=C rend la quantification plus difficile que pour les modes C-H. La composante poly-aromatique est plus facilement détectable en Raman, grâce à la résonance de la transition $\pi - \pi^*$ (Ferrari & Robertson,

2000) comme mentioné plus haut. La matière polyaromatique domine le spectre Raman grâce à la forte transition $\pi - \pi^*$ des orbitales sp^2. Cette matière est caractérisée par 5 bandes (G, D1, D2, D3 et D4) dans la région $1200-1600\,cm^{-1}$ (Sadezky et al., 2005 ; Brunetto et al., 2009). La bande G ($\sim 1580\,cm^{-1}$) correspond aux vibrations d'un graphite idéal (étirement C-C des atomes de carbone sp^2). Les quatres autres bandes sont liées à la présence de défauts dans la structure graphitique (D1 ($\sim 1350\,cm^{-1}$), D2 ($\sim 1620\,cm^{-1}$) et D4 ($\sim 1200\,cm^{-1}$)) et à la présence de carbone amorphe (D3 ($\sim 1500\,cm^{-1}$)) (Sadezky et al., 2005). Dans la matière extraterrestre on observe quasi-systématiquement la présence de ces 5 bandes, et sont difficilement séparables. Ainsi en première approximation, il est possible de ne considérer que deux bandes dans un spectre Raman de matière extraterrestre. Une bande "G" pour graphite autour de $1350\,cm^{-1}$ comprenant la bande G, la bande D2 et une partie de la bande D3. Une bande "D" pour Désordre autour de $1600\,cm^{-1}$ comprenant la bande D1, D4 et le reste de la bande D3.

Pour obtenir plusieurs paramètres (par exemple, position de bande notée ω et FWHM noté Γ) de ces deux bandes, il est possible de les ajuster en utilisant différentes combinaisons de fonctions d'ajustement : Gaussienne, Lorentzienne, ou Breit-Wigner-Fano (BWF) après une correction de continuum. Pour chacun d'eux, nous définissons ω comme la valeur du décalage Raman donnant le maximum de la bande (noté H) après une correction de ligne de base linéaire entre 900 et $1800\,cm^{-1}$. On définit alors Γ, en extrayant $\omega_{H/2}$ la valeur du décalage Raman à gauche de la bande G (à droite de la bande D) correspondant à la moitié du maximum noté $H/2$. Finalement nous calculons $\Gamma = 2\left|\omega - \omega_{H/2}\right|$

Chapitre 4

Échantillons et méthode de préparation

« Le but de la physique n'est pas de découvrir ce qu'est la nature,
mais ce que l'on pet dire sur elle »
Niels Bohr

Sommaire

4.1 Les IDPs 87
4.1.1 Caractéristiques générales 88
4.1.2 Préparation des IDPs et séquence d'analyses 91
Mesure de réflectance Vis-NIR 91
Mesures infrarouges 91
Mesures Raman 94
Résumé des mesures réalisées sur les IDPs 94
4.2 Les minéraux et les météorites 95
4.2.1 Caractéristiques générales 95
Météorite Tagish-Lake 95
Météorite Dar al Gani 684 95
Météorite Gilgoin 96
Météorite Frontier Mountain 95002 96
Allende 96
Murchison 96
Olivine San Carlos 96
Pyroxène 97
4.2.2 Préparation des minéraux et météorites et analyses 98
Mesure de réflectance Vis-NIR 98
Mesures IR et Raman 98

4.1 Les IDPs

Les particules stratosphériques étudiées pendant ma thèse, proviennent de différents collecteurs (L2079, L2071, W7068, L2076, L2083) à base d'huile de silicone (dimethyl siloxane de formule $n\,(CH_3)_2\,SiO$) et ayant volé avec les appareils NASA ER-2 et NASA WB-57F durant différentes séries de vols (résumés dans le tableau 4.1).

Collecteur	Paramètres de vol
L2071	50 heures de vols au dessus de la côte Est des États-unis, des grands lacs et du Canada entre le 30 Juin et le 30 Juillet 2008
L2076	21,7 heures de vols au dessus de la côte Californienne entre le 27 Avril et le 9 Mai 2009
L2079	16,4 heures de vols au dessus de la côte Pacifique et de l'océan Pacifique entre le 2 et le 23 Juin 2010
L2083	32 heures de vols en 2010 depuis la Californie jusqu'au Texas, puis au dessus de la côte du golf du Mexique jusqu'à la côte Ouest de la Floride et au dessus du Golf du Mexique pendant l'incendie de la plateforme pétrolière Deepwater Horizon
W7068	33 heures de vols entre le 1er Novembre et le 1er Décembre 1983

TABLE 4.1 – Informations de vols (extraites du catalogue Cosmic Dust Catalog Volume 18 de la NASA https ://curator.jsc.nasa.gov/dust/index.cfm) des différents collecteurs d'où proviennent les particules stratosphériques fournies par la NASA que j'ai analysées durant ma thèse.

4.1.1 Caractéristiques générales

Les différentes particules obtenues ont été pré-examinées par la NASA (analyses élémentaires sur la particule entière, mesure de taille, transparence, forme... etc). Les images MEB (Microscopie Électronique à Balayage) et les spectres EDX fournis par la NASA sur les particules stratosphériques que j'ai analysées durant ma thèse sont présentées sur les Figures 4.2 et 4.3.
Ces spectres sont extraits de https ://curator.jsc.nasa.gov/dust/catalogs/index.cfm. Les particules ont été choisies dans le catalogue fourni par la NASA sur la base de leur taille et de leur composition élémentaire. La présence de silicium (Si), d'oxygène (O) de magnésium (Mg) et de fer (Fe) suggère la présence de silicates et donc d'un grain potentiellement extraterrestre. Les IDPs nous sont envoyés par la NASA entre deux lames de verre dont l'une est légèrement incurvée en son centre là où la particule est déposée.

Les collecteurs utilisés par la NASA sous les ailes des avions stratosphériques étant à base d'huile de silicone, les particules stratosphériques sont récupérées dans une couche de cette huile. Cette dernière peut être retirée après rinçage des particules à l'hexane. La Figure 4.1 montre la comparaison entre une particule reçue non lavée et une particule reçue après nettoyage à l'hexane.

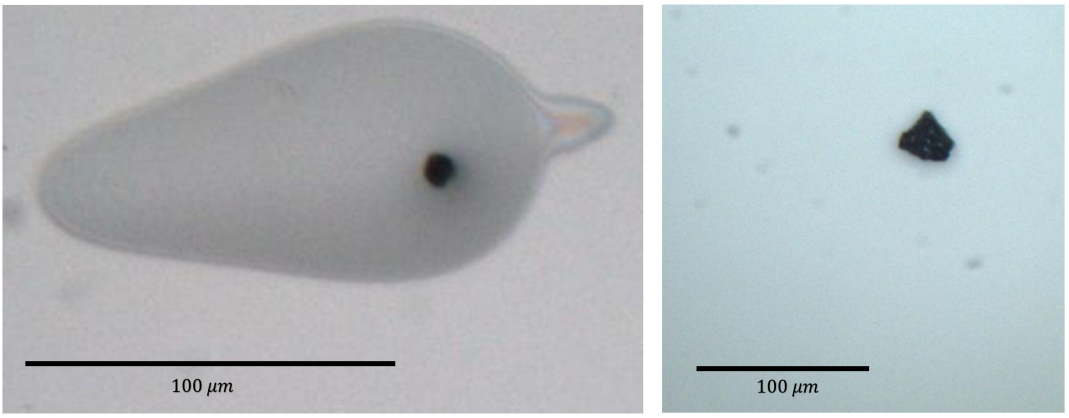


FIGURE 4.1 – A gauche : Image optique d'une particule non lavée et entourée d'huile de silicone. A droite : Image optique d'une particule ayant subi un rinçage à l'hexane. (Images réalisées par la NASA avant envoie des particules au laboratoire).

Toutes les particules que j'ai analysées durant ma thèse ont été reçues préalablement lavées par la NASA. Cependant, il arrive que certaines particules possèdent un résidu plus ou moins important d'huile de silicone qui n'est pas forcément visible au microscope mais identifié dans les spectres infrarouges.

La taille et le classement par la NASA de ces particules sont résumés dans le tableau 4.2. La plus grande d'entre elles mesure $\sim 30\,\mu m$ et la plus petite $\sim 7\,\mu m$. La particule L2083 G23 est classée "Cosmique" par la NASA assurant donc son origine extraterrestre. Les autres particules sont classées "Possiblement Cosmique" mais sur la base de leurs compositions élémentaires nous supposerons dans la suite que toutes ces particules sont des IDPs et nous utiliserons cette terminologie par la suite.

Collecteur	Particule	Taille (μm)	Classification
L2079	C18	35×27	Possiblement cosmique
L2079	E29	37×22	Possiblement cosmique
W7068	C40	25×23	Possiblement cosmique
W7068	B18	22×20	Possiblement cosmique
L2071	E34	22×20	Possiblement cosmique
W7068	C2	21×20	Possiblement cosmique
W7068	B20	23×18	Possiblement cosmique
L2076	C29	23×15	Possiblement cosmique
L2079	D12	18×15	Possiblement cosmique
W7068	C45	16×15	Possiblement cosmique
L2071	E43	15×15	Possiblement cosmique
L2083	E38	15×13	Possiblement cosmique
L2083	G23	11×11	Cosmique
W7068	B37	9×9	Possiblement cosmique
L2083	E39	8×6	Possiblement cosmique

TABLE 4.2 – Classification et caractéristiques des IDPs analysés durant ma thèse.

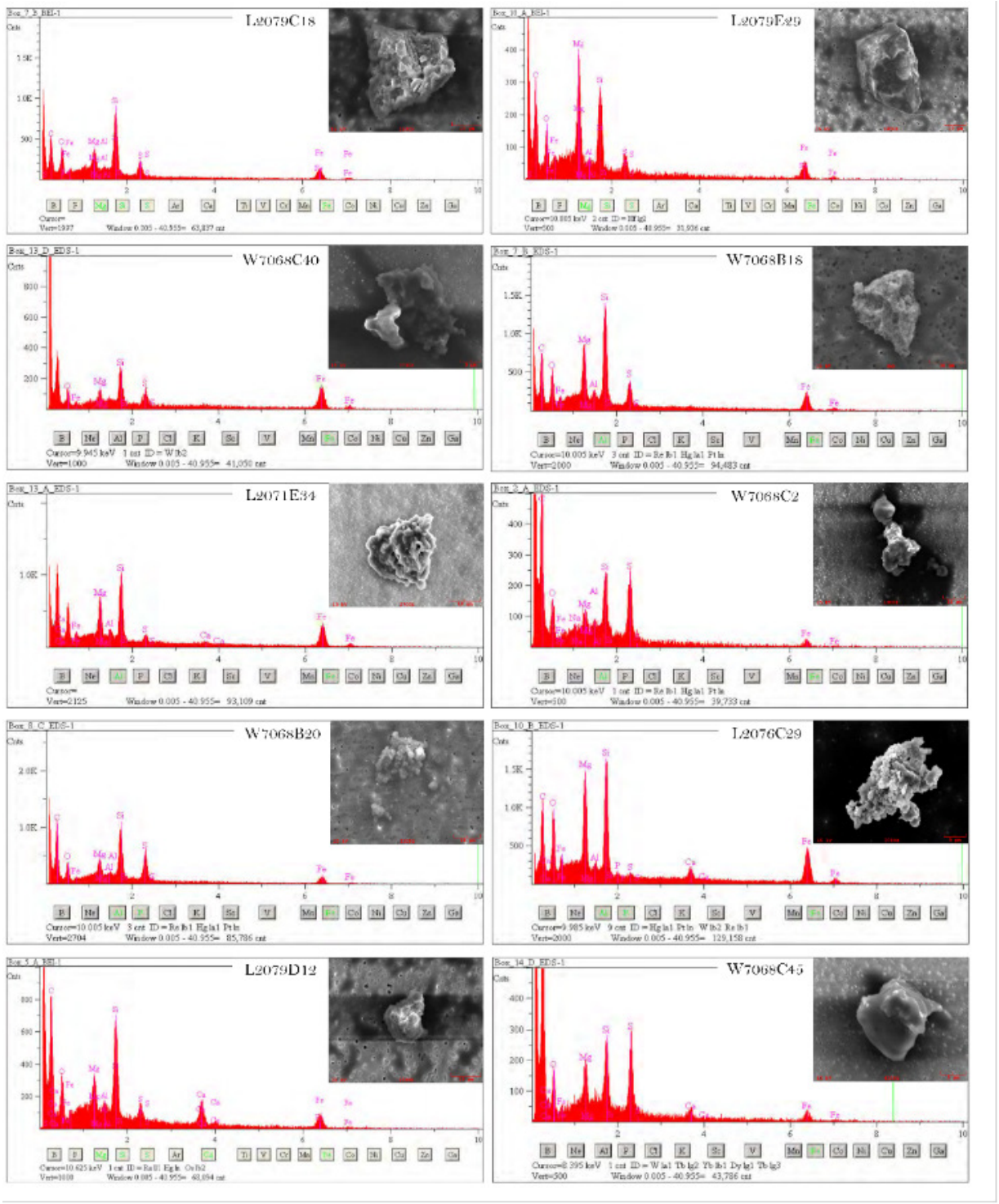


FIGURE 4.2 – Images MEB et spectres EDX fournis par la NASA des particules stratosphériques analysées durant ma thèse.

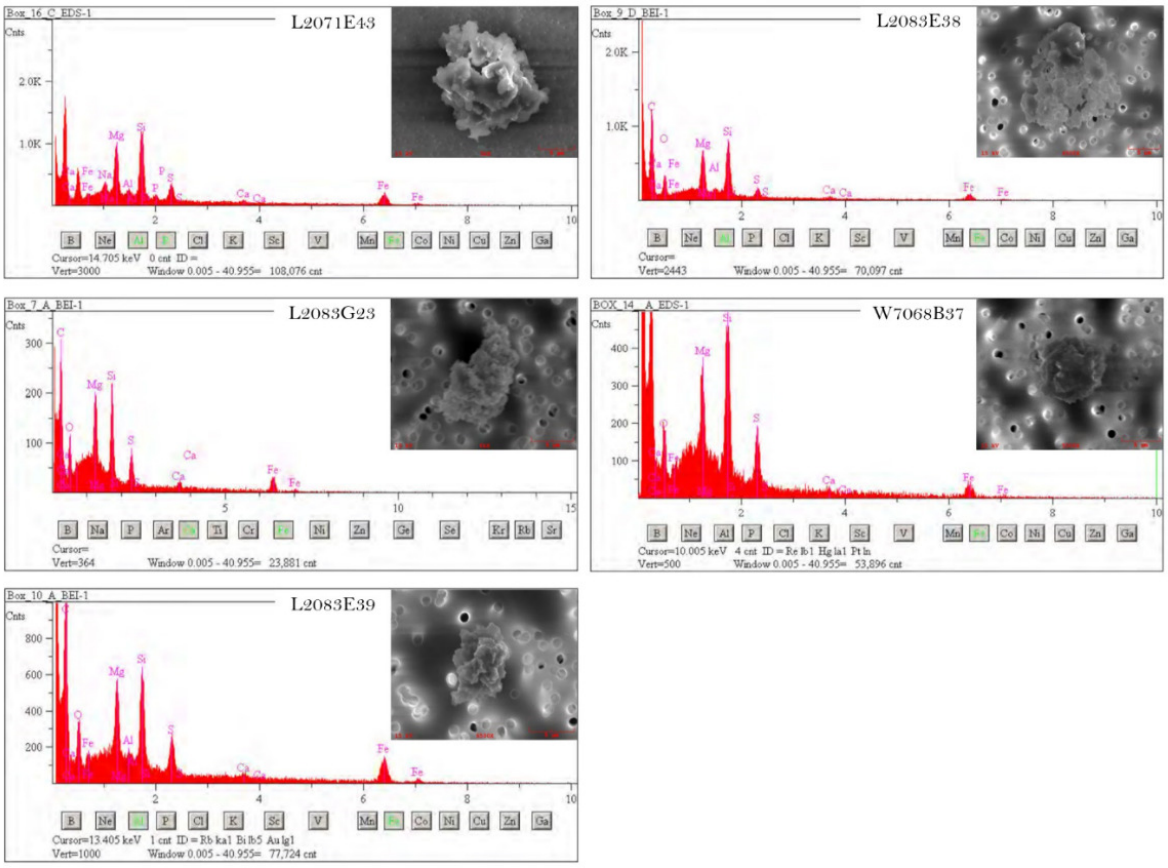


FIGURE 4.3 – Images MEB et spectres EDX fournis par la NASA des particules stratosphériques analysées durant ma thèse.

4.1.2 Préparation des IDPs et séquence d'analyses

Durant ma thèse j'ai réalisé une étude multi-longueur d'onde sur les IDPs. Les analyses ont été réalisées dans un ordre précis qui est imposé par les différents types de préparation des IDPs. La chaîne d'analyses comporte trois mesures : la micro-spectroscopie de réflectance Vis-NIR, la micro-spectroscopie IR et la micro-spectroscopie Raman.

Mesure de réflectance Vis-NIR

Cette technique a l'avantage de ne nécessiter aucune préparation particulière de l'IDP. Elle s'effectue directement sur la lame de verre sur laquelle l'IDP a été envoyé par la NASA. Il s'agit donc d'une technique totalement non destructive pour l'échantillon aussi bien d'un point de vue structurel que chimique.

Mesures infrarouges

Les mesures IR effectuées couvrent une gamme relativement étendue de longueur d'onde et s'étend du proche infrarouge à l'infrarouge lointain ($[2,5-50]\,\mu m$ ou $[4000-200]\,cm^{-1}$).

Dans cette gamme de longueurs d'ondes, des processus de diffusion complexes peuvent

rendre le résultat de la mesure difficile à interpréter (Bohren & Huffman, 1983). Pour éliminer ou diminuer ces phénomènes de diffusion il est possible d'écraser l'échantillon pour réduire de façon considérable son épaisseur et obtenir un échantillon dont la structure est alors submicrométrique et donc inférieure à la longueur d'onde (Raynal et al., 2000). Plusieurs méthodes ont été proposées pour écraser les IDPs de manière efficace. Raynal et al. (2000) ont écrasé les IDPs entre deux fenêtres de verre avant de les transférer sur une fenêtre en KBr permettant l'analyse en IR. Plus tard, Grossemy et al. (2008) ont utilisé des fenêtres de diamant pour écraser les IDPs. Ce matériau a l'avantage d'être très dur (dureté de Knoop = 7000 contre 7 pour le KBr), il permet par ailleurs les mesures IR sur une grande gamme de nombre d'onde (domaine de transparence du diamant en IR : $[40000 - 100]$). Cette technique de préparation est depuis couramment utilisée pour l'étude des IDPs (Brunetto et al., 2011 ; Merouane et al., 2014), de météorites (Merouane et al., 2012) mais aussi de micrométéorites antarctiques (Dartois et al., 2013, 2018). J'ai donc choisi cette technique pour l'analyse des IDPs en utilisant des fenêtres de diamant synthétique de $2,1\,mm$ de diamètre et de $1\,mm$ d'épaisseur montées dans une cellule commerciale *Diamond EX'Press* dont une photo est présentée sur la Figure 4.4.

FIGURE 4.4 – Photo prise d'une cellule diamant après écrasement d'IDPs en salle blanche ISO 7.

Pour écraser l'IDP il est nécessaire dans un premier temps de le transférer de son support initial sur la fenêtre diamant. Cette étape est effectuée sous une loupe binoculaire dans une salle blanche ISO 7. Le grain est prélevé de sa lame de verre initiale à l'aide d'un pinceau auquel il ne reste qu'un seul poil. En raison de l'éclatement possible des grains pendant l'écrasement, pas plus de trois IDPs sont écrasés sur une même fenêtre diamant. Une fois que l'écrasement des IDPs est terminé la cellule est ouverte, l'IDP écrasé peut se retrouver sur une seule face ou être partagé entre les deux faces de la cellule diamant. Dans ce dernier cas, les morceaux des deux faces sont analysés. La Figure 4.5 présente une vue de profil simplifiée de la cellule diamant à différentes étapes de préparation et d'analyse d'un IDP. Une fois écrasés il est très difficile de récupérer les IDPs, ils sont alors conservés dans leurs cellules, d'autres analyses peuvent être réalisées dessus à plus long terme.

Ce type de préparation n'est cependant pas sans conséquence pour l'échantillon. Bien que l'IDP reste intact chimiquement (aucun changement dans la composition de l'échantillon n'est à déplorer avec cette préparation) sa structure 3D, quant à elle, est totalement

perdue. La Figure 4.6 montre la comparaison entre une image MEB avant écrasement et une image optique obtenue après écrasement pour trois IDPs. De même les assemblages chimiques entre les différents éléments peuvent être perdus à certaines échelles même si certaines études montrent que les assemblages sont gardés à des échelles inférieures à 3 μm (Brunetto et al., 2011). Il s'agit donc de la deuxième technique pratiquée sur les IDPs dans notre chaîne d'analyses.

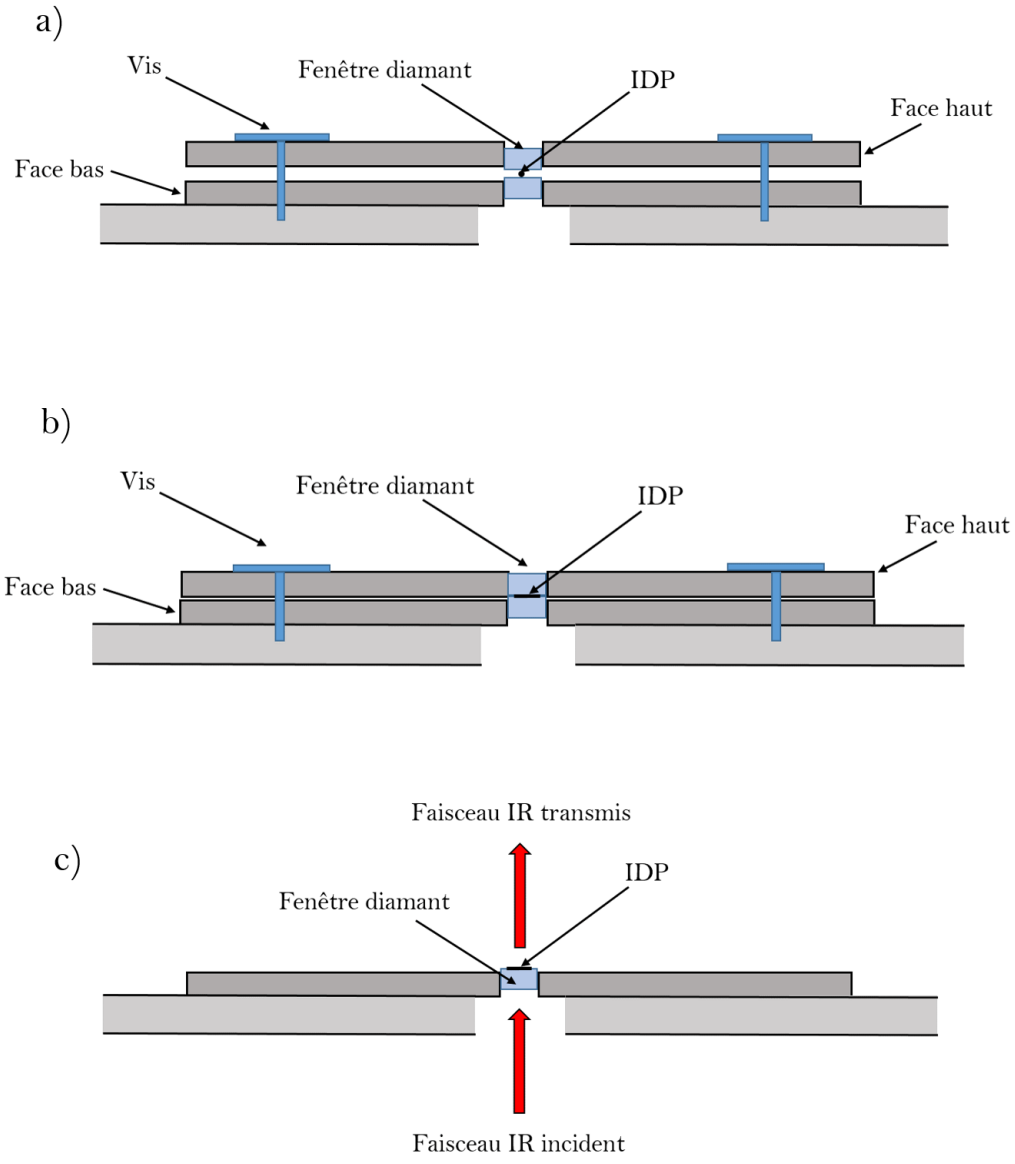


FIGURE 4.5 – Schéma simplifié représentant une vue de profil de la cellule diamant utilisée pour écraser et analyser les IDPs aux différentes étapes : a) préparation de l'écrasement de l'IDP. b) écrasement de l'IDP entre les deux diamants. c) analyse en spectroscopie IR en transmission de l'IDP écrasé.

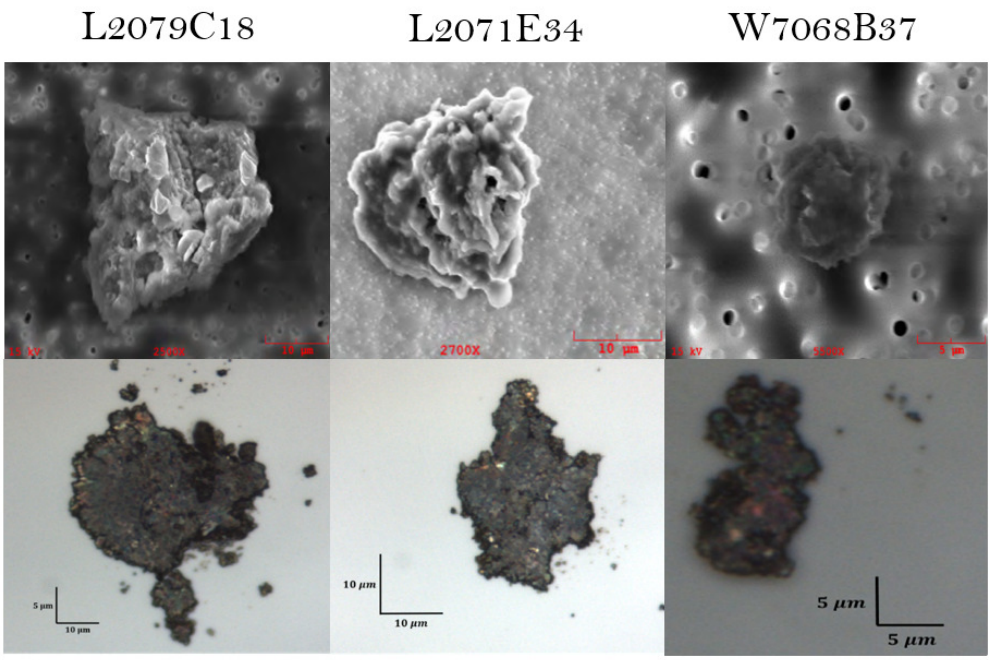


FIGURE 4.6 – Images MEB des IDPs L2079C18, L2071E34 et W7068B37 avant écrasement (panel du haut) et images optiques des mêmes IDPs après écrasement (panel du bas).

Mesures Raman

La micro-spectroscopie Raman quant à elle est une technique d'analyse de surface. Elle peut donc être réalisée avant ou après écrasement des IDPs. Cependant cette technique utilise une radiation laser et celle-ci, même si la puissance est assez faible ($< 0,1\,mW$) pour être non destructive pour l'échantillon (Brunetto et al., 2011), pourrait altérer chimiquement celui-ci. Il s'agit donc de la dernière technique utilisée sur l'échantillon dans notre chaîne d'analyses.

Résumé des mesures réalisées sur les IDPs

Tous les IDPs (cf table 4.2) ont été analysés en micro-spectroscopie de réflectance Vis-NIR. Malgré le nettoyage réalisé par la NASA de l'huile de silicone les IDPs L2079 E29 et W7068 C45 présentaient un résidu important d'huile de silicone (visible sous la bino). Nous avons tenté un nettoyage à l'hexane supplémentaire, réalisé avant le transfert mais ces IDPs se sont retrouvés de plus en plus englués dans l'huile de silicone et leur transfert sur fenêtre diamant n'a pas pu être réalisé. Les IDPs L2076 C29 et L2083 E38 ont été perdus pendant le transfert. L'IDP W7068 C2 a, quant à lui, été rendu à la NASA après la mesure de réflectance Vis-NIR.

Particule	Mesure Vis-NIR	Mesure IR	Mesure Raman
L2079C18	Oui	Oui	Oui
L2079E29	Oui	Non	Non
W7068C40	Oui	Oui	Oui
W7068B18	Oui	Oui	Oui
L2071E34	Oui	Oui	Oui
W7068C2	Oui	Non	Non
W7068B20	Oui	Non	Non
L2076C29	Oui	Non	Non
L2079D12	Oui	Oui	Oui
W7068C45	Oui	Non	Non
L2071E43	Oui	Oui	Oui
L2083E38	Oui	Non	Non
L2083G23	Oui	Oui	Oui
W7068B37	Oui	Oui	Oui
L2083E39	Oui	Oui	Oui

TABLE 4.3 – Résumé des mesures réalisées sur les IDPs que j'ai analysés durant ma thèse.

4.2 Les minéraux et les météorites

Pour compléter les analyses réalisées sur les IDPs j'ai également travaillé avec des météorites de différentes classes disponibles au laboratoire et deux types de silicates retrouvés en grande quantité dans les matériaux extraterrestres, l'olivine et le pyroxène.

4.2.1 Caractéristiques générales

Météorite Tagish-Lake

Tagish-Lake (TL) est une chondrite carbonée C2 non classée proche des chondrites carbonées CI ou CM (Grady et al., 2002 ; Zolensky et al., 2002). Elle possède une haute teneur en carbone de l'ordre de $5,5\,\%$ en masse (Grady et al., 2002). Cette météorite est caractérisée par la présence d'une grande quantité de phyllosilicates dans sa matrice (Zolensky et al., 2002). Elle possède des propriétés spectrales similaires avec les astéroïdes de type P et D (Hiroi et al., 2001).

Météorite Dar al Gani 684

Dar al Gani 684 (DAG 684) est une Eucrite de la famille des Howardite-Eucrite-Diogénite (HED) qui seraient des météorites en provenance de l'astéroïde Vesta (McCord et al., 1970). Les Eucrites sont des météorites différenciées avec une minéralogie dominée par les plagioclases et les pyroxènes (Duke & Silver, 1967).

Météorite Gilgoin

Gilgoin est une chondrite ordinaire H5 (Urey & Craig, 1953). Les chondrites ordinaires ont une minéralogie dominée par un mélange d'olivines et de pyroxènes avec une quantité variable de Fe métallique (Sears & Dodd, 1988). Les chondrites ordinaires du groupe H pourraient être liés à de nombreux astéroïdes de type S (proches de la résonance 3 :1) de la ceinture principale (Gaffey et al., 1993 ; Vernazza et al., 2014), comme l'astéroïde Hebe (Gaffey & Gilbert, 1998).

Météorite Frontier Mountain 95002

Frontier Mountain 95002 (FRO 95002) est une chondrite carbonée CO3. Les chondrites carbonées CO contiennent une large fraction de chondres de petites tailles ($\sim 150\,\mu m$) riches en olivines porphyriques ($35-45\,vol.\%$; Rubin 1989). La majorité des chondrites carbonées CO ont une matrice dominée par l'olivine (Brearley & Jones, 1998) et certaines de ces météorites montrent des signes d'altération aqueuse (Keller & Buseck, 1990 ; Brearley 1993). La teneur moyenne en carbone de ces chondrites carbonées est de l'ordre de $\sim 0,6\,\%$ en masse (Pearson et al., 2006). Les chondrites CO pourraient être liées aux astéroïdes de type K et/ou à la famille d'Eos (Bell 1988 ; Clark et al, 2009 ; Greenwood et al., 2020).

Allende

Allende est une chondrite carbonée CV3. Les chondrites carbonées CV contiennent une large fraction de chondres millimétriques riches en olivine et pyroxène porphiriques. La matrice de ces météorites est dominée par l'olivine (Brearley & Jones, 1998). Certaines de ces météorites montrent également des signes d'altération aqueuse avec la présence de phyllosilicates (saponite et serpentine) dans la matrice (Keller & Buseck, 1990 ; Tomeoka & Buseck, 1990 ; Bonal et al., 2006). Allende a une teneur en carbone de l'ordre de $0,3\,\%$ en masse (Pearson et al., 2006). Les météorites de type CV pourraient provenir des mêmes astéroïdes que les météorites de type CO (Greenwood et al., 2020).

Murchison

Murchison est une chondrite carbonée CM2. Elle possède une large fraction de matrice $\sim 70\,\%$ et possède de nets signes d'altération aqueuse (Buseck & Hua, 1993). La teneur en carbone de cette météorite est de l'ordre de $\sim 2,7\,\%$ en masse (Pearson et al., 2006). Les météorites de type CM sont liées aux astéroïdes de type Ch et Cgh et plus généralement au complexe C (Vilas & Gaffey, 1989 ; Vernazza et al., 2015).

Olivine San Carlos

L'olivine que nous avons à notre disposition est une olivine de San Carlos qui est collectée dans la réserve San Carlos en Arizona (https ://www.geoforward.com/san-carlos-olivine-peridot-minerals/). Cette olivine est couramment utilisée dans les laboratoires et possède une composition majoritairement de type Forstérite avec un rapport moyen $Fo = \frac{\mathrm{Mg}}{\mathrm{Mg+Fe}} \sim 0.9$. Pour vérifier que l'échantillon correspond bien à une valeur de Fo de l'olivine San Carlos j'ai réalisé une mesure en micro-spectroscopie Raman qui permet de remonter à la valeur du Fo grâce aux positions de pics (Kuebler et al., 2006). Le résultat de la mesure

est montré sur la Figure 4.7.a. La comparaison avec la valeur de FO est montrée sur le panel b. On voit donc bien que l'échantillon possède un Fo situé autour de $0,9$.

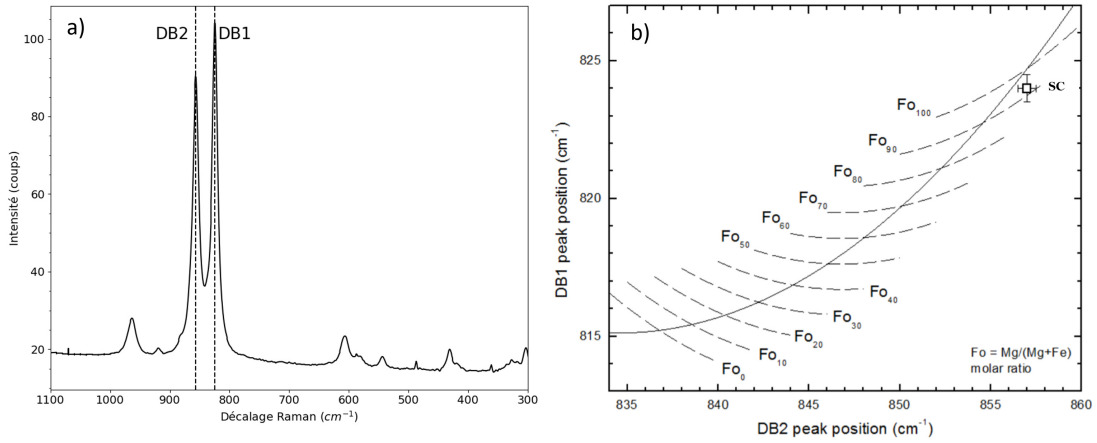


FIGURE 4.7 – A gauche : Spectre Raman de l'olivine San Carlos permettant de trouver le Fo qui lui correspond. A droite : Position des deux bandes de l'olivine utilisée dans le diagramme de Kuebler et al. (2006).

Pyroxène

Le pyroxène que nous avons à disposition au laboratoire a été analysé en micro-spectroscopie Raman et en MEB pour contraindre sa composition. Le spectre Raman est présenté sur la Figure 4.8a. La position des différents pics sont des indicateurs de la composition du pyroxène (Huang et al., 2000). Cette mesure nous permet de dire que le pyroxène a une composition Enstatite/Ferrosilite comprise entre 90/10 et 70/30. La mesure MEB (Figure 4.8.b) quant à elle est plus précise et indique un rapport $\frac{\text{Mg}}{\text{Mg+Fe}} \sim 0.71$ avec très peu de calcium. Cela indique donc un pyroxène de composition Enstatite/Ferrosilite de 70/30.

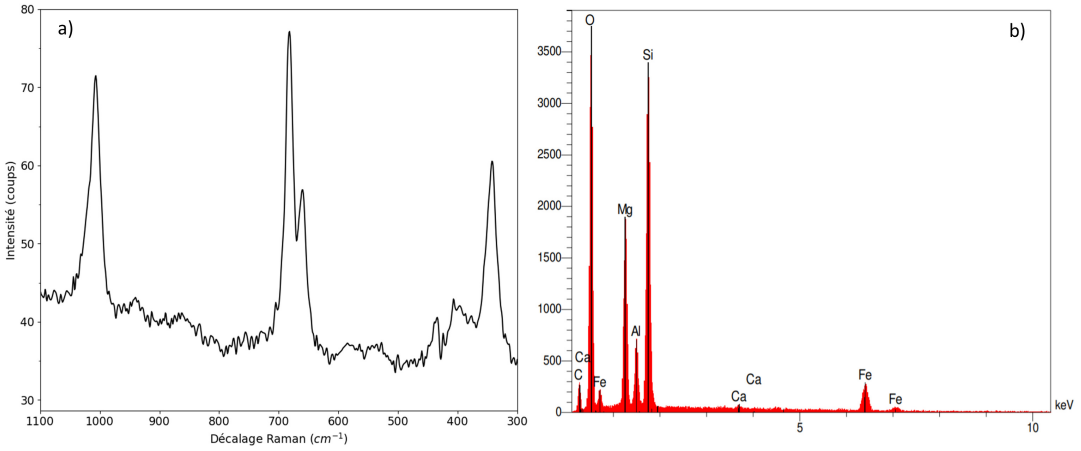


FIGURE 4.8 – A gauche spectre Raman du pyroxène utilisé. A droite identification de ses éléments grâce à une analyse MEB.

4.2.2 Préparation des minéraux et météorites et analyses

Ces échantillons ont été broyés dans un mortier (sans sélection de tailles de grains) et se présentent donc sous forme de poudre.

Mesure de réflectance Vis-NIR

La spectroscopie de réflectrance Vis-NIR peut se faire à différentes échelles : millimétrique ou micrométrique ($\sim \mu m$). Pour cela, les échantillons de météorites et de minéraux peuvent être préparés sous deux formes. Pour analyser un seul grain, il est possible d'isoler un seul grain sur une lame de verre que je peux ensuite analyser comme un IDP. Pour analyser une surface macroscopique de l'échantillon et obtenir une comparaison possible avec les études de réflectance réalisées sur les météorites par d'autres groupes je prépare les poudres de manière à simuler un régolithe. La préparation est analogue à celle de Beck et al. (2012), elle consiste à déposer la poudre à analyser au centre d'une rondelle métallique (d'épaisseur $\sim 1-2\,mm$ et de diamètre $\sim 3\,mm$), préalablement déposée sur une lame de verre. La surface est ensuite lissée sans être tassée en retirant l'excédant à l'aide d'une spatule métallique. Cette surface épaisse de $\sim 3\,mm$ de diamètre peut ainsi être utilisée pour faire des mesures de réflectance à grande et petite échelle.

Mesures IR et Raman

Pour que les mesures IR soient comparables à celles réalisées sur les IDPs la préparation est la même que pour ces derniers. Les grains sont isolés puis transférés sur une cellule diamant avant d'être écrasés et analysés. Pour éviter toute contamination des IDPs, les grains de météorites et de minéraux sont déposés sur des cellules en diamant qui leur sont dédiées. La micro-spectroscopie Raman est réalisée également en bout de chaîne d'analyse sur les grains écrasés sur cellule diamant dans les mêmes conditions que pour les IDPs.

Chapitre 5

Résultats des mesures de réflectance Vis-NIR

« Si vous voulez faire une tarte aux pommes
à partir de rien, il vous
faudra d'abord créer l'univers »
Carl Sagan

Sommaire

5.1 Mesures d'étalonnage 99
5.1.1 Les minéraux 100
5.1.2 Les météorites 102
5.2 La mesure sur grain individuel 104
5.3 Incertitude sur la mesure 107
5.3.1 Incertitude sur le niveau de réflectance 107
5.3.2 Incertitude sur les pentes 112
5.4 Variation de dark 113
5.5 La lame de verre et l'huile de silicone 117
5.6 Protocole de mesure 119
5.7 Spectres de réflectance Vis-NIR d'IDPs 119
5.7.1 Pentes spectrales 122
5.7.2 Niveaux de réflectance 125
5.7.3 Lien entre pente spectrale et niveau de réflectance 127
5.7.4 Les bandes d'absorption 128

5.1 Mesures d'étalonnage

Avant de passer aux mesures sur IDPs et pour vérifier qu'un spot de taille micrométrique permet de retrouver les caractéristiques spectrales d'un échantillon dans la gamme $[0.45 - 1.0]$ μm, j'ai utilisé différents échantillons (minéraux, météorites) dont les spectres de réflectance sont bien connus et possèdent des caractéristiques spectrales (bandes, pentes) très bien marquées dans cette gamme de longueur d'onde. Pour la mesure aux échelles micrométriques j'utilise un spot de collecte de $12\,\mu m$ de diamètre (correspondant

à une taille intermédiaire pour les mesures sur IDPs). Après avoir préparé les échantillons, comme décrit dans le chapitre précédent (voir section 4.1), je réalise au préalable des mesures de réflectance à des échelles macroscopiques afin de contraindre leurs caractéristiques spectrales.

Avant de montrer et discuter les résultats de ces mesures, il faut rappeler que, à part les minéraux, tous les échantillons de météorites présentent des hétérogénéités de composition à des échelles spatiales pouvant être supérieures à la dimension du spot de collecte micrométrique.

Un spot de collecte macroscopique permet de sonder en une seule fois une grande surface et donc d'obtenir un spectre moyen en intégrant les hétérogénéités de composition, contrairement à un spot micrométrique qui, quant à lui, va sonder les hétérogénéités de composition. Un autre aspect à considérer est celui de l'orientation des grains, puisqu'un spot macroscopique donne encore une fois une moyenne sur un grand nombre d'orientations (les grains sont orientés aléatoirement les uns par rapport aux autres), ainsi un éclairage unidirectionnel suffit à obtenir le spectre global d'une surface. Le spot de collecte micrométrique quant à lui sonde les différentes orientations des grains par rapport à la lumière incidente.

Ainsi pour tenir compte de ces différentes hétérogénéités rencontrées lors de la mesure micrométrique, je mesure plusieurs spectres à différents endroits à la surface de l'échantillon en choisissant aléatoirement la position du spot de collecte. La mise au point est donc faite au début de la mesure puis le spot de collecte est déplacé au hasard sur la surface entre chaque acquisition. L'ensemble de ces spectres est ensuite moyenné et comparé à la mesure macroscopique.

5.1.1 Les minéraux

L'olivine et le pyroxène sont les principaux minéraux anhydres contenus dans les CP-IDPs. Ils sont également retrouvés dans la plupart de la matière extraterrestre et sont très bien étudiés dans la littérature. L'olivine et le pyroxène possèdent une bande d'absorption dans la gamme de longueurs d'onde qui nous intéresse ici. Cette bande est due dans les deux cas à des transitions électroniques du Fe^{2+}. Celle de l'olivine est constituée de trois bandes autour de $0,6\,\mu m$, $0,8\,\mu m$ et $1,05\,\mu m$. La bande du pyroxène se trouve autour de $0,9\,\mu m$ et est bien retrouvée sur la Figure 5.1 (Sunshine et al., 1990).

La figure 5.1 montre la comparaison entre le spectre macroscopique et les 30 spectres individuels pris avec le spot micrométrique sur les poudres d'olivine (gauche) et de pyroxène (droite).

Dans les deux cas tous les spectres individuels montrent les mêmes signatures observées dans le spectre macroscopique, ce qui indique que la poudre de ces deux minéraux est assez homogène en composition. Il y a cependant dans les deux cas une dispersion des spectres individuels autour du spectre macroscopique ce qui peut être dû à la fois à l'orientation des grains et à la différence de hauteur des grains à la surface.

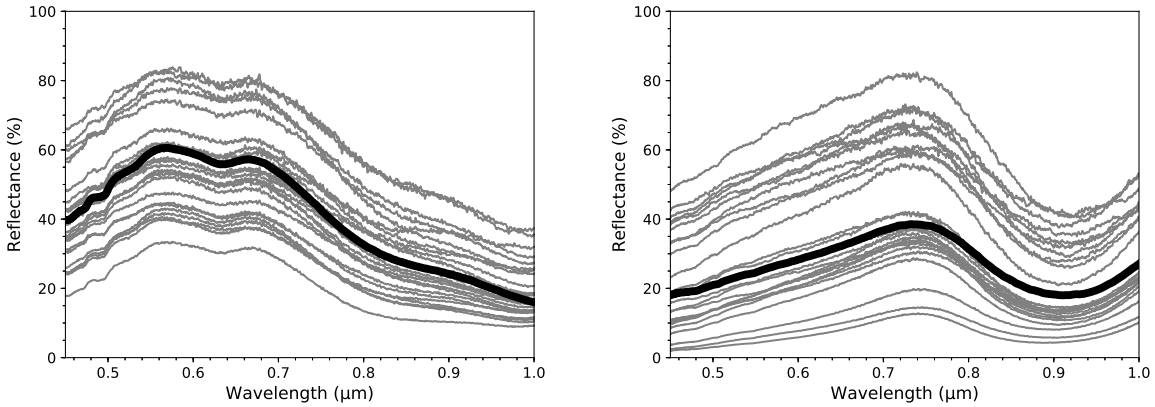


FIGURE 5.1 – Comparaison des spectres individuels (gris) obtenus sur l'échantillon avec un spot micrométrique et du spectre macroscopique (noir) pris sur la même surface, à gauche pour l'olivine et à droite pour le pyroxène.

Ainsi pour prendre en compte les hétérogénéités de composition et d'orientation il est nécessaire de moyenner les différents spectres individuels (Figure 5.2 et 5.3). Cela permet donc de retrouver la forme global du spectre de réflectance. Cependant il est compliqué de retrouver le bon niveau de réflectance comme discuté précédemment (voir section 3.2.5). Pour une meilleure comparaison des spectres j'ai donc normalisé la réflectance à $0,55\,\mu m$ (Figures 5.2 et 5.3).

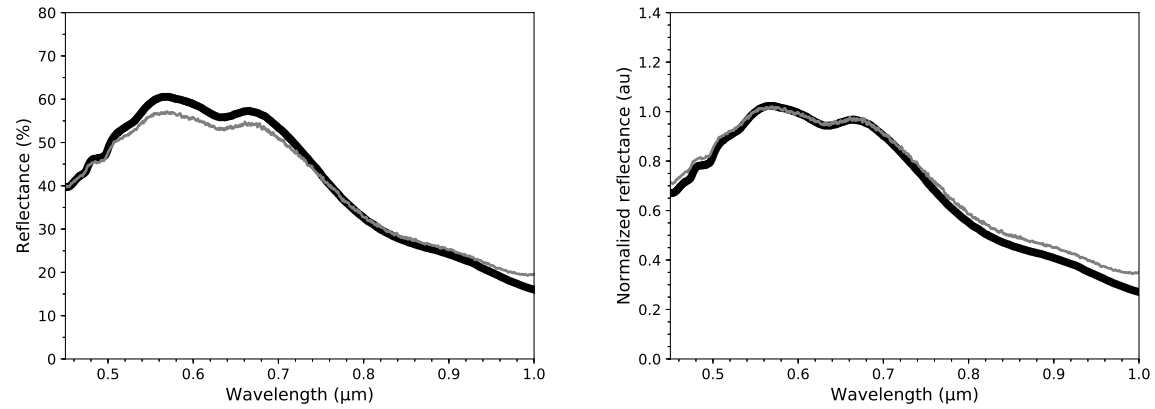


FIGURE 5.2 – A gauche : Comparaison de la moyenne des spectres individuels (gris) obtenus sur la poudre d'olivine avec un spot micrométrique et avec un spot macroscopique pris sur la même surface (noir). A droite : Même comparaison après normalisation des spectres à $0,55\,\mu m$.

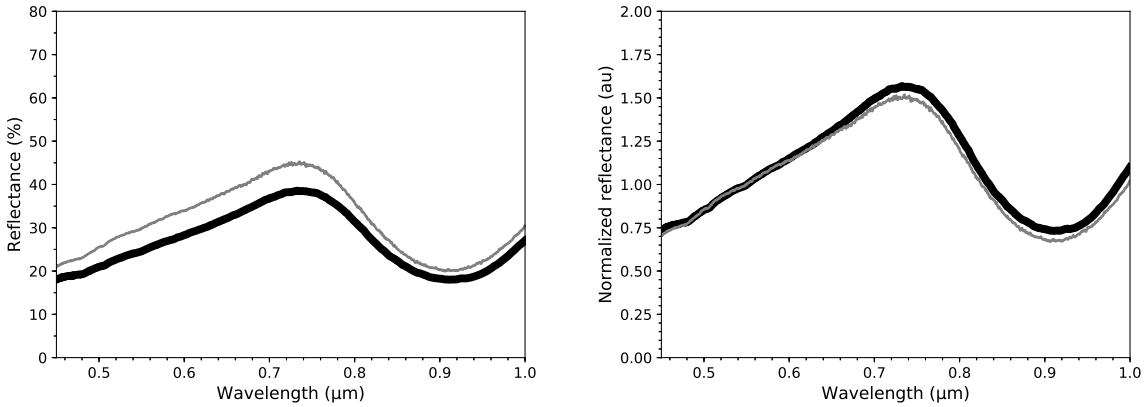


FIGURE 5.3 – A gauche : Comparaison de la moyenne des spectres individuels (gris) obtenus sur la poudre de pyroxène avec un spot micrométrique et avec un spot macroscopique pris sur la même surface (noir). A droite : Même comparaison après normalisation des spectres à $0,55\,\mu m$.

Ces figures montrent d'une part qu'avec un spot micrométrique de l'ordre de grandeur de la taille des grains il est possible de faire apparaître les bandes d'absorption mais aussi que le fait de faire une moyenne des spectres obtenus sur des grains individuels permet de reproduire la signature globale de la surface.

5.1.2 Les météorites

J'ai choisi de faire mes mesures sur quatre météorites de différents types possédant différentes signatures et différents niveaux de réflectance :

- **Dar Al Gani 684 (DAG684)** possède un niveau de réflectance assez élevé $\sim 31\,\%$ (à $0,55\,\mu m$ avec notre montage) et une bande d'absorption très marquée autour de $0,9\,\mu m$ due aux silicates qui la composent.

- **Gilgoin** possède aussi un niveau de réflectance de $\sim 7,2\,\%$ (à $0,55\,\mu m$ avec notre montage) et une bande d'absorption un peu moins marquée que **DAG684** mais toujours autour de $0,9\,\mu m$ due aux silicates qui la composent.

- **Frontier Mountain 95002 (FRO95002)** possède un niveau de réflectance de $\sim 15\,\%$ (à $0,55\,\mu m$ avec notre montage) et des bandes d'absorption beaucoup moins marquées.

- **Allende** contient une fraction importante de carbone et un niveau de réflectance de $\sim 8,1\,\%$ (à $0,55\,\mu m$ avec notre montage) et son spectre présente des bandes très peu marquées sur la plage de longueurs d'onde qui nous intéresse ici.

Les résultats sont présentés sur la Figure 5.4. Les spectres macroscopiques sont comparables à ceux de la littérature (par exemple, Beck et al., 2012). Pour une meilleure comparaison de la forme spectrale les spectres obtenus après moyenne ont été également normalisés à $0,55\,\mu m$. Comme les météorites sont hétérogènes en composition les spectres individuels ne diffèrent plus seulement en terme de niveau de réflectance comme pour les minéraux, mais également au niveau de la forme spectrale.

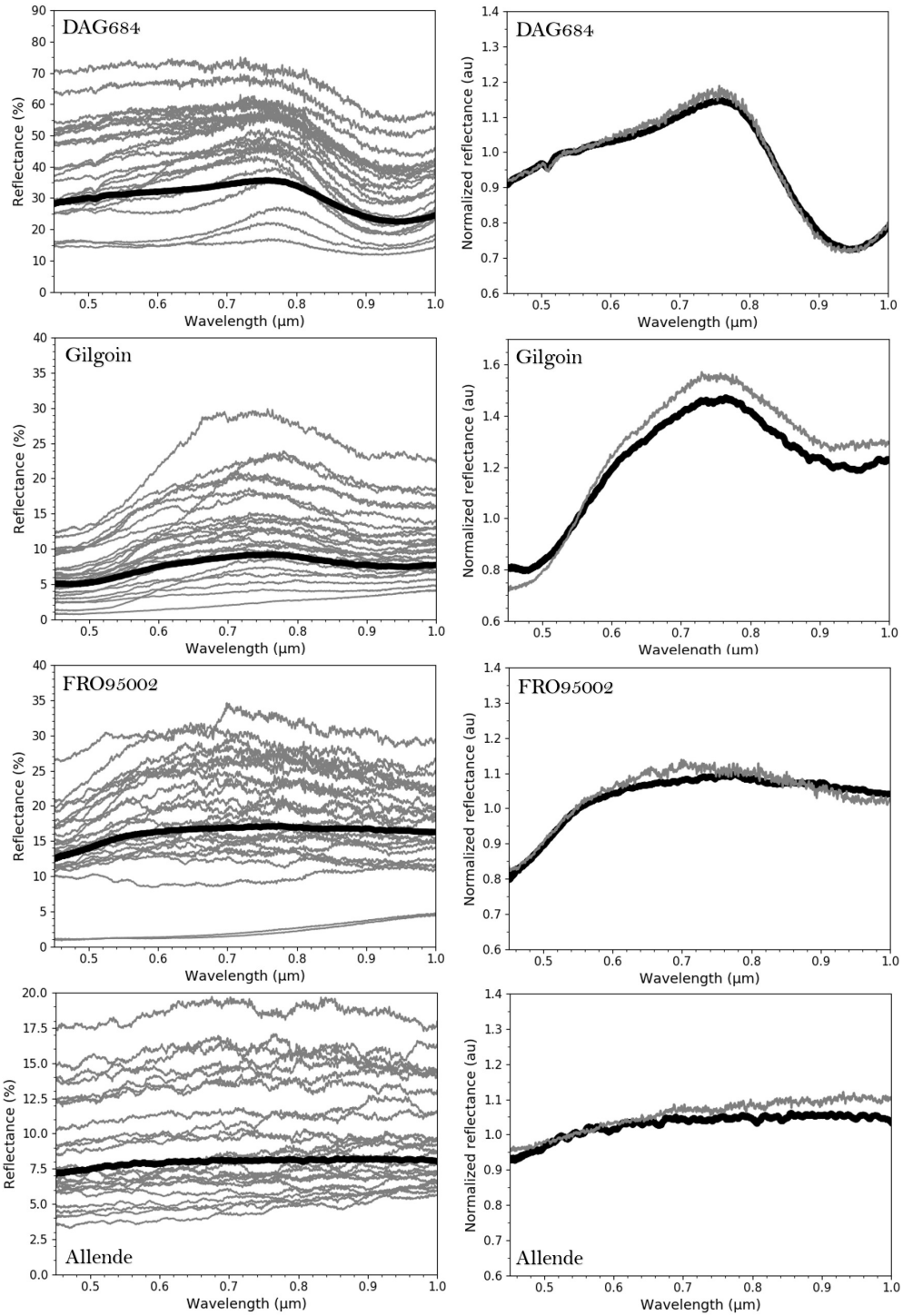


FIGURE 5.4 – A gauche : Comparaison des spectres individuels (gris) obtenus sur la météorite DAG684, Gilgoin, FRO95002 et Allende avec un spot micrométrique et un spectre (noir) obtenu sur la même surface avec un spot macroscopique. A droite : Comparaison de la moyenne des spectres individuels (gris) et du spectre macroscopique (noir) normalisés à $0,55\,\mu m$ pour la météorite DAG684, Gilgoin, FRO95002 et Allende.

Ces spectres montrent donc que le fait de faire des moyennes avec un spot micrométrique sur un échantillon permet de retrouver les signatures caractéristiques de celui-ci même quand l'échantillon est hétérogène en composition.

5.2 La mesure sur grain individuel

La mesure de réflectance que je cherche à réaliser est celle d'un grain micrométrique isolé. Or un grain est hétérogène au niveau de sa composition à petite échelle mais aussi au niveau de sa structure. Il va donc présenter de nombreuses facettes qui, même si elles sont à des échelles micrométriques voir nanométriques, vont réfléchir la lumière de différentes façons suivant leur composition et leur orientation par rapport à la lumière incidente. Pour obtenir le spectre "global" de réflectance du grain il va donc falloir tenir compte de l'ensemble (ou de la quasi totalité) de son hétérogénéité de composition et donc de la quasi totalité de sa surface ainsi que des différentes orientations du grain par rapport à la lumière incidente. Pour mettre en place un protocole de mesure de réflectance permettant d'obtenir le spectre de réflectance d'un grain micrométrique isolé j'ai réalisé différents tests sur un grain d'environ 30 μm de la météorite DAG684 (Figure 5.5).

Pour tenir compte des différentes orientations du grain par rapport à la lumière incidente la façon la plus simple de le faire serait d'éclairer le grain avec un éclairage annulaire couvrant ainsi l'ensemble du cercle trigonométrique (Bradley et al., 1996). Ainsi, peu importe l'orientation du grain dans le plan, le spectre resterait le même puisque toutes ces facettes seraient éclairées de la même façon en permanence. Mais ici, à cause de certaines contraintes mécaniques sur notre macroscope, l'éclairage du grain se fait avec une fibre de 1000 μm de diamètre (df) et d'un seul côté du grain (voir Figure 5.6), ce qui fait qu'avec une seule acquisition il est impossible de tenir compte de l'ensemble des orientations du grain.

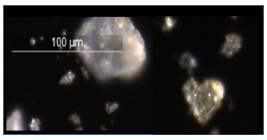


FIGURE 5.5 – Image prise avec le macroscope du grain de 30 μm de la météorite DAG684.

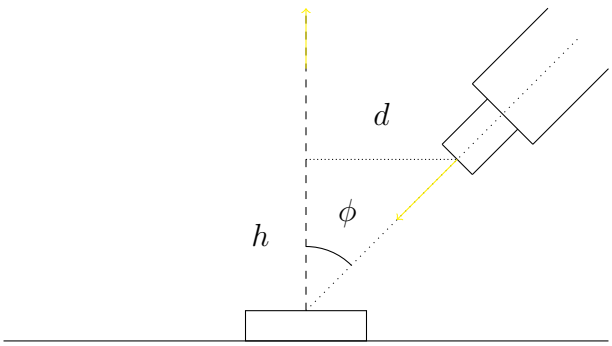


FIGURE 5.6 – Schéma représentant l'éclairage par la fibre d'un grain vu en coupe.

Ainsi lorsque l'on tourne celui-ci dans le plan de la platine du macroscope (différents angles d'azimut), le spectre de réflectance change (niveaux de réflectances et pentes spectrales), voir Figure 5.7. Pour les IDPs les bandes d'absorptions peuvent également changer d'une orientation à une autre, ces effets seront discutés dans la suite.

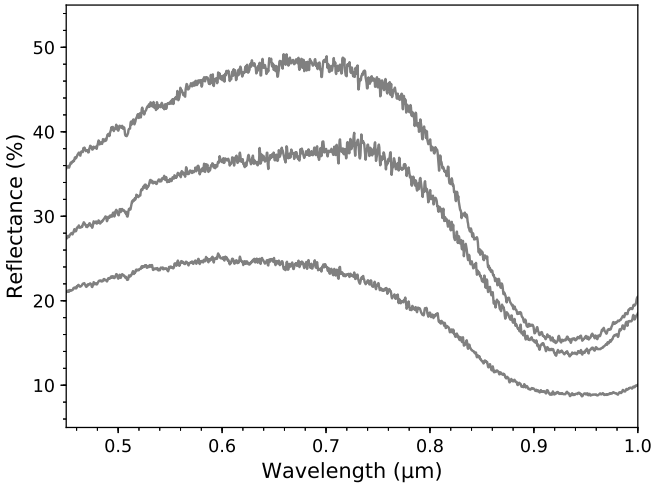


FIGURE 5.7 – Comparaison de trois spectres pris sur le grain isolé de la météorite DAG684 avec trois orientations différentes par rapport à la fibre incidente.

Il est donc nécessaire de faire tourner le grain sur l'axe de la collecte pour changer la face exposée à la lumière incidente, en d'autres termes d'effectuer des acquisitions à différents angles azimutaux. Mais combien de rotations sont nécessaires pour obtenir le spectre de réflectance du grain (et donc de quel angle faut il le faire tourner entre chaque mesure) ?

Pour répondre à cette question il est facile de considérer le problème inverse : "Combien de fibres faut il pour éclairer le grain à 360° avec la configuration d'éclairage utilisée ici ?"

En effet pour obtenir un éclairage annulaire il suffirait d'accoler des fibres émettrices sur un cercle centré sur le grain (considéré ici comme ponctuelle car de taille micrométrique) dont le rayon correspondrait à la distance entre le grain et la projection de la fibre sur le plan de la lame de microscope que j'appellerai d. Connaissant alors la distance d et le diamètre de la fibre on peut estimer l'angle ($d\theta$) sous lequel le grain est éclairé selon les rayons du cercle qui le lient à la fibre émettrice (voir Figure 5.8)

$$d\theta = \frac{df}{d}$$

Ainsi le nombre de rotations à effectuer est simplement donné par

$$N = 2\pi \times \frac{d}{df}$$

Avec $df = 1\,mm$, et d qui dépend de l'angle de phase avec lequel la mesure est réalisée. Pour un angle de phase de 45°, on a $d \approx 3\,mm$ et donc $N \approx 19$. Il faut donc faire environ

19 rotations de $\sim 19°$ pour obtenir le spectre de réflectance du grain en tenant compte de toutes ses orientations par rapport à la lumière incidente pour un angle de phase de 45°.

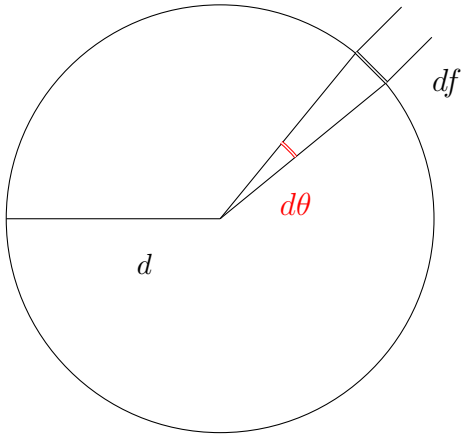


FIGURE 5.8 – Schéma représentant le cercle d'éclairage autour du grain et la fibre d'éclairage de diamètre *df*. Le grain étant micrométrique il est considéré comme ponctuel devant les autres grandeurs du problème.

Ainsi avec la configuration d'éclairage utilisée il est nécessaire de faire au moins une vingtaine de rotations pour obtenir le spectre d'un grain isolé. En dessous de ces vingt rotations toute l'information spectrale du grain n'est pas prise en compte. Pour tester ce protocole de mesure j'ai alors réalisé le spectre du grain de la météorite DAG684 avec 4, 8, 20 et 40 rotations (Figure 5.9a). On remarque bien que le spectre de réflectance du grain a convergé à partir de 20 rotations. Il n'est donc pas nécessaire d'aller au delà de 20 rotations.

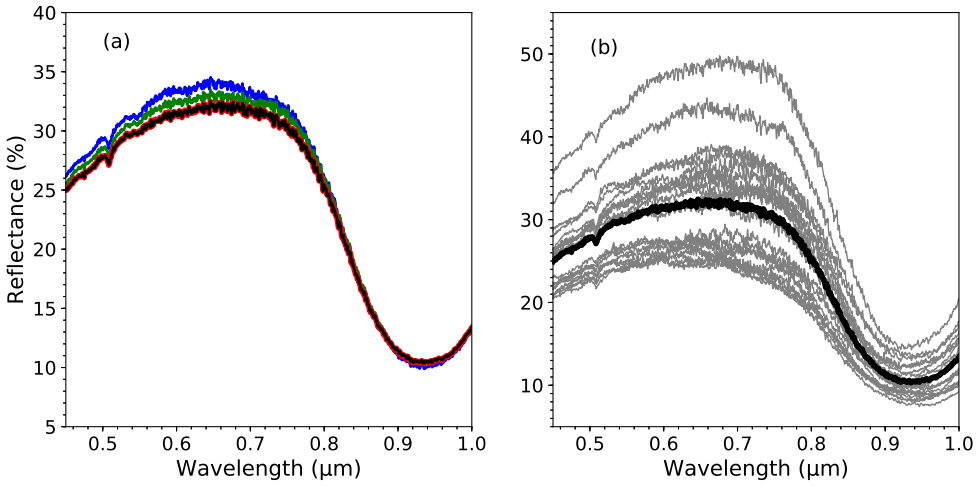


FIGURE 5.9 – (a) Comparaison des spectres de réflectance obtenus sur le grain de DAG684 avec 4 (bleu), 8 (vert), 20 (rouge) et 40 (noir) rotations. (b) Comparaison entre les 20 spectres individuels (gris) et le spectre moyenné (noir).

Il est possible d'évaluer la dispersion en réflectance des spectres individuels à un angle de rotation φ autour du spectre moyenné sur les 20 rotations. En effet les spectres peuvent être plus ou moins éloignés de la moyenne suivant la partie sondée du grain, et ainsi cette dispersion pourrait être affectée par l'état de surface et l'hétérogénéité de composition du grain. Pour illustrer cette dispersion, la comparaison entre les 20 spectres individuels avec le spectre moyenné du grain de DAG684 est présentée en Figure 5.9b. Pour évaluer la dispersion en réflectance d'un spectre pris à un angle φ (spectre φ) par rapport au spectre obtenu en moyennant l'ensemble des 20 rotations j'utilise le paramètre suivant :

$$\Delta_{\varphi}(\%) = \frac{\sum_{\lambda} |r_{\varphi,\lambda} - R_{\lambda}|}{N} \tag{5.1}$$

Avec $r_{\varphi,\lambda}$ la réflectance du spectre à l'angle φ à la longueur d'onde λ, R_{λ} la réflectance du spectre moyenné à la longueur d'onde λ et N le nombre de points contenus dans le spectre. Cette quantité est donc moyennée sur l'ensemble de la gamme spectrale et contient donc les changements en termes de réflectance et ne permet donc pas d'évaluer les changements de forme spectrale. Pour évaluer seulement le changement de la forme d'un spectre φ par rapport au spectre moyenné, je calcule la même quantité mais après avoir normalisé les spectres à $0,55\,\mu m$ et après avoir divisé le spectre φ par le spectre moyenné.

$$\Delta_{\varphi}^{norm} = \frac{\sum_{\lambda} \left| \frac{r_{\varphi,\lambda}^{norm}}{R_{\lambda}^{norm}} - 1 \right|}{N} \tag{5.2}$$

Avec $r_{\varphi,\lambda}^{norm}$ la réflectance à la longueur d'onde λ du spectre φ normalisé et R_{λ}^{norm} la réflectance à la longueur d'onde λ du spectre moyen normalisé. Pour le grain de DAG j'obtiens $\Delta = 3.9 \pm 0.5\,\%$ et $\Delta^{norm} = 0.0462 \pm 0.0003$ (moyenne pour les 20 valeurs de φ). Ainsi pour cette particule, la dispersion en terme de réflectance est importante mais les spectres pris aux différentes valeurs de φ possèdent des formes spectrales proches de la forme du spectre moyenné, ce qui semble suggérer que la chimie du grain est assez uniforme en surface.

Avant de mettre en place un protocole de mesures il a été nécessaire de déterminer les sources possibles d'incertitudes pouvant affecter le résultat de la mesure.

5.3 Incertitude sur la mesure

5.3.1 Incertitude sur le niveau de réflectance

Plusieurs sources d'incertitudes sont à considérer dans cette mesure. A commencer par le Spectralon qui possède une échelle d'hétérogénéité supérieure à la dizaine de micron (la surface du Spectralon présente à des échelles comparables à celle du spot de collecte des points plus ou moins brillants) voir photo en Figure 5.10. Donc le spot de collecte ne "voit" pas la surface du Spectralon dans son ensemble et la réponse spectrale du Spectralon peut varier d'un point à un autre et donc ne correspondant pas à la réponse spectrale moyenne du Spectralon obtenue avec un spot macroscopique. De plus ces variations vont dépendre de la taille utilisée pour le spot (7, 10, 12, 16 ou $19\,\mu m$). Ces variations entre les différents points restent faibles, il est possible d'avoir une idée des fluctuations que cela peut engendrer sur les niveaux de réflectance en évaluant la dispersion des références à différents endroits sur le Spectralon et ce pour les différents spots de collecte utilisés. J'ai donc pris 100 références aléatoires avec des spots de collecte de 7, 12 et $16\,\mu m$.

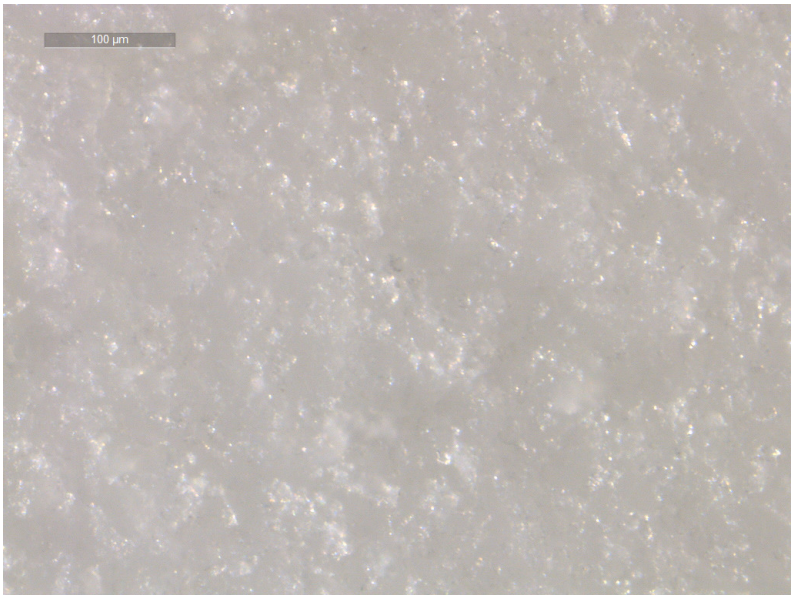
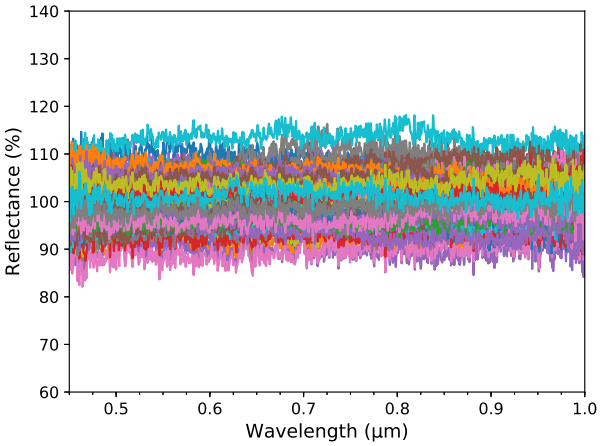


FIGURE 5.10 – Image du Spectralon prise avec le macroscope (objectif ×2, grossissement 6, 30).

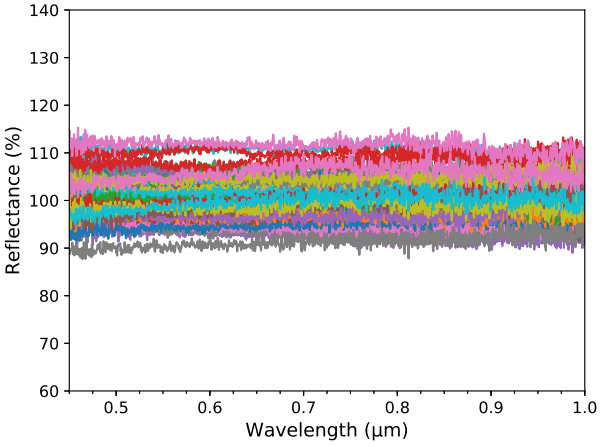
Pour évaluer l'effet sur le niveau de réflectance chaque référence est divisée par la référence moyenne pour obtenir un spectre en réflectance et la dispersion autour de la moyenne est déterminée pour obtenir une incertitude. Ainsi il est possible d'évaluer l'effet de la variation de la référence initiale sur la valeur de la réflectance (Figure 5.11).

L'incertitude engendrée par un choix de référence aléatoire à la surface du Spectralon est évaluée par l'écart type de la distribution autour de la référence moyenne. La dispersion ainsi obtenue autour de la référence moyenne donne une idée de l'incertitude causée par le choix aléatoire d'une référence sur le niveau de réflectance en fonction de la longueur d'onde (Figure 5.12) et est de l'ordre de $0,5\,\%$ sur l'ensemble de la gamme de longueur d'onde pour les différentes tailles de spot utilisées ici.

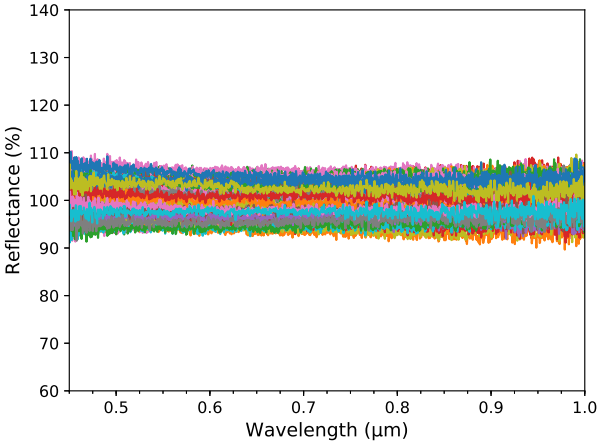
Une autre source d'incertitudes pouvant être importante est le changement de mise au point entre la référence et le grain (qui dépend aussi de la vision de l'opérateur). En effet dans le montage que l'on utilise l'objectif et la fibre incidente restent fixés et c'est le grain qui est ramené au bon niveau avec la platine z pour le voir net, ce niveau dépend donc fortement de l'appréciation visuelle de l'opérateur au moment de la mesure qui fixe le grain à un certain niveau où il le perçoit net. Or ce niveau va influer sur la distance fibre/échantillon. Mais si le grain est un peu trop haut il se retrouve plus proche de la fibre incidente et donc reçoit plus de signal et inversement si il est un peu trop bas. De plus l'échantillon étant relativement proche de la fibre incidente ($\sim 3\,mm$) le gradient vertical d'intensité lumineuse peut être particulièrement élevé.



(a) spot $7\,\mu m$

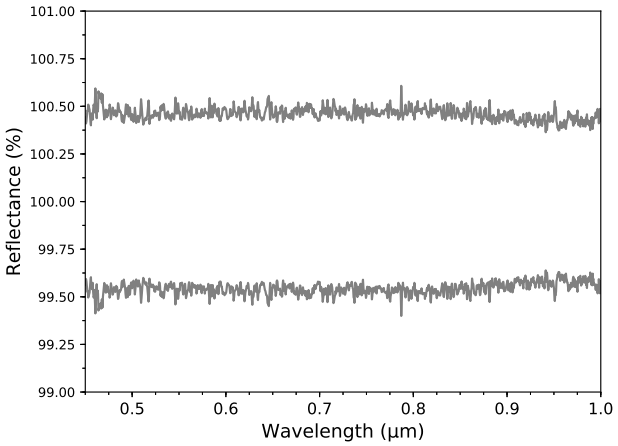


(b) spot $10 - 12\,\mu m$

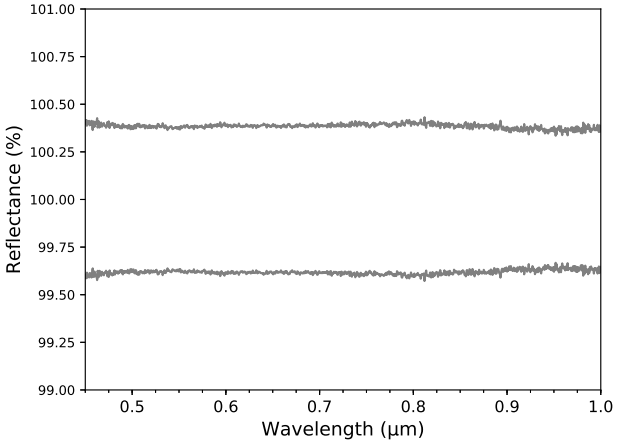


(c) spot $16 - 19\,\mu m$

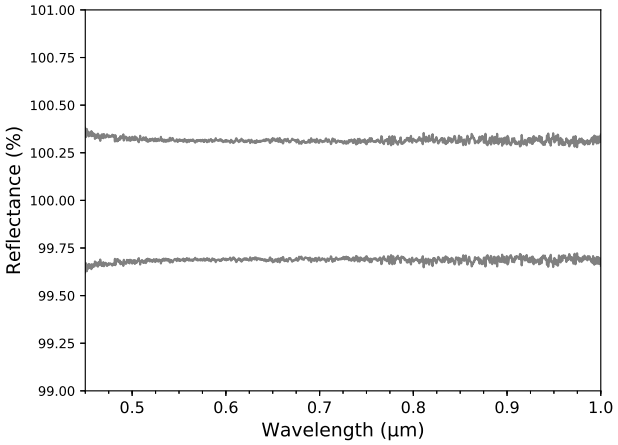
FIGURE 5.11 – Niveau de réflectance des différentes références par rapport à la moyenne.



(a) spot $7\,\mu m$



(b) spot $10 - 12\,\mu m$



(c) spot $16\,\mu m$

FIGURE 5.12 – Gamme de variation du niveau de réflectance en fonction de la longueur d'onde causée par la référence pour trois tailles de spot.

Pour obtenir le spectre de réflectance du grain il est aussi nécessaire de faire un certain nombre de rotations azimutales, mais l'orientation initiale du grain (qui est arbitraire) va modifier les facettes que le grain va présenter à la fibre incidente. Le spectre pourrait peut être légèrement varier si la mesure était réalisée avec le même nombre de rotations mais avec un angle initial différent.

Ces deux dernières sources d'incertitudes dépendent aussi du grain lui-même et pas seulement du montage expérimental, il est donc difficile voir impossible de les évaluer individuellement et de se fixer une valeur à rapporter systématiquement sur les mesures. Une façon simple cependant d'évaluer la gamme de variation que celles-ci vont engendrer sur la mesure est simplement d'évaluer la reproductibilité de celle-ci. Ainsi pour chaque grain la mesure est réalisée trois fois en refaisant la référence, et les différentes rotations mais avec un angle initial différent. Nous obtenons ainsi trois spectres similaires au niveau de la forme mais avec de petites variations des niveaux de réflectance.

La Figure 5.13 montre un exemple des trois spectres individuels acquis avec trois angles de départ différents pour l'IDP W7068 B37.

L'incertitude de cette mesure (σ_λ) est évaluée en calculant la moyenne de ces trois spectres (correspondant au spectre du grain) et l'écart maximal entre cette moyenne et les trois spectres individuels. Comme seules trois mesures sont réalisées, je multiplie cette incertitude par un facteur de student $t = 4,30$. L'incertitude totale δR_λ est alors obtenue en ajoutant la contribution du spectralon évaluée précédemment (δRef_λ), elle est donnée par la formule suivante :

$$\delta R_\lambda = \sqrt{(t \times \sigma_\lambda)^2 + (\delta Ref_\lambda)^2} \tag{5.3}$$

L'illustration de la dispersion autour du spectre de W7068 B37 est présentée en Figure 5.14.

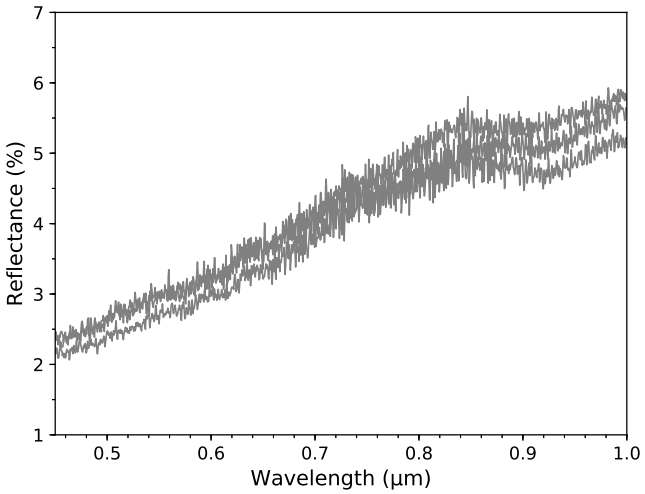


FIGURE 5.13 – 3 spectres de réflectance de W7068 B37 pris avec un angle initial différent.

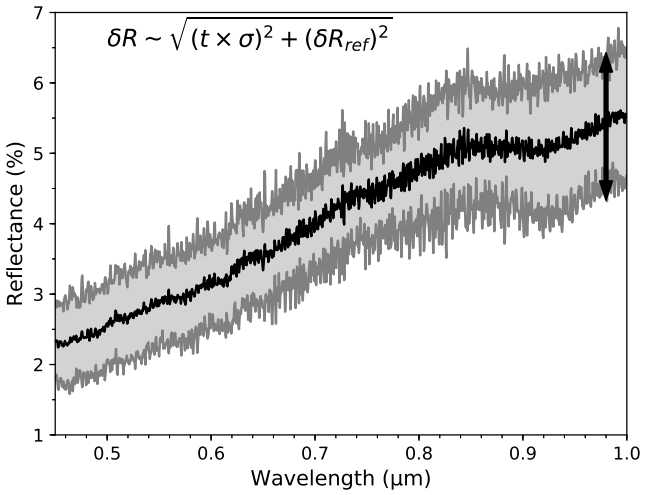


FIGURE 5.14 – Spectres de réflectance de W7068 B37 avec gamme de variation autour de la moyenne.

En plus de permettre d'évaluer l'incertitude le fait de répéter la mesure trois fois avec un angle initial différent permet de vérifier la convergence du spectre au bout de 20 rotations.

En effet le fait de refaire la mesure avec un angle initial différent par rapport à la lumière incidente permet d'augmenter le nombre de rotations effectuées lors de la mesure, or si le résultat est le même entre ces mesures cela montre que le spectre ne change plus au delà des 20 rotations effectuées.

5.3.2 Incertitude sur les pentes

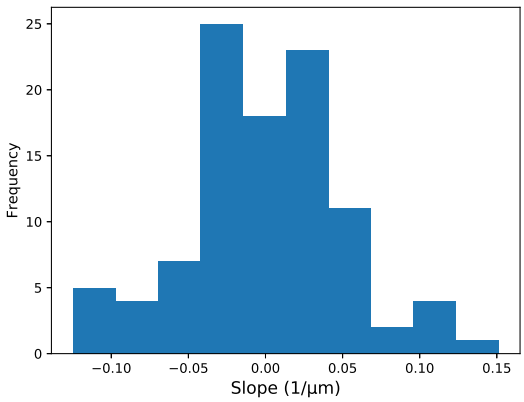
L'incertitude sur la référence pourrait également conduire à une incertitude sur la valeur des pentes en fonction de la taille du spot. Pour évaluer cet effet j'ai donc repris les 100 spectres du spectralon pour des spots de collecte de 7, 12 et 16 μm. De nouveau pour chaque taille de spot, chaque référence est divisée par la référence moyenne pour obtenir un spectre de réflectance (Figure 5.11). Ensuite les pentes spectrales de chacun de ces spectres sont calculées et la dispersion autour de la valeur moyenne donne une indication de l'influence de la taille du spot sur la surface du spectralon dans la détermination des pentes spectrales, Figure 5.15.

Pour les trois tailles de spot la moyenne est une pente nulle et la dispersion autour de cette moyenne donne une idée de (δp)l'incertitude engendrée par le choix aléatoire d'une référence sur la pente du spectre. D'après la figure 5.18 on déduit :

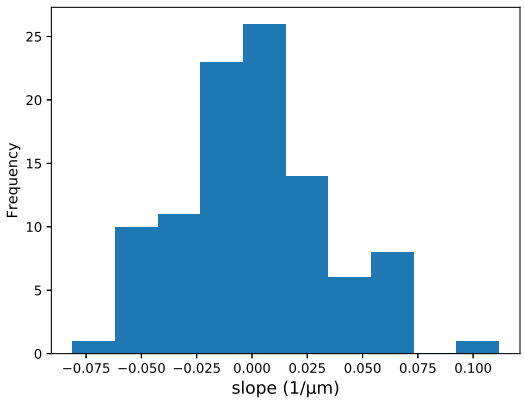
Spot $7\,\mu m$: $\delta p = 0,005\,\mu m^{-1}$.

Spot $10 - 12\,\mu m$: $\delta p = 0,003\,\mu m^{-1}$.

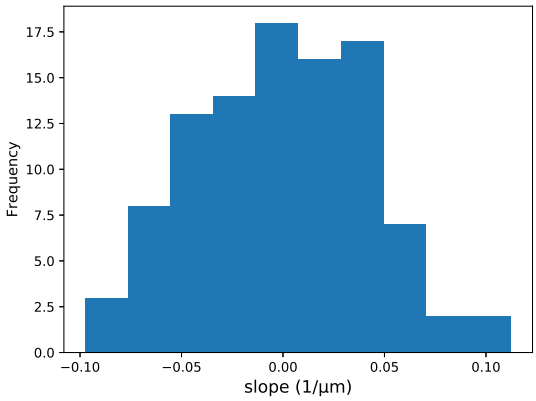
Spot $16 - 19\,\mu m$: $\delta p = 0,005\,\mu m^{-1}$.



(a) spot $7\,\mu m$



(b) spot $10 - 12\,\mu m$



(c) spot $16\,\mu m$

FIGURE 5.15 – Histogramme des pentes pour les trois tailles de spot.

Ces valeurs sont faibles par rapport aux valeurs des pentes calculées sur les spectres des grains (voir exemple Figure 3.9).

5.4 Variation de dark

Le dark est la mesure du bruit ambiant par le spectromètre. Avant de commencer la mesure le spectromètre mesure le niveau de bruit ambiant afin de le soustraire au spectre final. Le niveau de dark mesuré par le spectromètre n'est pas constant au cours du temps. La variation est faible mais impacte le résultat des mesures surtout quand l'échantillon possède un faible niveau de réflectance (ce qui est le cas des IDPs).

Ce bruit est en fait relié à l'ordinateur. Le spectromètre est directement alimenté par l'ordinateur, or lors de l'allumage de celui-ci le dark subit une forte augmentation (avec le spectromètre totalement fermé, ne mesurant ainsi que son bruit interne). Puis au bout d'un certain temps le niveau de dark oscille autour d'une valeur moyenne.

La figure 5.16 montre l'évolution du dark au démarrage de l'ordinateur et après une

nuit. Le dark varie donc linéairement avec une grande augmentation au départ puis oscille autour d'une valeur moyenne avec une amplitude et une période (de l'ordre de la demie heure) qui ne sont pas constantes. La variation est faible (de l'ordre de ±10 coups autour de la moyenne) mais lors de la mesure sur des échantillons de niveaux de réflectance faibles cela cause des effets très marqués là où le signal est faible (proche des limites du spectre).

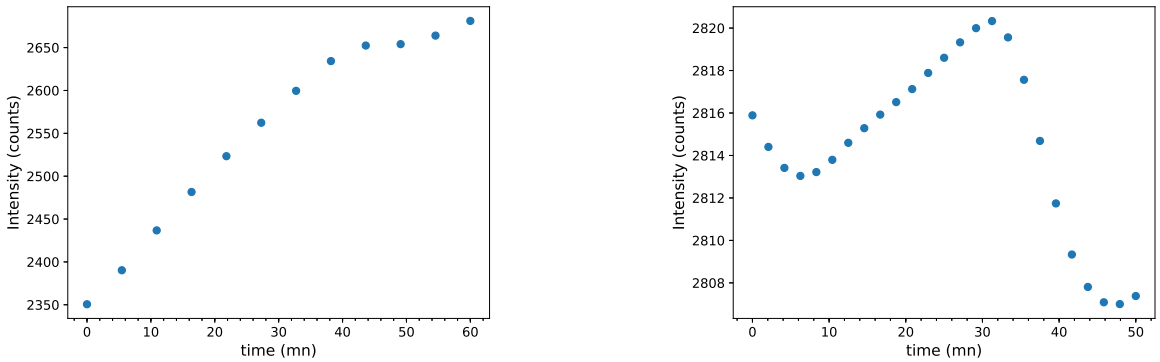


FIGURE 5.16 – A gauche : Evolution du niveau de dark en fonction du temps au démarrage de l'ordinateur. A droite : Evolution du niveau de dark en fonction du temps une nuit après avoir allumé l'ordinateur.

Comme la mesure sur un grain dure entre 3 et 4 heures cette variation peut affecter le spectre final. En effet si le niveau de dark initial est intermédiaire (proche de la valeur moyenne autour de laquelle il oscille) alors sur une durée de mesures de plusieurs heures avec une vingtaine de spectres cette variation va être compensée en moyenne. Au contraire si le niveau de dark initial est autour d'une valeur extrême (la plus faible ou la plus grande sur les oscillations) alors l'effet sur le spectre ne sera pas compensé en moyenne puisque tout les spectres vont avoir la même forme de variation.

Pour illustrer ce phénomène la Figure 5.17 montre une simulation d'une augmentation et d'une diminution du dark sur un spectre de grain (W7068B37) dans nos conditions expérimentales. Le spectre noir correspond au spectre du grain de référence, c'est à dire avec le dark initial. Le spectre gris foncé a subi une augmentation du dark (+10 coups) tandis que le spectre gris clair a subi une diminution du dark (-10 coups).

Ces deux spectres sont semblables au spectre initial entre $0,55$ et $0,85\,\mu m$ mais en dehors de cette gamme sur les bords de la gamme de sensibilité de la mesure le spectre ayant subi une augmentation du dark se fléchit vers le haut tandis que celui qui subit une diminution se fléchit vers le bas. Cette flexion vers le bas pourrait par ailleurs induire une interprétation erronée des spectres si elle n'est pas corrigée (rappelons que les olivines ont une bande d'absorption vers 1,05 μm).

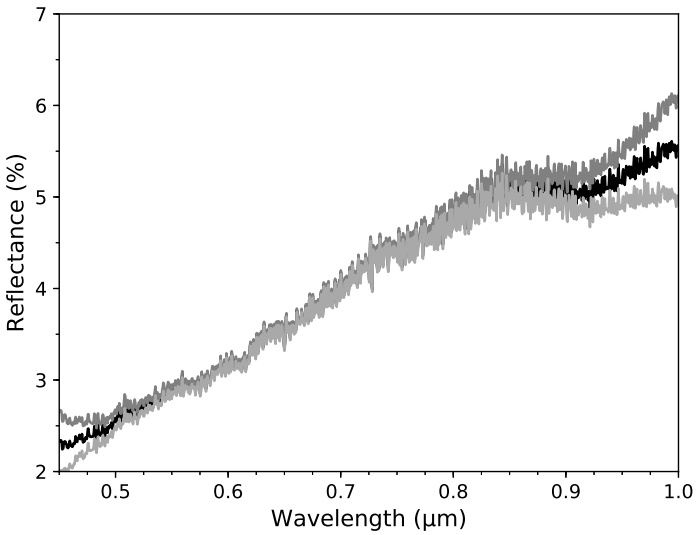


FIGURE 5.17 – Simulation de l'effet d'une augmentation (spectre gris foncé) et d'une diminution (spectre gris clair) du dark sur un spectre de grain (noir).

Pour pallier à cela il faut soit mesurer un dark à chaque spectre (ce qui reviendrait à doubler le temps de mesure et la rendre plus fastidieuse), soit corriger cette variation sur le spectre final. Comme le dark fluctue avec une variation non constante il est impossible de modéliser ce phénomène pour le corriger correctement. Il faut donc trouver un moyen de remonter à la variation subie par le dark au moment de la mesure de chaque spectre pour les différentes rotations.

Pour cela j'utilise un pic présent dans le dark. En effet celui-ci possède un pic (plus important que le niveau de bruit alentour) dans la gamme de mesure mais en dehors de la gamme d'analyse (autour de $0,43\,\mu m$) et qui est constant en amplitude. Ainsi si le dark ne fluctue pas pendant la mesure alors ce pic doit être corrigé et ne doit pas apparaître sur le spectre mesuré. Au contraire si le pic apparaît vers le haut alors le niveau de dark a augmenté par rapport au niveau initial et inversement si le pic apparaît vers le bas.

La figure 5.19 illustre ce phénomène dans le cas de la mesure des dark en fonction du temps de la Figure 5.16. Les spectres ont été normalisés au dark initial (dark de départ). Lorsque le dark mesuré a augmenté par rapport au dark initial il se retrouve au dessus du dark initial et présente un pic non corrigé vers le haut, tandis que les dark qui on diminué se retrouvent en dessous de 1.0 et avec un pic non corrigé vers le bas. Tandis que les dark qui sont autour d'une valeur proche de celle du dark initial sont regroupés autour de 1.0 et ne présentent pas ce pic.

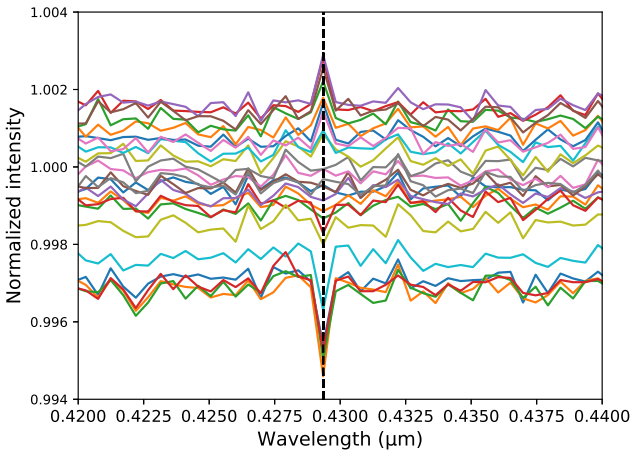


FIGURE 5.18 – Zoom sur la région d'intérêt des différents dark mesurés en fonction du temps et normalisés au dark initial.

Pour corriger l'évolution lors de la mesure pour chaque rotation il suffit donc de calculer la hauteur du pic sur le spectre de réflectance. Ensuite, en utilisant les relations de la réflectance, il est possible de remonter au spectre corrigé de la variation du dark. Appelons $S_{\lambda p}$ la réflectance mesurée à la longueur d'onde où se trouve le pic donné par :

$$S_{\lambda p} = \frac{Sa_{\lambda p} - d^0_{\lambda p}}{R_{\lambda p} - d^0_{\lambda p}} \tag{5.4}$$

Avec $d^0_{\lambda p}$ le dark initial, $R_{\lambda p}$ la référence et $Sa_{\lambda p}$ le signal mesuré par le spéctromètre sur l'échantillon et qui est égal au signal réfléchi par l'échantillon plus une contribution du dark.

Si le dark n'a pas changé depuis le départ de la mesure alors la mesure sur l'échantillon devrait donner :

$$Sa_{\lambda p} = Sa^0_{\lambda p} + d^0_{\lambda p} \tag{5.5}$$

Et si le dark a changé alors le spéctromètre mesure :

$$Sa'_{\lambda p} = Sa^0_{\lambda p} + d'_{\lambda p} \tag{5.6}$$

Avec $d'_{\lambda p} = d^0_{\lambda p} + \Delta_{\lambda p}$ avec $\Delta_{\lambda p}$ positif ou négatif.
Pour corriger le spectre il faut donc remonter à $\Delta_{\lambda p}$, en prenant la différence entre le signal mesuré et le signal qui devrait être mesuré sans variation on obtient :

$$d^0_{\lambda p} + \Delta_{\lambda p} = (Sa'_{\lambda p} - Sa_{\lambda p}) \times (R_{\lambda p} - d^0_{\lambda p}) \tag{5.7}$$

En injectant cette expression dans le signal mesuré par le spectromètre on obtient :

$$Sa_{\lambda p} = Sa'_{\lambda p} - \left(\frac{d^0_{\lambda p} + \Delta_{\lambda p}}{R_{\lambda p} - d^0_{\lambda p}}\right) \tag{5.8}$$

Avec $d^0_{\lambda p} + \Delta_{\lambda p}$ déterminé à partir du spectre de réflectance et de l'équation (4). En effet à cette longueur d'onde le spectre de réflectance nous indique la hauteur du pic et en

imposant que la valeur à cette longueur d'onde devrait être égale à celle du continuum autour de cette valeur, puisque dans cette gamme de longueur d'onde le signal est quasi nul et donc le spectre devrait être plat dans cette région.

Comme le dark évolue de la même façon quelque soit la longueur d'onde on peut donc généraliser cette correction faite à λ_p à toutes les longueurs d'onde. Finalement le spectre de réflectance corrigé est donc obtenu par :

$$Sa_\lambda = Sa'_\lambda - (\frac{d^0_{\lambda p} + \Delta_{\lambda p}}{R_{\lambda p} - d^0_{\lambda p}}) \tag{5.9}$$

La Figure 5.19 montre l'effet de cette correction sur un spectre de grain qui a fortement été affecté par une variation du dark pendant la mesure et sur un spectre dont le dark a varié aléatoirement autour de la valeur moyenne. On voit sur la Figure de gauche que le spectre noir, sans correction, possède sur les bords une élévation du niveau de réflectance due au changement de dark tandis que le spectre corrigé (gris) a été abaissé. La figure de droite montre bien que cette même correction appliquée sur un spectre qui n'a pas été affecté par cette variation ne change pas la forme du spectre. Les deux spectres corrigés sont maintenant similaires (les variations qui existent entre ces deux spectres sont maintenant dues au changement d'angle initial et aux éventuelles incertitudes discutées précédemment).

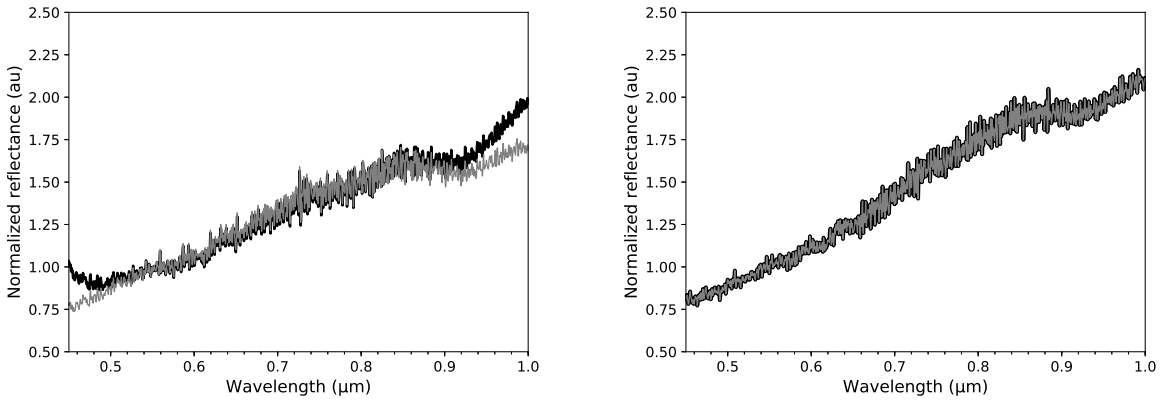


FIGURE 5.19 – A gauche : Comparaison entre le spectre corrigé (gris) et le spectre avant correction (noir) pour un spectre de grain fortement affecté par la variation du dark lors de la mesure. A droite : Comparaison entre le spectre corrigé (gris) et le spectre avant correction (noir) pour le même grain mais lors d'une variation aléatoire lors de la mesure.

5.5 La lame de verre et l'huile de silicone

Pour les mesures Vis-NIR, les IDPs sont analysés directement sur le support dans lequel la NASA les envoie. Il s'agit de lames de verre légèrement creusées au centre (lame à godet), le grain est déposé dans ce creux. Il est alors indispensable de vérifier que la lame de verre ne va pas influer sur la mesure même si la collecte ne s'effectue qu'au niveau de la surface du grain. Le verre étant transparent et absorbant le rayonnement infrarouge

le spectre de réflectance de ce matériau dans la gamme de longueur d'onde utilisée ici devrait donc être nul. La Figure 5.20 montre le spectre de réflectance obtenu sur la lame de verre, le spectre est plat et possède un niveau de réflectance proche de 0 (au variation de dark près).

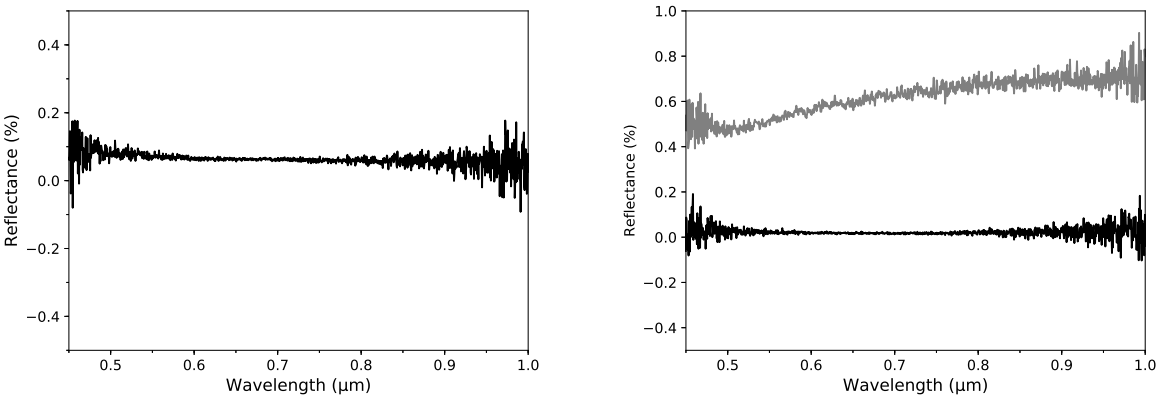


FIGURE 5.20 – A gauche : Spectre de réflectance d'une des lames de verre. A droite : Spectres de réflectance pris sur une goutte d'huile de silicone. Le spectre noir a été pris sur un endroit transparent et le spectre gris correspond à un endroit brillant au visuel.

Les grains stratosphériques sont collectés dans des petits collecteurs contenant de l'huile de silicone qui permet de les piéger. Les grains sont en général nettoyés par la NASA avant envoi. Cependant un résidu d'huile peut être présent sur les IDPs, il est alors important de vérifier que cette huile de silicone ne va pas influer sur le spectre de réflectance de l'IDP dans la gamme Vis-NIR.

Pour cela la NASA nous a envoyé en plus des IDPs deux lames de microscopes contenant des gouttes de l'huile de silicone utilisée pour leur collecte. Au visuel l'huile de silicone est transparente dans le visible (voir photos 5.21) et comme attendu son spectre de réflectance est plat et proche de 0 (Figure 5.20 panel de droite) .

Cependant lorsqu'une grande quantité d'huile de silicone est déposée certains endroits de la goutte apparaissent très brillants (voir photos 5.21). À ces endroits brillants le spectre de réflectance de l'huile ne possède pas de bande d'absorption mais un niveau de réflectance non nul et une augmentation de celui-ci avec la longueur d'onde très faible (très faible rougissement inférieur au pourcent).

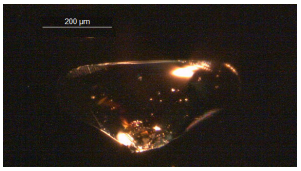


FIGURE 5.21 – Photo d'une goutte d'huile de silicone éclairée par la fibre incidente.

Cela pourrait induire une incertitude sur le niveau de réflectance ainsi que sur la pente (faible rougissement dans la partie réflechissante) mais les grains analysés étant nettoyés

ce cas de figure n'est pas présent sur les grains. De faibles résidus d'huile de silicone ne peuvent donc pas influer sur le spectre de réflectance dans cette gamme de longueur d'onde.

5.6 Protocole de mesure

Pour obtenir avec le montage développé et utilisé pour ce travail le spectre de réflectance d'un grain micrométrique isolé il est donc nécessaire de faire tourner le grain 20 fois par rapport à la direction de la lumière incidente et d'acquérir un spectre de réflectance dans chacune de ces orientations azimutales. Le spectre de l'échantillon est alors obtenu en moyennant ces 20 spectres. Pour obtenir une incertitude, la mesure est réalisée 3 fois en changeant l'orientation de départ de l'échantillon. Les différentes étapes de ce protocole de mesure sont résumés sur la Figure 5.22.

Ce protocole de mesure a été appliqué pour obtenir l'ensemble des spectres de réflectance des grains micrométriques (météorites et IDPs) étudiés ici.

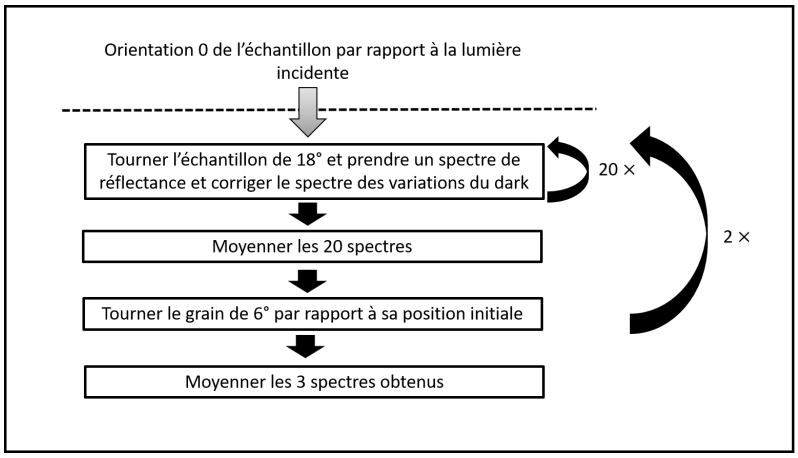


FIGURE 5.22 – Illustration du protocole de mesure utilisé pour obtenir le spectre de réflectance d'un échantillon micrométrique isolé.

5.7 Spectres de réflectance Vis-NIR d'IDPs

Dans cette partie je présente les spectres de réflectance obtenus sur les 15 IDPs analysés durant ma thèse. La Table 5.1 résume les caractéristiques de chaque IDPs. Les spectres de réflectances sont présentés en Figure 5.23. Les spectres Vis-NIR couvrent une grande gamme de niveaux de réflectance allant de $1,2\,\%$ à $11,6\,\%$ (extrait à $0,55\,\mu m$). Ils couvrent également une grande gamme de pentes spectrales allant du légèrement bleu ($\sim -0,28\,\mu m^{-1}$) au très rouge ($\sim 2,66\,\mu m^{-1}$). Certains spectres montrent également la présence de bandes d'absorptions. Nous allons dans la suite commenter ces différentes caractéristiques.

Comme discuté précédemment, le spectre final est obtenu en moyennant trois spectres (mesurés avec trois angles initiaux différents) eux même obtenus en moyennant 20 spectres

correspondant aux 20 rotations de 18° du grain dans le plan. Les spectres individuels sont dispersés autour de la moyenne. Au paragraphe 5.2 les facteurs $\Delta_{\varphi}^{k}(\%)$ et $\Delta_{\varphi}^{norm,k}$ ont été introduits pour un angle initial par rapport à la lumière incidente k. Pour les IDPs, la mesure étant faite trois fois il est utile de calculer la moyenne de la dispersion sur ces trois spectres ($k = 1, 2$ et 3). Ainsi la dispersion totale en réflectance pour l'IDP est :

$$\Delta(\%) = \frac{\sum_{k=1}^{3} \frac{\sum_{\varphi=1}^{20} \Delta_{\varphi}^{k}}{20}}{3} \tag{5.10}$$

Et la dispersion totale en terme de forme spectrale s'obtient par :

$$\Delta^{norm} = \frac{\sum_{k=1}^{3} \frac{\sum_{\varphi=1}^{20} \Delta_{\varphi}^{norm,k}}{20}}{3} \tag{5.11}$$

La Figure 5.24 montre la dispersion en réflectance pour chaque grain.

La majorité des grains possède une dispersion en réflectance ($\Delta(\%)$) moyenne de l'ordre de 1 % ce qui montre que les variations en réflectance autour du spectre moyen ne sont pas très grandes. Trois IDPs présentent des dispersions moyennes plus élevées que les autres (3 , 7_a et 10) montrant une plus forte dispersion en terme de réflectance entre les différentes rotations. Cependant la dispersion (Δ^{norm}) en terme de forme spectrale (incluant donc les bandes d'absorption et la pente spectrale) ne semble pas particulièrement importante pour ces trois IDPs. Ces deux observations pourraient donc indiquer un état de surface plus complexe que pour les autres grains.

Particule	Taille (μm)	Numéro	Niveau de réflectance (%)	Pente Vis-NIR (μm^{-1})
L2079C18	35×27	1	$6,1 \pm 0,5$	$-0,24 \pm 0,01$
L2079E29	37×22	2	$6,1 \pm 0,8$	$0,35 \pm 0,01$
W7068C40	25×23	3	$6,5 \pm 1,1$	$0,53 \pm 0,01$
W7068B18	22×20	4	$3,3 \pm 0,6$	$0,02 \pm 0,01$
L2071E34	22×20	5	$2,7 \pm 0,3$	$-0,28 \pm 0,01$
W7068C2	21×20	6	$3,2 \pm 0,4$	$0,38 \pm 0,02$
W7068B20	14×14	7_a	$8,4 \pm 1,3$	$1,13 \pm 0,02$
W7068B20	14×10	7_b	$4,3 \pm 0,7$	$1,64 \pm 0,03$
L2076C29	23×15	8	$11,7 \pm 0,6$	$0,43 \pm 0,03$
L2079D12	18×15	9	$4,2 \pm 0,7$	$0,33 \pm 0,01$
W7068C45	16×15	10	$4,2 \pm 1,0$	$0,34 \pm 0,01$
L2071E43	15×15	11	$5,8 \pm 0,4$	$0,94 \pm 0,02$
L2083E38	15×13	12	$3,2 \pm 0,7$	$1,24 \pm 0,02$
L2083G23*	11×11	13	$2,6 \pm 0,7$	$1,47 \pm 0,03$
W7068B37	9×9	14	$2,9 \pm 0,6$	$2,17 \pm 0,02$
L2083E39	8×6	15	$1,2 \pm 0,5$	$2,66 \pm 0,03$

TABLE 5.1 – Caractéristiques des IDPs étudiés classés par taille décroissante (1 correspond à l'IDP le plus grand et 15 au plus petit). W7068 B20 (7) est cassé en deux fragments 7_a et 7_b (de taille initiale $23\,\mu m \times 18\,\mu m$). * indique une particule cosmique. Le niveau de réflectance est extrait à $0,55\,\mu m$ et la pente spectrale est calculée de $0,45$ à $1,0\,\mu m$.

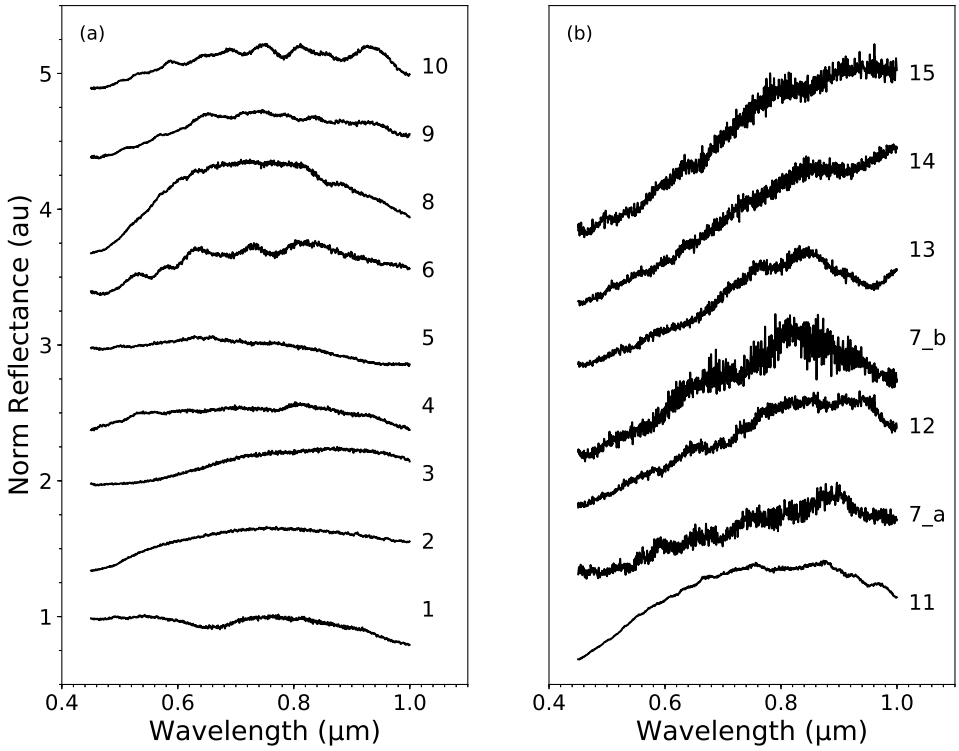


FIGURE 5.23 – Spectres de réflectance normalisés à $0,55\,\mu m$ pour les 15 IDPs. Les spectres sont décalés verticalement pour plus de clarté. Le numéro à droite de chaque spectre correspond au numéro alloué à chaque IDP. Les spectres 7 et 12 à 15 ont été obtenus avec la fibre de collecte de $50\,\mu m$, tandis que les autres ont été obtenus avec la fibre de collecte de $100\,\mu m$.

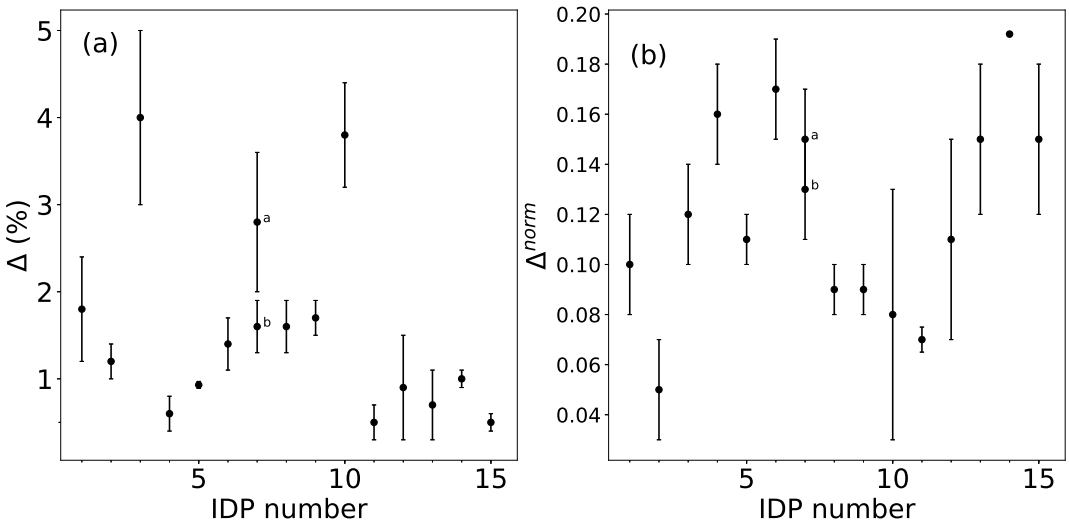


FIGURE 5.24 – (a) Dispersion de la réflectance autour du spectre moyenné (eq. 5.10). (b) Dispersion autour du spectre moyenné et normalisé (eq. 5.11) pour chaque IDP (numérotés de 1 à 15). Les incertitudes sont déterminées à 1σ entre les 3 acquisitions (chacune correspondant à un changement d'orientation initial par rapport à la lumière incidente).

5.7.1 Pentes spectrales

La pente spectrale est calculée à partir des spectres normalisés (voir Figure 5.23) et sur l'ensemble de la gamme de longueur d'onde (voir section 3.2.1 pour un exemple).

En examinant la Table 5.1 on peut remarquer que les plus gros IDPs sont ceux qui possèdent des pentes plutôt faibles voir négatives pour certains (bleues) tandis que les plus petits IDPs possèdent des pentes plutôt rouges. Pour évaluer ce phénomène j'introduis un paramètre de taille : la surface "équivalente" (S_{eq}), définie pour chaque particule par le produit de sa plus grande longueur par sa plus petite divisée par π.

$$S_{eq}(\mu m^2) = \frac{a \times b}{\pi} \tag{5.12}$$

Avec a la plus grande longueur et b la plus petite longueur de la particule. La Figure 5.25 montre la pente spectrale en fonction de ce paramètre de taille. Deux tendances différentes apparaissent : les particules les plus larges (1, 2, 3, 4, 5, 6 et 8) possèdent des pentes plutôt faibles (distribuées autour de 0) tandis que les plus petites particules possèdent des pentes élevées (rouges allant de $0,33\,\mu m^{-1}$ à $2,66\,\mu m^{-1}$) et sont distribuées le long d'une droite. Le meilleur fit linéaire est obtenu entre les particules 15 et 9 avec $R^2 \sim 0,95$. De plus, à droite de la particule 8 la dispersion des points semble plus importante que pour les plus petites particules qui semblent alignées le long d'une droite. Pour évaluer cette dispersion (D) je calcule la distance moyenne des points au meilleur fit linéaire de la tendance observée. Pour les grandes particules la dispersion est $D = 0,33 \pm 0,06$ et que pour les plus petites particules $D = 0,04 \pm 0,01$. Cela montre donc une fois de plus cette différence de tendance entre les grandes et petites particules. Les pentes spectrales des plus grandes particules semblent donc plutôt distribuées autour de 0 avec une certaine dispersion, tandis qu'en dessous d'une taille critique la pente augmente rapidement et linéairement

avec la taille qui diminue. Il est possible d'évaluer la taille critique qui délimite cette transition de comportement. En première approximation la surface équivalente moyenne autour de laquelle cette transition apparaît est située autour de la surface équivalente des IDPs 9 et 10. Ces IDPs sont dans la zone de transition. Pour évaluer une taille limite en dessous de laquelle un rougissement est observé, je prends la moyenne entre la taille de l'IDP 8 (situé en dehors de la zone de corrélation) et la taille de l'IDP 11 (premier IDP appartenant clairement à la zone de corrélation). Cela donne une surface équivalente de $91 \pm 25\,\mu m^2$ ce qui correspond à une particule de taille moyenne de $17 \pm 2\,\mu m$. Cela pourrait provenir d'un biais dans la physique de la mesure et/ou d'un biais chimique dû à un processus d'altération comme le chauffage lors de l'entrée atmosphérique. Le chauffage atmosphérique étant effectivement lié en partie à la taille des IDPs.

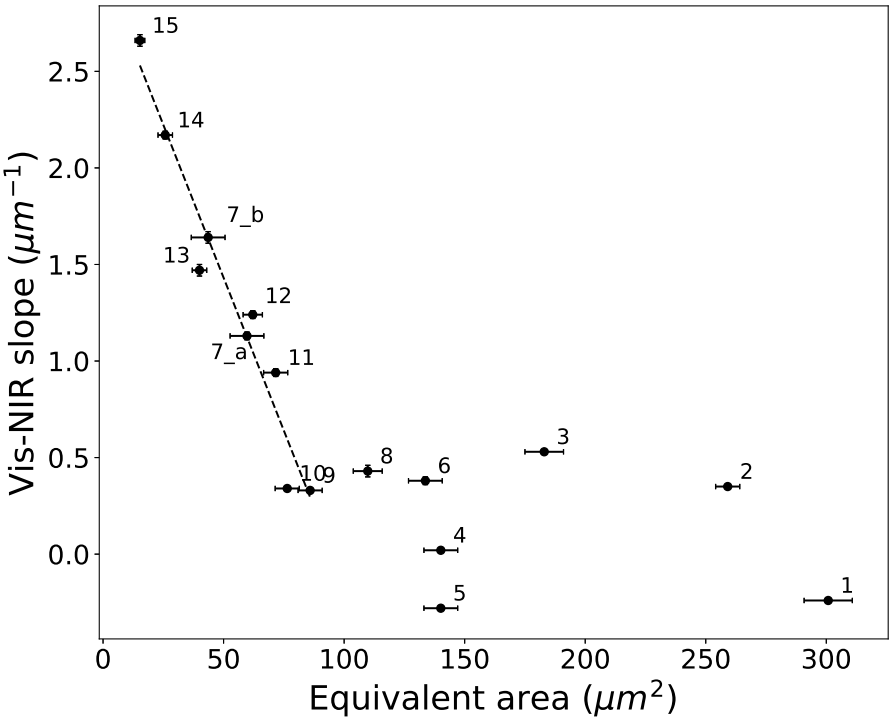


FIGURE 5.25 – Pente spectrale (calculée sur l'ensemble de la gamme spectrale) en fonction de la surface équivalente des IDPs. Les numéros correspondent à ceux introduits dans la table 5.1.

Pour tenter de mettre en évidence ce lien avec la taille de la surface sondée, j'ai réduis la taille de spot de collection sur la particule 12 en passant de $10\,\mu m$ à $7\,\mu m$. La pente spectrale subit alors une augmentation de 19 % passant de $1,24\,\mu m^{-1}$ à $1,47\,\mu m^{-1}$ pour une diminution de la surface sondée de 30 %. Ce résultat confirme la tendance linéaire observée puisque réduire la taille du spot de collection de 30 % est équivalent à considérer une particule d'une taille 30 % inférieure à la taille de la particule initiale. Ainsi avec la particule 12 nous passons d'une particule de surface équivalente de $\sim 62\,\mu m^2$ à une nouvelle particule de taille $\sim 43\,\mu m^2$ ce qui correspond à la taille de la particule 13 qui possède une pente spectrale de $1,47\,\mu m^{-1}$. L'augmentation linéaire de la pente spectrale avec la diminution de la taille de la particule est ainsi retrouvée. Donc finalement dans

cette gamme de taille d'IDPs en plus du lien entre la taille de la particule et la pente spectrale nous voyons que la taille du spot de collection peut également influencer le résultat de la mesure. Cet effet peut être aussi dû à un effet de composition puisque les IDPs peuvent être très hétérogènes à des échelles submicrométriques (Bradley 2003) ainsi la surface sondée avec un spot de $10\,\mu m$ de diamètre n'est pas forcément identique en composition et en structure qu'avec un spot de $7\,\mu m$ de diamètre.

J'ai également regardé si cette corrélation observée sur les particules de petites tailles pouvait avoir un lien avec la longueur d'onde maximale considérée dans le calcul de la pente spectrale. Pour cela, la pente spectrale est calculée sur différents intervalles ($[0,45-0,8]\mu m$ $[0,45-0,6]\mu m$) et tracée en fonction de la surface équivalente des particules (Figure 5.26).

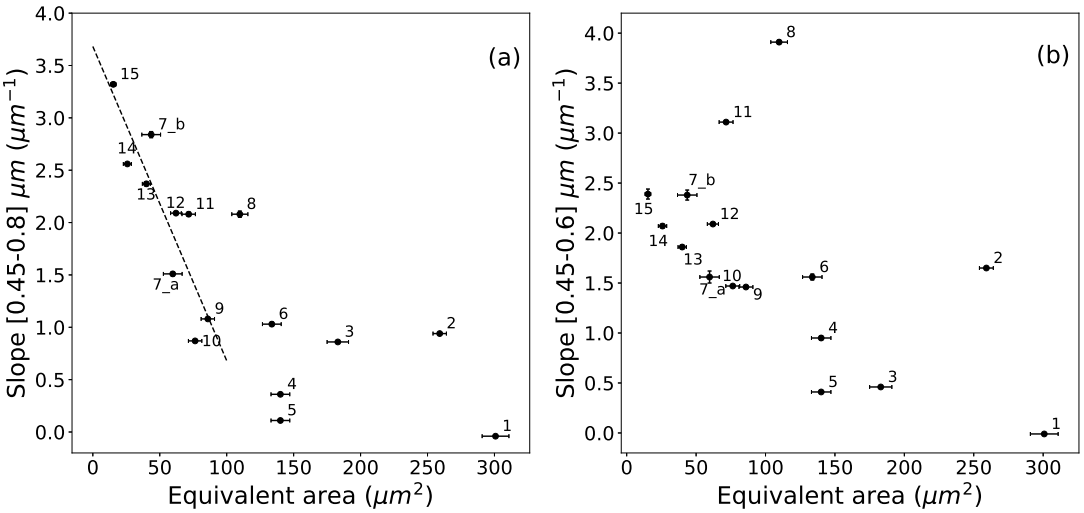


FIGURE 5.26 – Pente spectrale (calculée sur l'intervalle $[0,45-0,8]\,\mu m$ (a) et $[0,45-0,6]\,\mu m$ (b)) en fonction de la surface équivalente des IDPs. Les numéros correspondent à ceux introduits dans la table 5.1.

Pour le premier intervalle ($[0,45-0,8]\mu m$) (figure 5.29 (a)) une corrélation linéaire est présente pour les mêmes particules que précédemment mais l'alignement des points est légèrement moins bon avec un fit linéaire avec $R^2 \sim 0,78$. La dispersion (D) augmente aussi passant de $0,04$ dans le premier cas à $0,08 \pm 0,02$. Pour les plus grandes particules aucune corrélation linéaire ne peut être obtenue comme précédemment. Une différence majeure est obtenue cependant dans le cas de la particule 12 car cette fois-ci la pente obtenue avec les deux tailles de spot différentes (10 et $7\,\mu m$) sont identiques. La taille de spot ne semble donc plus jouer de rôle dans cette gamme de longueur d'onde. Pour le deuxième intervalle ($[0,45-0,6]\mu m$, Figure 5.29(b)) une corrélation linéaire est difficilement identifiable. Le meilleur fit linéaire pouvant être obtenu donne un facteur de corrélation très faible $R^2 \sim 0,09$ et la dispersion à augmentée significativement $D = 0,20 \pm 0,06$. La taille de spot ne joue pas non plus de rôle dans cette gamme de longueur d'onde puisque le résultat obtenu sur la particule 12 est de nouveau identique dans les deux cas. Ces résultats montrent donc que le rougissement apparaît principalement à grande longueur d'onde.

5.7.2 Niveaux de réflectance

Pour l'étude du niveau de réflectance il est nécessaire de considérer avec prudence l'IDP #15 car sa taille est dans la limite de celle du plus petit spot de collection. La Figure 5.27 montre le niveau de réflectance en fonction de la surface équivalente des IDPs. Cette Figure montre à première vue l'absence de corrélation entre ces deux paramètres. Cependant en se limitant aux IDPs pour lesquels une corrélation existe entre la pente spectrale et la surface équivalente (11 à 15 et 7_a et 7_b) une tendance linéaire apparaît entre le niveau de réflectance et la surface équivalente. Cette tendance est cependant moins nette que dans le cas de la pente spectrale.

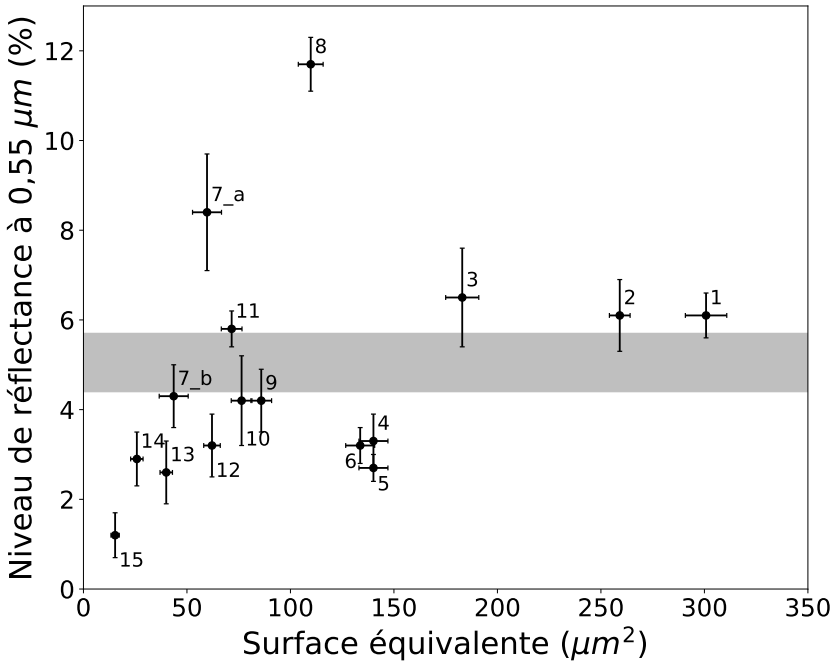


FIGURE 5.27 – Niveau de réflectance à $0,55\,\mu m$ en fonction de la surface équivalente. La zone grisée montre le gap observé autour de 5 % de réflectance.

A partir de la Figure 5.27 il est possible d'identifier deux groupes d'IDPs (en faisant abstraction de l'IDP 8 qui est détaché des autres avec un niveau de réflectance particulièrement important de $\sim 12\,\%$. Un gap autour de $5,05\,\%$ de réflectance semble séparer les particules en deux groupes. Un premier groupe est constitué des particules avec un niveau de réflectance supérieur à 5 % (moyenne de $6,6\,\%$ avec un écart type de l'ordre de $1,0\,\%$). Un deuxième groupe est constitué des particules avec un niveau de réflectance inférieur à 5 % (moyenne de $3,4\,\%$ avec un écart type de l'ordre de $0,7\,\%$). Pour étudier comment les deux groupes sont distribués l'un par rapport à l'autre je réalise un T-test. Le T-test est obtenu avec le jeu de paramètres suivant ($t_{obs} \sim 6,13$, $p \sim 0,0009$, $ddl = 12$) ce qui indiquerait que les deux groupes sont distincts l'un de l'autre malgré le faible échantillonnage. Pour vérifier que cet effet de deux groupes n'est pas du au simple fait que j'extrais le niveau de réflectance en un seul point du spectre (à $0,55\,\mu m$) je fais la même analyse mais cette fois-ci en considérant l'intégrale de la réflectance entre $0,45$ et $0,7\,\mu m$. Avec ce second paramètre qui permet de prendre en compte la réflectance des IDPs sur une plage

de longueurs d'ondes plus importante, les deux groupes se distinguent de nouveau.

Pour augmenter la statistique j'intègre au dataset celui de Bradley et al (1996) publié dans le visible dans l'intervalle $[0,4-0,8]\,\mu m$. La Figure 5.28 montre la pente spectrale dans l'intervalle $[0,4-0,8]\,\mu m$ en fonction du niveau de réflectance à $0,55\,\mu m$.

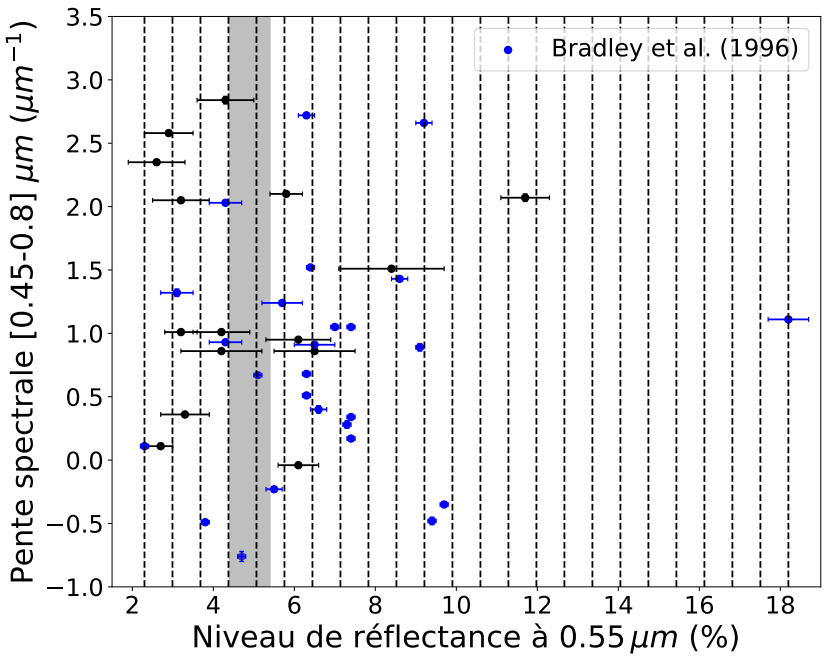


FIGURE 5.28 – Pente spectrale $(0,45-0,8\,\mu m)$ en fonction du niveau de rélectance extrait à $0,55\,\mu m$ pour le dataset actuel (noir) et celui de Bradley et al. (1996) (en bleu). Les lignes pointillées représentent les classes utilisées pour l'histogramme des niveaux de réflectance. La zone grisée montre le gap observé autour de 5 % de réflectance.

Le même gap que précédemment apparaît autour de $4,9\,\%$. Pour mettre en évidence ce gap autour de $5\,\%$ la Figure 5.29 montre l'histogramme des niveaux de réflectance dans le dataset (la largeur des classes est égale à la moyenne des incertitudes sur le niveau de réflectance $\sim 0,69\,\%$. À partir de cet histogramme il est possible de distinguer trois grandes classes d'IDPs. Le premier groupe est constitué des IDPs avec un niveau de réflectance inférieur à $\sim 5\,\%$ avec une moyenne autour de $3,4\,\%$ ($\sigma = 0,6\,\%$). Le deuxième groupe inclut les IDPs avec un niveau de réflectance compris entre ~ 5 et $\sim 8\,\%$ avec une moyenne autour de $6,5\,\%$ ($\sigma = 0,7\,\%$). Le dernier groupe est formé par les IDPs avec un niveau de réflectance autour de $9\,\%$ avec une moyenne autour de $9,1\,\%$ ($\sigma = 0,4\,\%$). Au delà de ces trois principales catégories, deux IDPs se détachent avec des niveaux de réflectances particulièrement important par rapport aux autres autour de 12 et $18\,\%$. Ces groupes pourraient regrouper des IDPs avec des caractéristiques similaires en composition, état de surface et/ou une provenance similaire.

Il est également possible de faire un lien avec la magnétite. En effet celle-ci peut être produite en surface des IDPs lors de leur entrée atmosphérique. Il est alors possible que les niveaux de réflectance des IDPs concernés soient modifiés et tendent vers un niveau de

réflectance proche de celui de la magnétite autour de $5-8\,\%$ après l'entrée atmosphérique. Cela va dans le sens de l'histogramme puisque le groupe le plus important est celui qui à un niveau de réflectance moyen autour de $\sim 6,5\,\%$ proche de celui de la magnétite. Ce groupe pourrait donc contenir les IDPs possédant à l'origine un niveau de réflectance dans cette gamme auquel s'ajoute les IDPs qui possédaient des niveaux de réflectance différents mais qui ont été altérés lors de leur entrée atmosphérique. Ce qui est résumé sur la figure 5.29.b.

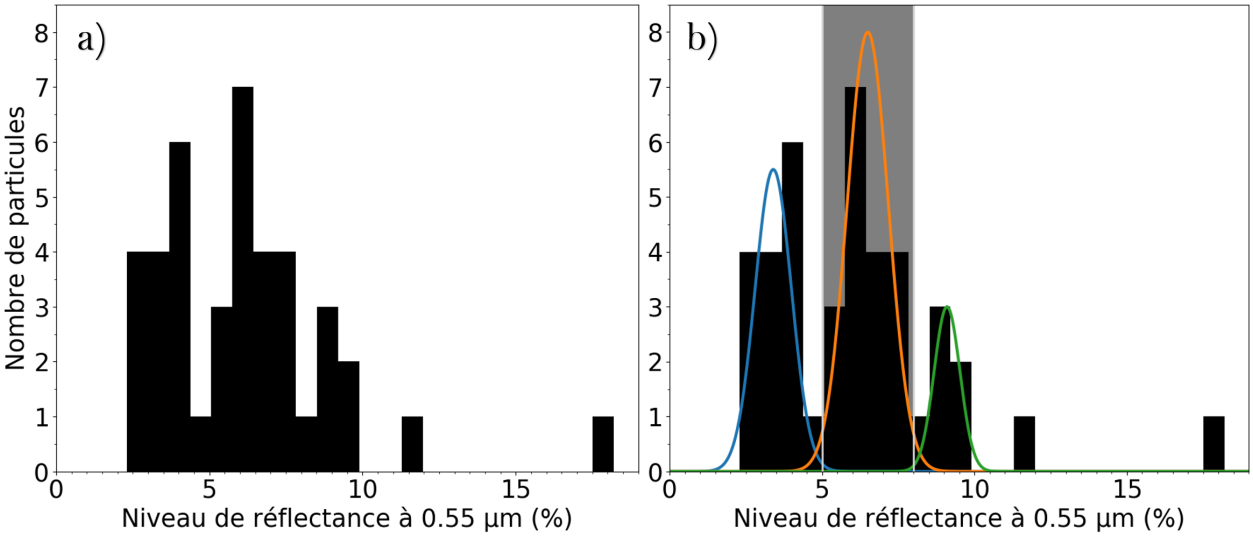


FIGURE 5.29 – a) Histogramme des niveaux de réflectance pour le dataset actuel et celui de Bradley et al. (1996). La largeur des classes est de $0,8\,\%$. b) Même histogramme sur lequel est indiqué les 3 classes d'IDPs identifiées (courbes bleu, orange et verte) et la gamme de niveau de réflectance de la magnétite en gris.

5.7.3 Lien entre pente spectrale et niveau de réflectance

La Figure 5.30 montre la pente spectrale en fonction du niveau de réflectance pour chaque IDP. L'IDP #15 a été inclus dans cette partie. A première vue, aucune corrélation n'est apparente sur cette Figure. En ne considérant que les IDPs (11 à 15 et 7_a et 7_b) pour lesquels une corrélation entre la pente spectrale et la taille existe (section 5.7.1) une tendance linéaire entre la pente spectrale et le niveau de réflectance apparaît. Ainsi pour les plus petits IDPs, la pente spectrale et le niveau de réflectance sont linéairement liés à leur taille. Cela implique donc que dans cette gamme de taille, plus un IDP est sombre et plus sa pente spectrale est positive.

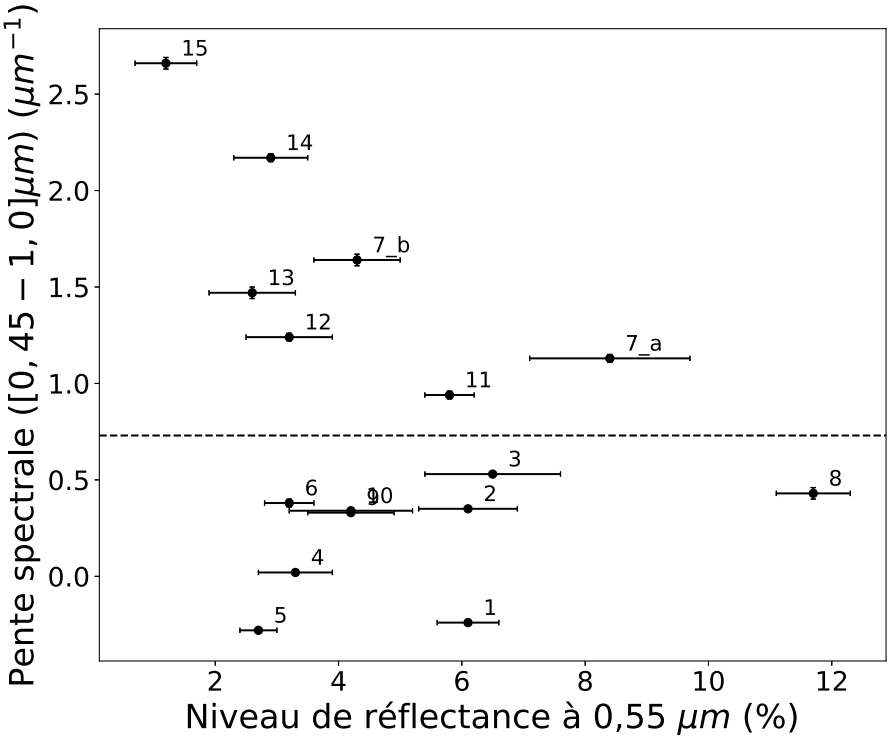


FIGURE 5.30 – Pente spectrale (calculée sur l'ensemble de la gamme spectrale) en fonction du niveau de réflectance extrait à $0,55\,\mu m$ pour chaque IDP. Les numéros correspondent à ceux introduits dans la table 5.1. La ligne en pointillé montre la séparation entre les IDPs pour lesquels une corrélation entre la pente spectrale et la surface équivalente peut être envisagée (au dessus) et les autres (en dessous).

5.7.4 Les bandes d'absorption

La Figure 5.23 montre que des interférences sont présentes sur de nombreux spectres. Ces interférences peuvent empêcher la détection de certaines bandes d'absorption, cependant ces interférences peuvent indiquer une structure et/ou composition particulière de la surface tel que la présence de matériaux cristallins. Il est donc nécessaire d'établir un critère de détection. Suite à la discussion sur les pentes, les plus petites particules pourraient également être affectées par un biais de mesure et cela pourrait compliquer la détection de potentielles bandes d'absorption. Pour les particules du panel a (les plus grandes) une bande d'absorption sera identifiée s'il n'y a pas d'interférences dans le spectre ou si elles sont plus rapprochées et moins profondes que celles-ci. Pour les particules du panel b (les plus petites) l'identification de bande d'absorption est plus compliquée.

Prenons l'exemple des particules 13, 14 et 15, ces trois IDPs possèdent une bande d'absorption dans la région des silicates $\sim 0,9\,\mu m$ mais la position de cette bande semble corrélée à la taille de ces particules (meilleur fit linéaire avec $R^2 \sim 0,98$). La profondeur des bandes semble également liée à la taille des IDPs. Il est impossible d'établir une tendance pour la profondeur, puisque la bande présente dans le spectre de l'IDP 13 n'est pas entière. Le fait que ces bandes d'absorption possèdent des caractéristiques liées à la taille

des IDPs complique donc leur interprétation. Ainsi ces bandes pourraient être attribuées à la présence de silicates dans ces IDPs, mais pourraient également être due à des interférences qui apparaissent en dessous d'une certaine taille dans un continuum avec une pente positive.

Le cas de l'IDP L2079C18 est particulièrement intéressant car il s'agit du plus gros IDP analysé ici et qui possède une très large bande d'absorption $\sim 0,66\,\mu m$ avec une profondeur de bande de $8,0 \pm 0,6\,\%$ relativement au continuum. Cette bande est clairement identifiable puisque les possibles interférences présentes sur ce spectre ont une profondeur de l'ordre de $1,3\,\%$. La position de cette bande est également indicatrice de la composition de cet IDP. En effet la région $0,6 - 0,75\,\mu m$ est la région d'absorption des phyllosilicates due à l'absorption $Fe^{3+} - Fe^{2+}$. La position de la bande d'absorption dépend du type de phyllosilicate. Les phyllosilicates de type saponite apparaissent plutôt aux courtes longueurs d'ondes avec une position $\leq 0,7\,\mu m$ tandis que les phyllosilicates de type serpentine apparaissent plutôt avec une position de bande $\geq 0,7\,\mu m$. Ces deux types de phyllosilicates sont retrouvés dans la matière extraterrestre en différentes proportions ce qui peut indiquer différentes origines et/ou évolution. Il est intéressant de noter que parmi les différents types de météorites hydratées les météorites de type CM possèdent une minéralogie plutôt dominée par les serpentines (Beck et al. 2010) tandis que les météorites de type CR ou CI sont plutôt dominées par un mélange de saponite et de serpentine (Beck et al. 2010). Dans les IDPs le principal type de phyllosilicate retrouvé est la saponite (Zolensky & Barrett 1994).

D'un point de vue spectroscopique, cependant une nette différence apparaît entre les météorites de type CM, CR et CI. Les météorites de type CR et CI n'ont en général pas de bande d'absorption détectée dans leur spectre de réflectance dans la gamme des phyllosilicates $(0,6 - 0,75\,\mu m)$ contrairement aux météorites de type CM qui sont donc principalement comparées aux astéroïdes hydratés (Complex C) qui possèdent une signature $\sim 0,7\,\mu m$. Cependant les météorites de type CM possèdent des positions de bande d'absorption qui sont légèrement décalées par rapport à celles des astéroïdes hydratés. Les météorites possèdent un centre de bande principalement distribué dans la gamme $0,71 - 0,75\,\mu m$ tandis que les astéroïdes hydratés ont un centre de bande distribué dans la gamme $0,65 - 0,72\,\mu m$ (à 3σ) (Burbine 1998 ; Fornasier et al. 2014).

L'IDP L2079C18 possède donc une bande d'absorption qui est différente de celle des météorites, et qui se place dans la limite inférieure des positions de bande des astéroïdes hydratés. La Figure 5.31 montre le spectre de l'IDP L2079C18 et la superposition des domaines de position de bande pour les météorites de type CM (gamme grise) et les astéroïdes hydratés (gamme bleue). Ainsi cet IDP pourrait être un bon analogue pour certains astéroïdes hydratés et il serait ainsi un analogue différent des météorites de type CM. Il faut noter cependant que la profondeur de bande ne correspond pas totalement entre les astéroïdes et l'IDP L2071C18. La bande de l'IDP est beaucoup plus profonde que celle calculée sur les différents astéroïdes. $8,0 \pm 0,6\,\%$ pour L2079C18 et jusqu'à $7\,\%$ dans le dataset d'astéroïde de Fornasier et al. 2014. Cependant, contrairement à la position de bande la profondeur de bande peut être affectée par différents processus. Le space-wheathering affecte ainsi la profondeur de bande et cause généralement une diminution de celle-ci sans changer la position de bande (exemple Marchi et al. 2005 et les références à l'intérieur). La taille de grain de la surface mais également l'angle de phase peuvent également jouer un

rôle dans la profondeur des bandes d'absorption. Il est donc possible que l'un ou plusieurs de ces processus expliquent la différence observée entre l'IDP et les astéroïdes. Ainsi cet IDP est un des rares matériaux extraterrestres avec une bande d'absorption prononcée dans la région des saponites et qui se trouve dans la limite inférieure de la distribution des positions de bande pour les astéroïdes hydratés.

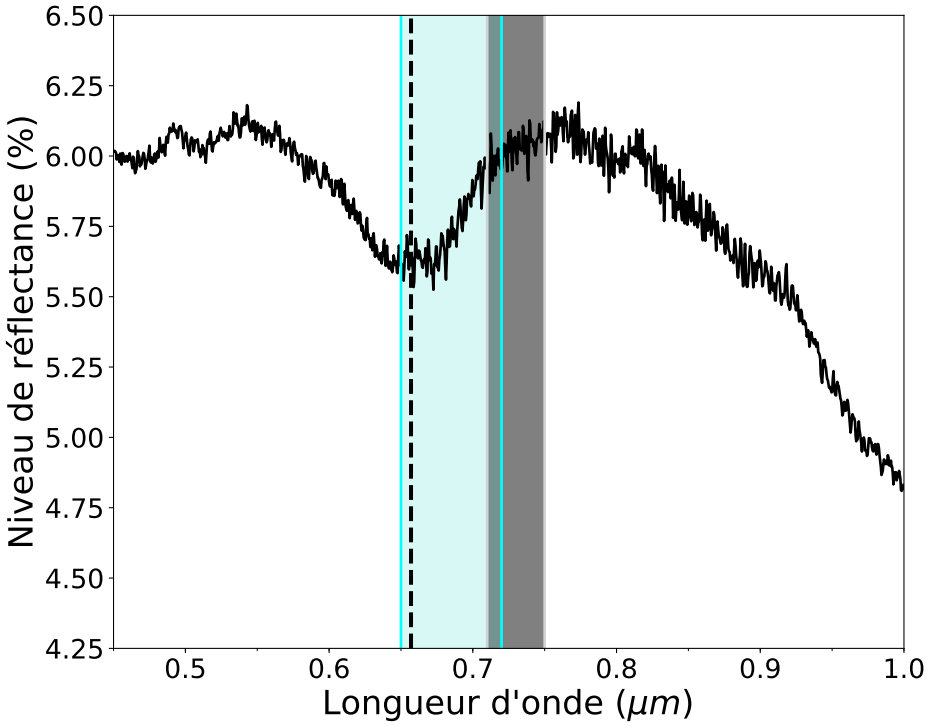


FIGURE 5.31 – Spectre de réflectance de l'IDP L2079 C18. La ligne pointillée montre la position de la bande d'absorption ($\sim 0,66\,\mu m$). La zone bleue correspond à la gamme de variation des positions de bande pour les astéroïdes possédant une bande d'hydratation et la zone grise aux positions de bandes pour les météorites de type CM (Fornasier et al. 2014).

Chapitre 6

Spectres IR et Raman d'IDPs

« D'innombrables Soleils existent ; d'innombrables terres sont en orbite autour de ces soleils de la même façon que les sept planètes tournent autour de notre Soleil. Des êtres vivants peuplent ces mondes »
Giordano Bruno

Sommaire

6.1 L'huile de silicone en IR 131
6.2 Spectres d'absorption des IDPs dans l'infrarouge moyen . . 136
6.2.1 Analyse fine de la bande à 10 μm 138
6.3 Spectres d'absorption des IDPs dans l'infrarouge lointain . . 141
6.4 Spectres Raman des IDPs 143

6.1 L'huile de silicone en IR

Avant de réaliser les mesures sur les IDPs, je me suis intéressé à l'huile de silicone utilisée par la NASA lors de la collecte des grains stratosphériques. Bien que les IDPs ont été nettoyés avant leur envoi, un résidu d'huile de silicone pourrait toujours être présent sur ou autour du grain. Il est alors important de pouvoir identifier une possible contamination d'un IDP et donc de connaître les signatures spectrales de l'huile de silicone dans la gamme d'analyse. Pour ce faire, j'ai déposé sur une cellule diamant quelques gouttes d'huile de silicone (envoyée par la NASA) pour obtenir son spectre IR dans les mêmes conditions que les IDPs (Figure 6.1).

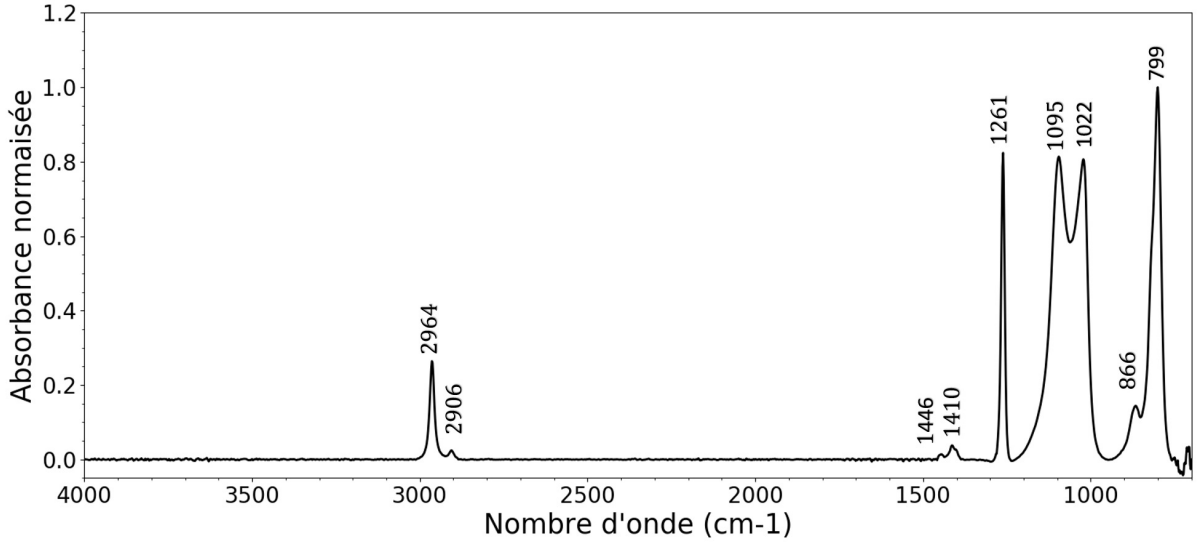


FIGURE 6.1 – Spectre infrarouge d'une fine couche d'huile de silicone déposée sur une cellule diamant. La position de chaque bande est indiquée sur le spectre en cm^{-1}.

Ce spectre montre vraiment l'importance du nettoyage de cette huile avant l'analyse des grains car elle possède de nombreux pics notamment dans les régions d'intérêts pour l'analyse des spectres IR d'IDPs. L'huile de silicone possède notamment des pics dans la région des silicates (autour de $1000\,cm^{-1}$) et dans la région des organiques (autour de $2900\,cm^{-1}$). Trois bandes caractéristiques peuvent aider à détecter une contamination dans le spectre IR d'un IDP. La bande à $799\,cm^{-1}$ qui n'est présente que très rarement dans les spectres de matière extraterrestre primitive et qui quand elle est présente seule peut être attribuée à des oxydes. Dans le cas des IDPs il est très probable qu'ils contiennent de la magnétite mais les bandes caractéristiques de cet oxyde se trouve en dessous de $500\,cm^{-1}$. La bande à $1261\,cm^{-1}$ qui est également rare dans la matière extraterrestre est le plus souvent attribuée à la liaison $C-O$ (dans les esters), elle se retrouve donc également associée à différentes bandes annexes telles que l'élongation de la liaison $C-O$ qui signe entre $1315\,cm^{-1}$ et $1335\,cm^{-1}$. Une dernière bande permettant de faire un diagnostic de contamination est la bande présente autour de $2964\,cm^{-1}$, celle-ci se superpose à la bande des CH aliphatiques dans la matière extraterrestre primitive. La forme de cette structure aliphatique est caractéristique, de manière générale la bande à $\sim 2950\,cm^{-1}$ est inférieure à la bande à $\sim 2930\,cm^{-1}$ ainsi une inversion des rapports de ces deux bandes peut indiquer une contamination.

Le spectre de l'IDP L2079C18 est un exemple simple d'un cas de contamination à l'huile de silicone. En effet malgré le nettoyage réalisé par la NASA, le spectre IR de ce grain présente toutes les caractéristiques d'une contamination, comme discuté précédemment. Le spectre possède la bande à $1261\,cm^{-1}$ (avec une bande autour de $1325\,cm^{-1}$ pouvant être associée également à la liaison $C-O$), la bande à $799\,cm^{-1}$, une inversion des hauteurs des pics des organiques avec la bande à $2924\,cm^{-1}$ se retrouvant plus petite que la bande à $2964\,cm^{-1}$. La comparaison du spectre de l'IDP avec celui de l'huile de silicone est présentée en Figure 6.2.

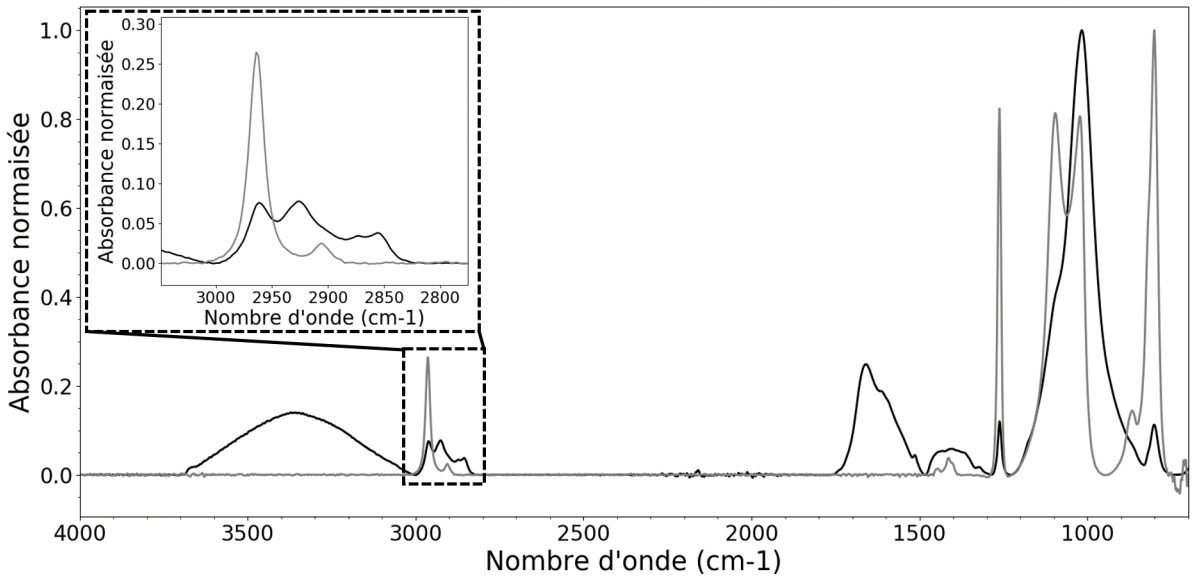


FIGURE 6.2 – Spectre infrarouge de l'IDP L2079C18 (noir) superposé au spectre de l'huile de silicone (gris) avec un zoom sur la bande des organiques.

Avant de corriger les spectres des IDPs étudiés ici, j'ai réalisé une expérience de contamination sur un grain de la météorite Tagish Lake afin de vérifier l'efficacité d'une correction. Le spectre IR du grain de Tagish Lake avant contamination a d'abord été acquis, il a servi de référence pour les bandes d'intérêts. J'ai ensuite déposé une infime (une goutte d'huile à été déposée à côté du grain et étant un composé très volatil cela à suffit pour contaminer l'échantillon) dose d'huile de silicone sur le grain et pris de nouveau son spectre IR. Le spectre acquis après contamination possède les mêmes caractéristiques que le spectre de l'IDP dans lequel une contamination est soupçonnée. La comparaison entre les deux spectres est montrée sur la Figure 6.3. Cette comparaison montre que le rapport des bandes des organiques a été modifié par rapport au spectre initial avec une augmentation de la bande à $2964\,cm^{-1}$, que les bandes à 1261 et $799\,cm^{-1}$ sont apparues ainsi que des épaulements au niveau de la bande des silicates à $\sim 1100\,cm^{-1}$ et $\sim 1020\,cm^{-1}$.

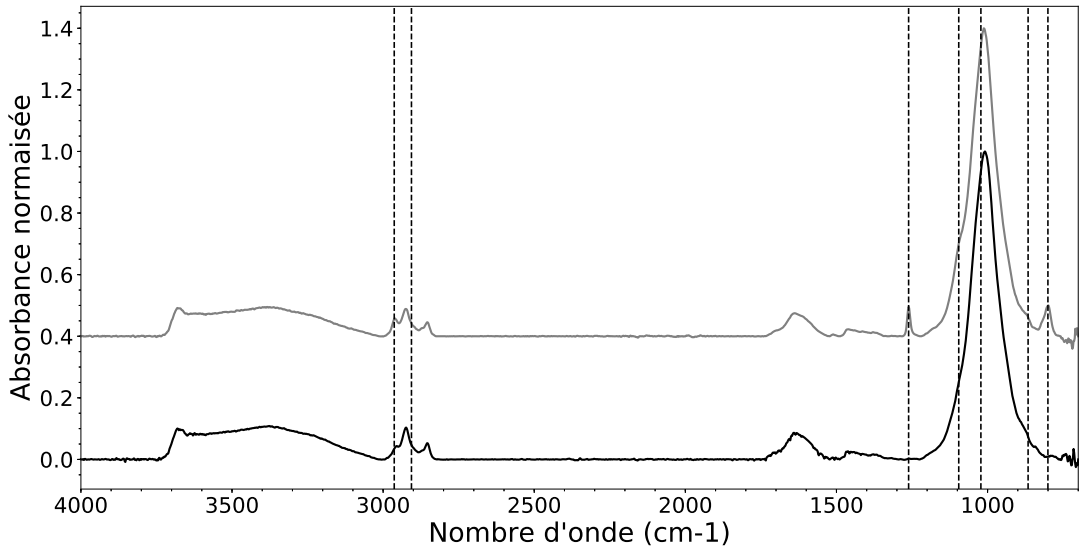


FIGURE 6.3 – Spectre infrarouge du grain de la météorite Tagish Lake contaminé avec de l'huile de silicone (gris) et spectre du même grain avant contamination (noir). Les spectres sont normalisés au maximum de la bande à $10\,\mu m$ et ont été décalés verticalement pour une meilleure comparaison.

En première approximation, le spectre d'absorption d'un matériau pouvant être considéré comme une combinaison linéaire des différents spectres de ses composants, il suffit de déterminer dans quelle proportion la contamination est présente. Pour cela je me base essentiellement sur les deux bandes à $799\,cm^{-1}$ et à $1261\,cm^{-1}$ car elles ne sont que très rarement superposées à des signatures intrinsèques à l'échantillon. La contribution de l'huile de silicone est ensuite soustraite au spectre de la météorite pour obtenir le spectre corrigé. Le spectre corrigé s'obtient donc finalement par :

$$S_c = S_{nc} - \frac{h^{TL}_{w_b}}{h^{conta}_{w_b}} \times S_{conta} \tag{6.1}$$

Avec h_{w_b} la hauteur de la bande à 799 ou à $1261\,cm^{-1}$ (suivant la bande choisie pour appliquer la correction), S_{nc} le spectre non corrigé, S_{conta} le spectre du contaminant (ici celui de l'huile de silicone (Figure 6.1)) et S_c le spectre corrigé.

Le résultat de la contamination et de la correction (par rapport à la bande à $799\,cm^{-1}$) sur les bandes de silicates et d'organiques de la météorite TL est présenté en Figure 6.4. Cette correction linéaire a ainsi permis de retrouver la forme du spectre avant contamination en faisant disparaître les deux bandes à 1261 et $799\,cm^{-1}$. Cela a également permis de faire disparaître les épaulements dans la bande des silicates et de retrouver le rapport des bandes des organiques.

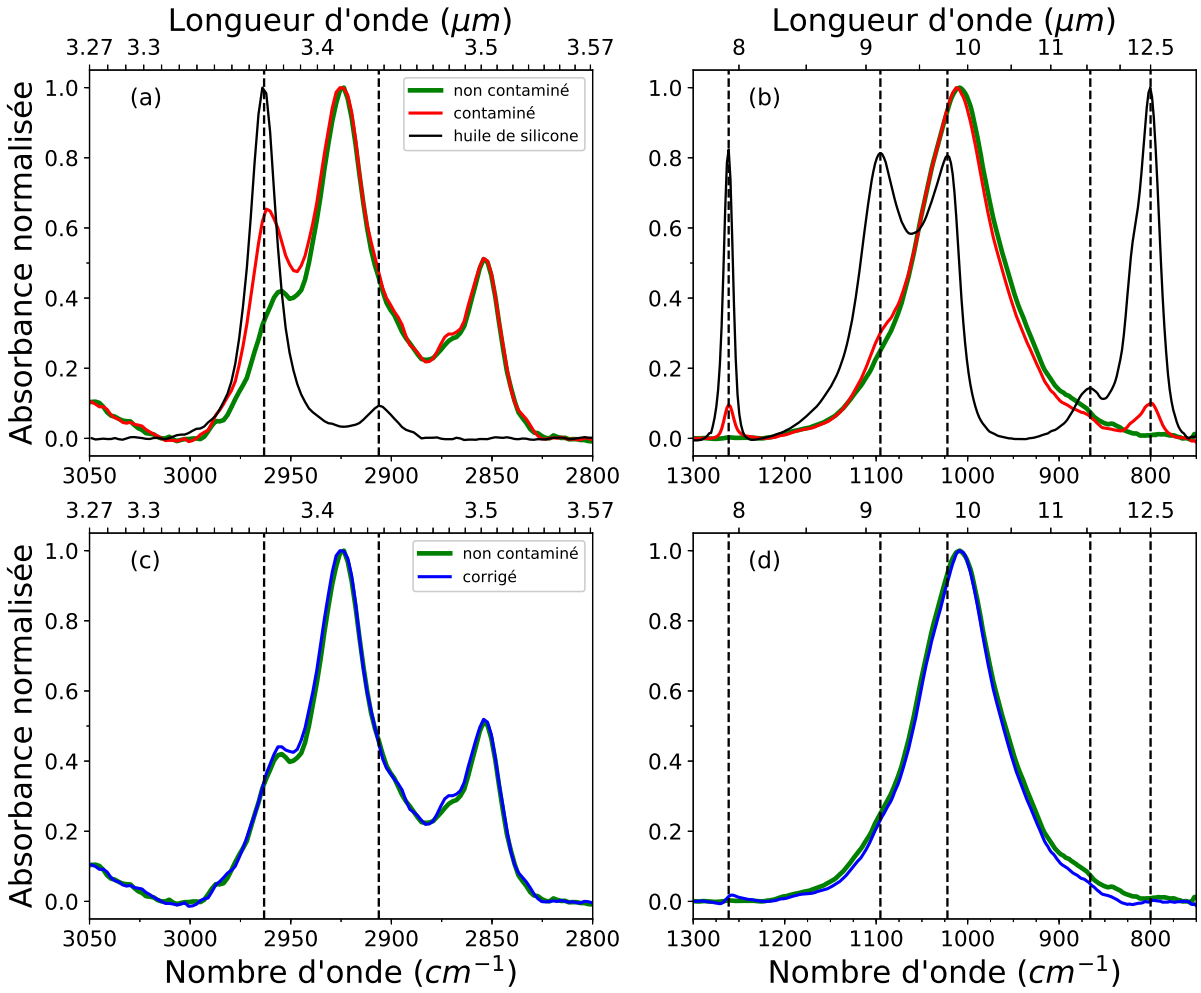


FIGURE 6.4 – Les panels a) et b) montrent les spectres de l'huile de silicone (noir), du grain de TL non contaminé (vert) et du grain de TL contaminé (rouge) dans la région des aliphatiques et des silicates respectivement. Dans les panels c et d je compare le spectre du grain de TL non contaminé (vert) avec celui obtenu après correction linéaire du spectre contaminé (bleu) dans la région des aliphatiques et des silicates respectivement.

Pour s'assurer que le fait de prendre la bande à $799\,cm^{-1}$ ne change pas le résultat par rapport à une correction avec la bande à $1261\,cm^{-1}$, notamment pour la bande des organiques, une comparaison de cette bande corrigée avec ces deux bandes est présentée en Figure 6.5. Cette figure montre bien que le fait de choisir l'une ou l'autre de ces bandes ne change pas le résultat de la correction dans le cas de la météorite qui ne possédait pas de signature intrinsèque à $1261\,cm^{-1}$ et une bande de silicate ne débordant pas trop sur la bande à $799\,cm^{-1}$. L'une ou l'autre de ces deux bandes pourra être choisie pour appliquer une correction dans le cas d'une contamination, dans le cas où la bande des silicates n'empiète pas trop fortement sur la bande à $799\,cm^{-1}$ cette bande sera privilégiée car elle très peu observée dans les IDPs. Cependant quand les silicates débordent trop sur celle-ci la bande à $1261\,cm^{-1}$ devra être privilégiée en s'assurant qu'une composante de la liaison $C-O$ n'est pas présente dans le grain en question.

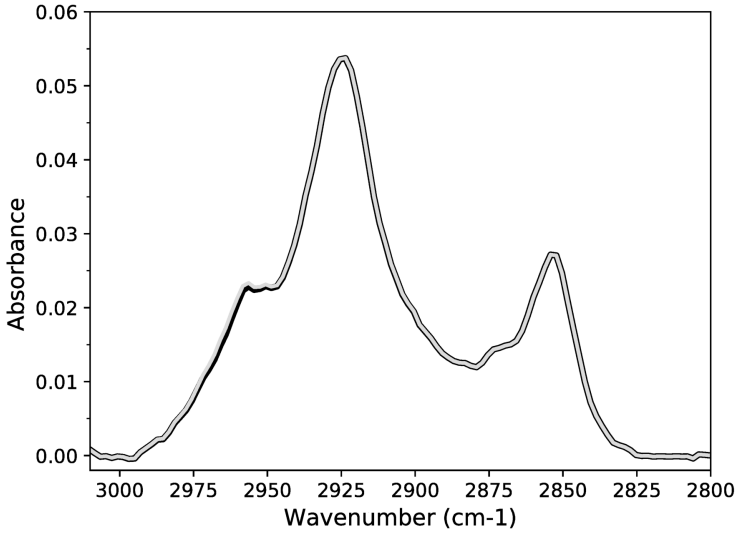


FIGURE 6.5 – Comparaison des résultats de correction des aliphatiques en utilisant la bande à $799\,cm^{-1}$ (noir) ou la bande à $1261\,cm^{-1}$ (gris).

6.2 Spectres d'absorption des IDPs dans l'infrarouge moyen

Les spectres IR des IDPs ont été obtenus dans différentes gammes de nombres d'onde suivant la taille des IDPs. Les plus gros ont pu être analysés en IR moyen et lointain, tandis que les plus petits seulement dans l'infrarouge moyen. La Figure 6.6 montre l'ensemble des spectres IR obtenus sur les IDPs dans l'infrarouge moyen. Les spectres du panel du haut sont seulement corrigés de la ligne de base, tandis que les spectres du panel du bas sont corrigés de la ligne de base et de la contamination à l'huile de silicone. Les spectres sont décalés verticalement pour plus de lisibilité et ont été normalisés au maximum de la bande à $1000\,cm^{-1}$ ($10\,\mu m$)

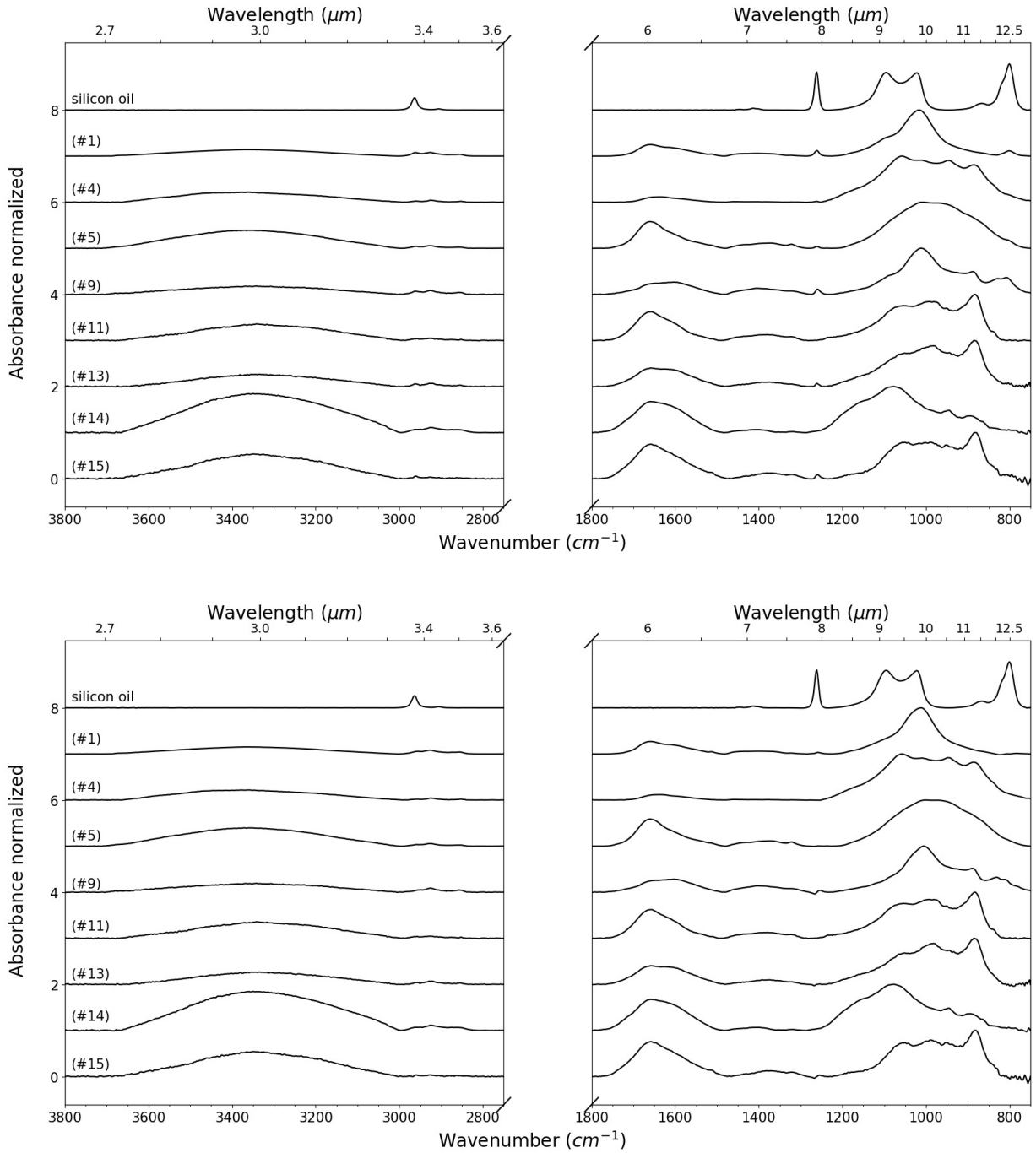


FIGURE 6.6 – Spectres IR des IDPs et de l'huile de silicone. Le spectre du haut dans chaque panel correspond à celui de l'huile de silicone qui a été normalisé à la bande à $799\,cm^{-1}$. Les autres spectres sont ceux des IDPs et ont été normalisés au maximum de la bande des silicates autour de $1000\,cm^{-1}$. L'identification de chaque IDP est donnée au dessus des spectres. Les spectres ont été décalés pour plus de lisibilité. Le panel du haut montre les spectres non corrigé de l'huile de silicone et le panel du bas les spectres après correction linéaire de la contribution de l'huile de silicone.

La Figure 6.7 montre un zoom de la bande à $10\,\mu m$ et de la bande des organiques pour chacun des IDPs analysés. Les spectres sont corrigés de la ligne de base, de l'huile de silicone et sont décalés verticalement.

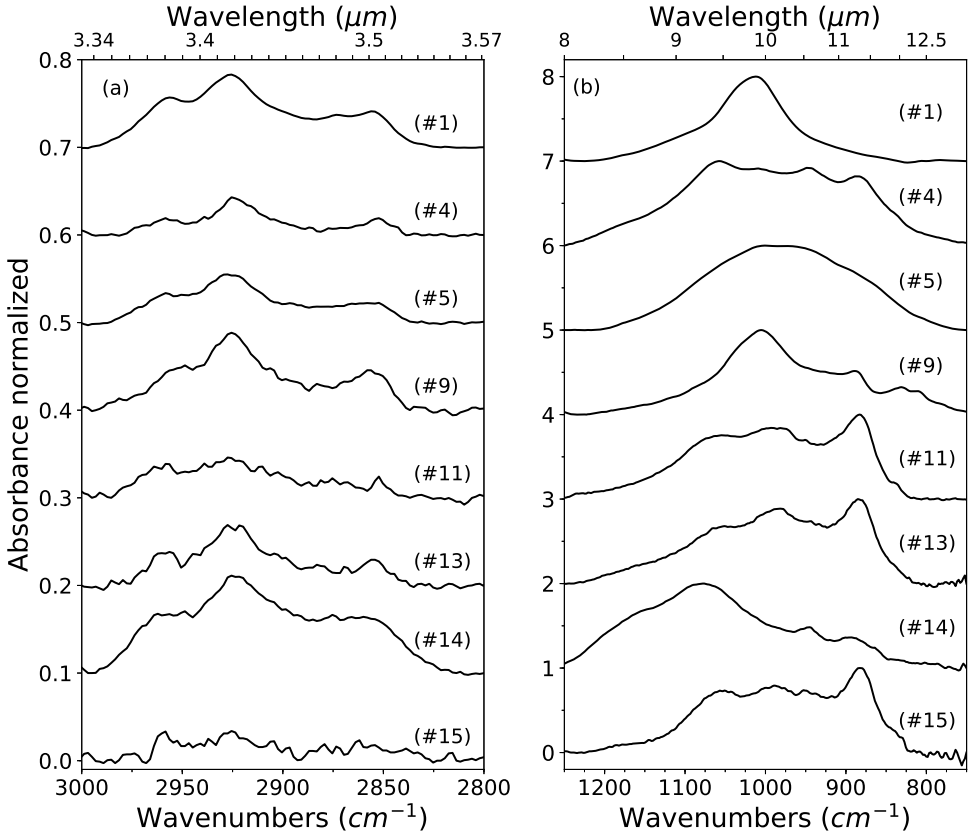


FIGURE 6.7 – (a) bande des aliphatiques de chaque IDP ($[3000 - 2800]\ cm^{-1}$). (b) bande des silicates de chaque IDP ($[1250 - 750]\ cm^{-1}$). Les spectres ont été corrigés de la ligne de base et de la contribution de l'huile de silicone et pour finir ont été normalisés au maximum de la bande des silicates. L'identification de chaque IDP est indiquée au dessus de chaque spectre. Les spectres ont été décalés verticalement pour plus de lisibilité.

6.2.1 Analyse fine de la bande à $10\,\mu m$

La composition silicatée des IDPs est obtenues en ajustant la signature autour de $1000\,cm^{-1}$ ($10\,\mu m$). Ce fit est réalisé en tenant compte de la présence de l'huile de silicone dans le spectre non corrigé et est également réalisé avec le spectre corrigé. Les résultats obtenus pour chaque IDPs sont identiques à 5 % près dans les deux cas. La composition silicatée des IDPs est donc obtenue avec une incertitude de 5 % ce qui est en adéquation avec l'incertitude obtenue par l'étalonnage de la méthode par Merouane et al. (2014). Les fits des bandes à $10\,\mu m$ sont présentés sur la Figure 6.8 pour les spectres corrigés de l'huile de silicone. La bande des silicates de l'IDP W7068 B37 n'a pas pu être traitée avec notre ajustement à cause de la présence d'un élargissement de la bande autour de $1120 - 1220\,cm^{-1}$, le cas de cet IDP sera discuté plus tard dans ce chapitre. La Table 6.1 résume la composition silicatée basée sur la bande à $1000\,cm^{-1}$ pour chaque IDP.

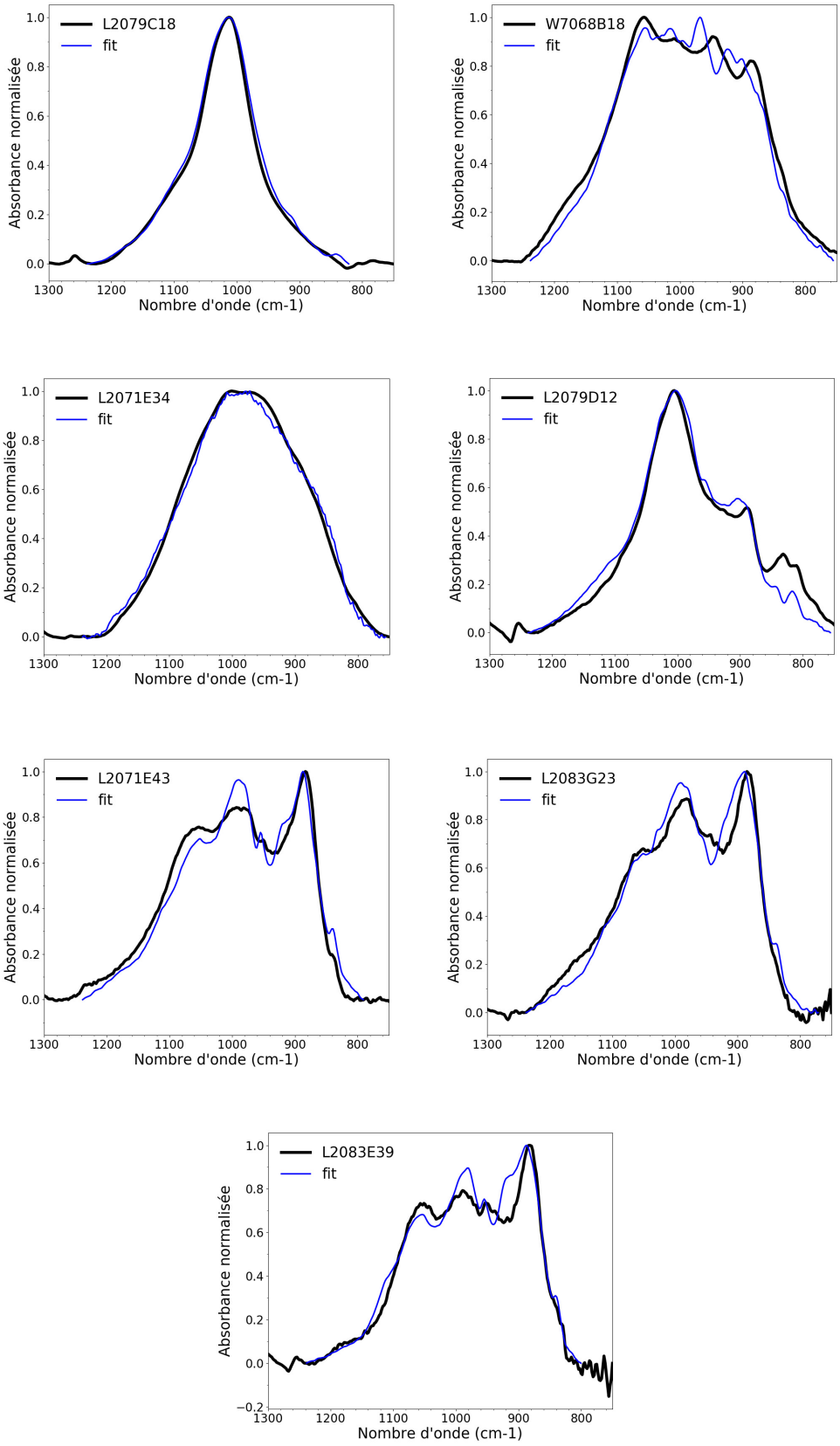


FIGURE 6.8 – En bleu, résultat de l'ajustement de la bande des silicates à $1000\,cm^{-1}$ ($10\,\mu m$) pour chaque IDP dont la signature spectrale dans cette gamme est donnée en noir.

Numéro	Fraction de phyllosilicate (%)	Fraction d'amorphe (%)	Fraction d'olivine (%)	Fraction de pyroxène (%)	Ratio ol/(ol+pyr)
1	94	3	3	0	1
4	0	50	15	35	0.3
5	15	80	0	5	0
9	65	0	35	0	1
11	0	30	55	15	0.79
13	0	30	55	15	0.79
14	−−	−−	−−	−−	−−
15	0	20	55	25	0.69

TABLE 6.1 – Composition minérale des IDPs déterminée à partir de l'ajustement de la bande à $1000\,cm^{-1}$ ($10\,\mu m$). L'erreur de cet ajustement est de l'ordre de 5 %. Le spectre de l'IDP W7068 B37 (#14) n'a pas été ajusté correctement avec la bibliothèque de spectres utilisée et sa composition silicatée n'a donc pas été obtenue.

Parmi les 7 IDPs pour lesquels la composition silicatée a été obtenue, 3 possèdent une composition hydratée, dont l'IDP L2079 C18 (#1) qui possède une forte bande d'absorption dans son spectre Vis-NIR dans la région des phyllosilicates. De plus son hydratation est confirmée par la présence de la bande OH de structure autour de $3760\,cm^{-1}$. Dans le jeu d'IDPs anhydres disponible ici la majorité est plutôt riche en olivine.

Pour quantifier la richesse en carbone dans les groupements aliphatiques je calcule le rapport $N(CH)/N(SiO)$ pour chaque IDP. La valeur de ce ratio peut être affectée par la contamination à l'huile de silicone. Pour évaluer un potentiel effet de l'huile sur la valeur de ce rapport je le calcule dans un premier temps pour le grain de la météorite Tagish-Lake dans trois cas : avant contamination le rapport $N(CH)/N(SiO) = 2,17 \pm 0,004$, après contamination le rapport $N(CH)/N(SiO) = 2,17 \pm 0,004$ et après correction de l'huile de silicone le rapport $N(CH)/N(SiO) = 2,14 \pm 0,004$. Finalement les trois valeurs sont proches l'une de l'autre et restent du même ordre de grandeur $\sim 2,1 - 2,2$ mais la valeur obtenue après correction est la plus éloignée. Le fait que la valeur avant et après contamination soient proches l'une de l'autre est attendu, car il s'agit d'un rapport et l'huile de silicone possède des contributions dans les deux régions qui interviennent dans ce rapport. Le fait de faire une correction est cependant nécessaire notamment si l'on souhaite analyser des régions du spectre seul, par exemple une analyse fine de la bande des organiques ou de la bande à $10\,\mu m$. Dans le cas des IDPs, je choisis donc de calculer ce ratio avec le spectre contaminé et après correction de la contribution de l'huile de silicone. Cela permet de vérifier que les deux valeurs ne diffèrent pas trop l'une de l'autre et j'obtiens ainsi une évaluation de l'incertitude sur cette valeur en prenant la différence entre ces deux valeurs obtenues σ_{oil}. Pour obtenir l'incertitude totale sur ce paramètre, je considère aussi l'incertitude obtenue par le calcul des aires des bandes. En effet pour ce calcul il est nécessaire de définir les limites inférieure et supérieure de la bande, le choix de ces limites induit une erreur de l'ordre de $\sigma_l = 0,0001$ sur le résultat final. L'incertitude sur ce rapport est donc finalement obtenue par :

$$\sigma = \sqrt{\sigma_{oil}^2 + \sigma_l^2} \tag{6.2}$$

Les valeurs de $N(CH)/N(SiO)$ pour chaque IDP sont résumées dans la Table 6.2.

Numéro	$A(CH)/A(SiO)$	$N(CH)/N(SiO)$
1	0.0518 ± 0.0003	2.21 ± 0.01
4	0.0084 ± 0.0003	0.36 ± 0.01
5	0.0167 ± 0.0004	0.71 ± 0.02
9	0.0340 ± 0.0006	1.45 ± 0.03
11	0.0161 ± 0.0001	0.688 ± 0.004
13	0.0207 ± 0.0007	0.88 ± 0.03
14	0.0458 ± 0.0001	1.952 ± 0.004
15	0.013 ± 0.001	0.55 ± 0.05

TABLE 6.2 – Résumé des valeurs obtenues pour chaque IDP pour les rapports entre les aires des bandes aliphatiques et SiO ($A(CH)/A(SiO)$) et pour le rapport $N(CH)/N(SiO)$ calculé avec la force de bande $A_{CH} = 4,69 \times 10^{-18}\, cm/molcules$. Les incertitudes des valeurs obtenues pour les IDPs #11 et #14 sont très faibles car ces IDPs ne sont pas contaminés à l'huile de silicone.

6.3 Spectres d'absorption des IDPs dans l'infrarouge lointain

Il est possible pour les plus gros IDPs d'obtenir un spectre dans l'infrarouge lointain grâce à un détecteur bolomètre connecté au spectromètre (cf figure 3.22). Le spectre obtenu dans l'infrarouge lointain est superposable au spectre obtenu dans l'infrarouge moyen ce qui permet d'obtenir une gamme très large de longueur d'onde. Cette gamme apporte des informations complémentaires à la première, notamment concernant les minéraux tels que les silicates. La Figure 6.9 présente les spectres obtenus dans l'ensemble de la gamme infrarouge pour les IDPs et la météorite Tagish-Lake ayant été analysés au bolomètre. Les spectres sont bruts, c'est à dire sans correction de la ligne de base ni de la contamination à l'huile de silicone. La figure 6.10 montre le spectre obtenu dans la même gamme sur une fine couche d'huile de silicone déposé sur diamant. Ce spectre montre qu'une nouvelle bande apparaît dans la région des silicates autour de $20\,\mu m$. La bande à $20\,\mu m$ de L2079C18 et TL sont très similaire et typique des phyllosilicates. Cette bande confirme donc la forte hydratation de cet IDP. L'IDP W7068B18 possède une bande à $20\,\mu m$ légèrement structurée typique de la présence de silicates. Cette bande est également large ce qui confirme la présence d'une partie amorphe dans ce grain comme observé avec la déconvolution de la bande à $10\,\mu m$. La bande à $20\,\mu m$ de l'IDP L2071E34 est dépourvue de structure ce qui est cohérent avec la déconvolution de sa bande à $10\,\mu m$ indiquant une large fraction de silicate amorphe.

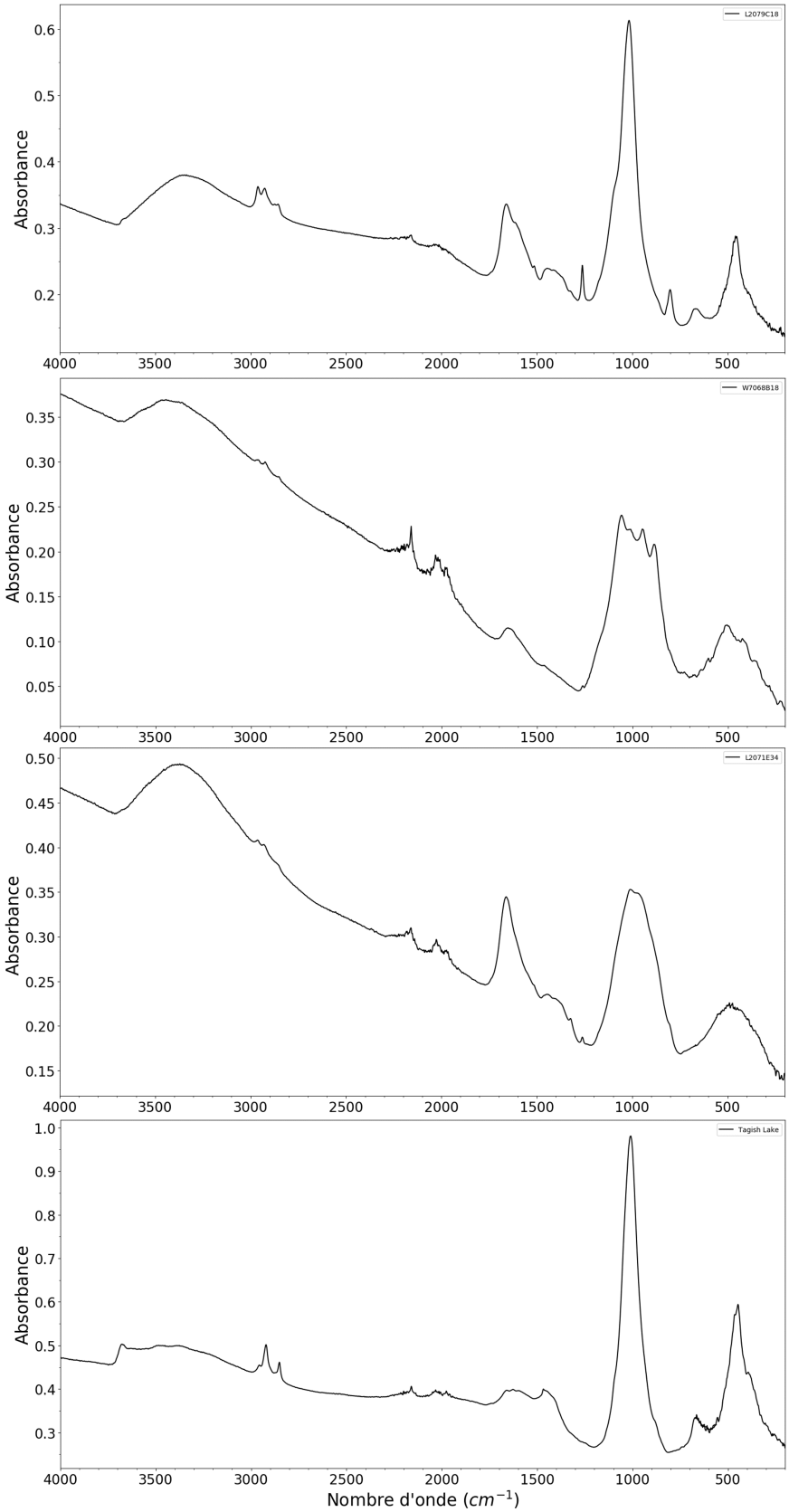


FIGURE 6.9 – Spectres infrarouges dans la gamme complète obtenue en couplant les spectres obtenus dans l'infrarouge moyen (détecteur MCT-B) et dans l'infraouge lointain (détecteur bolomètre). Les structures entre 1900 et 2200 cm^{-1} sont dues au diamant.

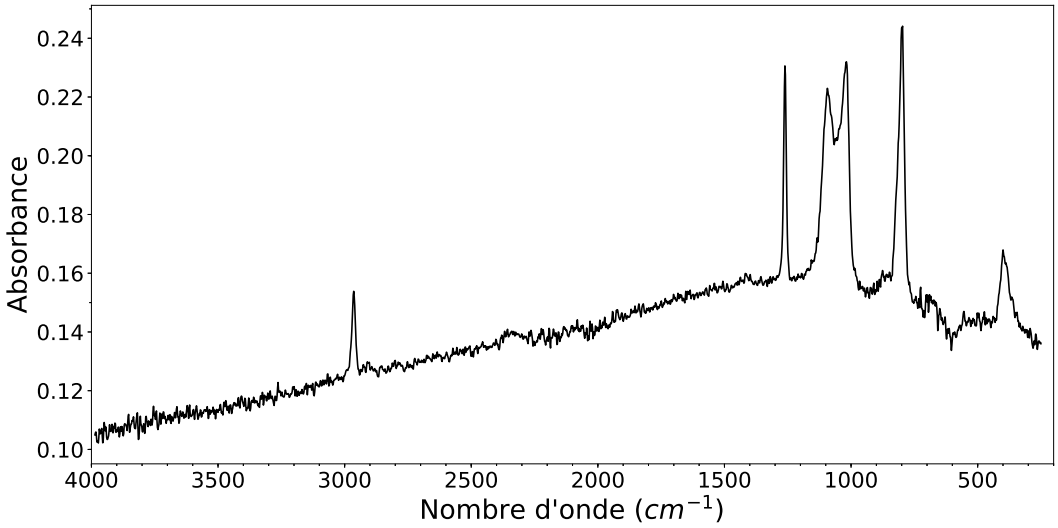


FIGURE 6.10 – Spectres infrarouge dans la gamme complète obtenue en couplant les spectres obtenus dans l'infrarouge moyen (détecteur MCT-B) et dans l'infraouge lointain (détecteur bolomètre) d'une fine couche d'huile de silicone déposée sur diamant.

6.4 Spectres Raman des IDPs

Pour compléter les analyses des IDPs j'ai mesuré pour finir des spectres Raman. Comme l'infrarouge a montré une contamination potentielle des IDPs à l'huile de silicone, j'ai commencé par caractériser cette huile en spectroscopie Raman. Contrairement au domaine IR, l'huile de silicone ne possède pas de signatures importantes dans la gamme d'étude Raman. Seule une faible bande apparaît autour de $1407\,cm^{-1}$ due au modes de bending des groupements CH_3. En effet, la bande stretching correspondante était très importante en IR (cf fig 6.1.a) La principale signature Raman de l'huile de silicone se trouve autour de $3000\,cm^{-1}$ et celle-ci n'a pas été détectée dans les spectres des IDPs. La spectroscopie Raman étant faite à très petite échelle, les points sondés étant de taille $\sim 1\,\mu m$ l'huile de silicone ne semble pas être assez présente pour avoir une signature significative à ces échelles contrairement à la spectroscopie IR qui englobait l'ensemble du grain. Les spectres Raman obtenus sur les IDPs et sur l'huile de silicone sont présentés sur la Figure 6.11.

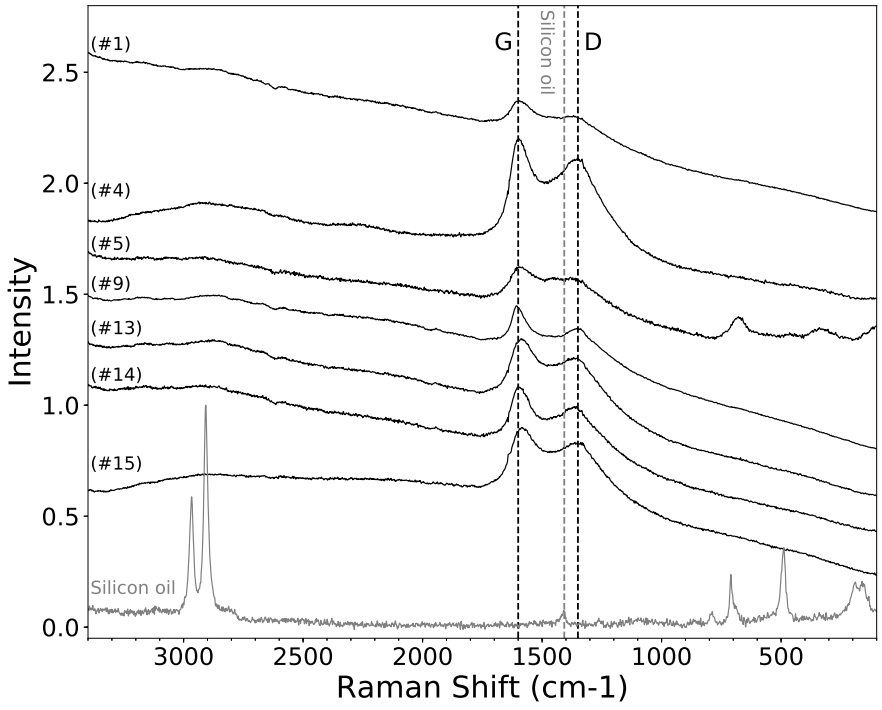


FIGURE 6.11 – Spectres Raman des IDPs et de l'huile de silicone. Les lignes pointillées noires pointent les positions des bandes G et D et la ligne pointillée grise pointe la position de la bande de l'huile de silicone dans la région d'intérêt. L'identification de chaque échantillon est indiquée au dessus de chaque spectre. Pour plus de lisibilité les spectres ont été décalés verticalement.

Seul le spectre de l'IDP L2071 E34 (#5) présente des bandes d'absorption de minéraux dans la gamme $[200 - 800]$ cm^{-1}. Ces bandes sont typiques de la magnétite et seront discutées plus tard dans ce chapitre. Le spectre de l'IDP L2071 E43 (#11) est dominé par la fluorescence et ne possède aucune signature Raman détectée. Pour chaque spectre Raman d'IDP je calcule les positions et largeurs des bandes D et G (voir section 3.8.3 pour plus de détails), les résultats obtenus sont résumés dans la Table 6.3 ainsi que pour 4 météorites analysées dans les mêmes conditions.

Particule	Numéro	ω_G cm^{-1}	Γ_G cm^{-1}	ω_D cm^{-1}	Γ_D cm^{-1}
L2079C18	1	1590.9 ± 1.5	98 ± 3	1359.8 ± 1.6	285 ± 3
W7068B18	4	1596.4 ± 1.5	91 ± 3	1349.7 ± 1.5	242 ± 3
L2071E34	5	1589.5 ± 1.7	110 ± 3	1357.8 ± 2.0	259 ± 3
L2079D12	9	1605.7 ± 1.5	57 ± 3	1346.2 ± 1.6	247 ± 3
L2071E43	11	–	–	–	–
L2083G23*	13	1582.7 ± 1.5	117 ± 3	1358.1 ± 1.9	274 ± 3
W7068B37	14	1592.9 ± 1.5	92 ± 3	1361.3 ± 1.7	266 ± 3
L2083E39	15	1580.1 ± 1.5	124 ± 3	1363.2 ± 1.8	301 ± 3
Tagish-Lake	–	1593.4 ± 1.5	92.2 ± 6	1370.5 ± 1.5	268 ± 6
Murchisson	–	1595.5 ± 1.5	83.8 ± 3	1354.9 ± 1.6	243.7 ± 3
Allende	–	1602.1 ± 1.5	60.4 ± 3	1348.7 ± 1.6	70 ± 3
FRO95002	–	1599.9 ± 1.5	66 ± 3	1346.4 ± 1.8	91 ± 3

TABLE 6.3 – Paramètres Raman des bandes D et G des IDPs étudiés et de quatre météorites. Le spectre de l'IDP L2071 E43 est dominé par la fluorescence et ne montre donc pas de signature Raman.

Les paramètres des bandes G et D apportent différentes informations sur l'évolution de l'objet en question. En effet le métamorphisme thermique conduit à une augmentation de l'ordre dans la matière carbonée polyaromatique (Moroz et al. 1998 et les références à l'intérieur), à la formation de nanocristaux de graphite et à la disparition des défauts dans le réseau graphitique (Ferrari & Robertson 2000). Ces changements se reflètent en spectroscopie Raman par l'augmentation des valeurs de ω_G vers des valeurs proches de $1600\,cm^{-1}$, due à l'apparition de la bande D2 autour de $1620\,cm^{-1}$. Un métamorphisme plus important conduit à la disparition de cette bande D2 et conduit à un retour graduel de ω_G vers des valeurs proches de $1581\,cm^{-1}$ correspondant à la position de la bande très fine du graphite pur (Busemann et al. 2007). Les largeurs des bandes G et D sont aussi des indicateurs du désordre de la matière poly-aromatique. Les IDPs les plus primitifs d'un point de vue de la spectroscopie Raman sont ceux avec les valeurs les plus importantes de Γ_D, ω_D et Γ_G et avec les plus petites valeurs de ω_G. Ces caractéristiques reflètent en effet le caractère désordonné de la matière aromatique contenue dans ces IDPs. Au contraire, les IDPs avec des valeurs faibles de Γ_D et Γ_G et des valeurs élevées de ω_G caractérisent des IDPs ayant subis un métamorphisme thermique plus important (Busemann et al. 2007).

La Figure 6.12a montre l'évolution de Γ_G en fonction de ω_G pour les IDPs et les 4 météorites étudiées ici. La tendance observée sur les météorites décrites par Busemann et al. (2007) est retrouvée. Sur cette Figure les IDPs les plus primitifs sont donc ceux avec les plus petites valeurs de ω_G. La Figure 6.12b montre l'évolution de la largeur des deux bandes $\Gamma_G + \Gamma_D$ en fonction de ω_G. La même tendance que sur la Figure 6.12a est retrouvée à l'exception de l'IDP L2079 D12 (#9). En effet sa position de la bande G $\omega_G \sim 1605\,cm^{-1}$ indique une graphitisation importante, alors que la position de sa bande D $\omega_D \sim 1346\,cm^{-1}$ indique une forte contribution de la composante D4 autour de $1200\,cm^{-1}$. Cela pourrait indiquer pour cet IDP une graphitisation importante mais avec un degré de désordre plus important que dans le cas des météorites CO et CV.

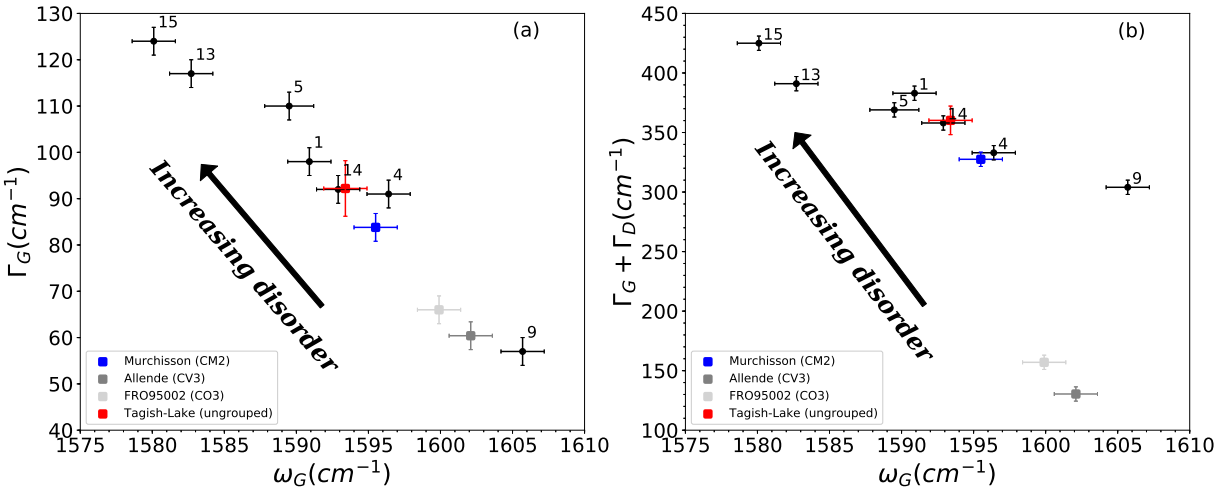


FIGURE 6.12 – (a) Paramètre Raman Γ_G en fonction de ω_G pour les IDPs et pour les météorites Murchisson (carré bleu), Allende (carré gris), Tagish-Lake (carré rouge) et FRO 95002 (carré gris clair). (b) Paramètre Raman $\Gamma_G + \Gamma_D$ en fonction de ω_G pour les IDPs et pour les météorites Murchisson (carré bleu), Allende (carré gris), Tagish-Lake (carré rouge) et FRO 95002 (carré gris clair). L'identification de chaque IDP est précisée à côté des points correspondants.

Chapitre 7

Étude multi-longueur d'onde des IDPs

« Et Dieu dit :

$$\vec{\nabla}\vec{D} = \rho$$

$$\vec{\nabla} \wedge \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t}$$

$$\vec{\nabla}\vec{B} = 0$$

$$\vec{\nabla} \wedge \vec{B} = \vec{j} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t}$$

Et la lumière fut ! »

Sommaire

7.1 Quelques IDPs particuliers 147
7.1.1 L2079 C18 147
7.1.2 L2071 E34 149
7.1.3 W7068 B37 150
7.1.4 W7068 C40 153
7.2 Matière organique et composition silicatée 153
7.3 Matière organique et niveau de réflectance 155
7.4 Conclusions 157

7.1 Quelques IDPs particuliers

Certains IDPs analysés dans ce travail possèdent des caractéristiques spectrales particulières que nous allons discuter dans la suite.

7.1.1 L2079 C18

Cet IDP est vraiment particulier car il possède une bande d'absorption très marquée (profondeur d'environs 8 % par rapport au continuum) dans le domaine du Vis-NIR. Cette bande située $\sim 0,6\,\mu m$ est typique des phyllosilicates (Cloutis et al., 2018). Elle est particulièrement intéressante pour les comparaisons astrophysiques avec les objets primitifs du Système solaire car certains astéroïdes de type Ch/Cgh possèdent des bandes d'hydratation dans le domaine du Vis-NIR, nous discuterons ce point dans le chapitre 9. Le spectre

IR de cet IDP possède également des bandes d'absorption très typiques (à 10 et à 20 μm) et montre une composition basée sur la bande à 10 μm riche en phyllosilicate (chapitre 6). La bande à 20 μm de cet IDP permet également de confirmer la présence et le type de phyllosilicate présent dans l'IDP comme le montre la Figure 7.1 qui compare la bande de l'IDP avec celle de phyllosilicates terrestres. Cette comparaison montre que le spectre de l'IDP est plus proche de celui des saponites que des serpentines puisque les phyllosilicates de type serpentine possèdent une bande d'absorption $\sim 600\,cm^{-1}$ qui n'est pas présente dans le spectre de l'IDP, ce qui confirme ce qui a été obtenu précédemment avec la bande à 10 μm et à $0,6\,\mu m$. Cependant il est intéressant de noter que des différences existent entre la signature spectrale de la saponite terrestre et celle de l'IDP, ce qui montre que les assemblages et les compositions stochiométriques peuvent légèrement changer, d'où l'importance pour des comparaisons astrophysiques d'utiliser des échantillons extraterrestres possédant donc des caractéristiques pouvant être plus proches de celles rencontrées sur les objets primitifs du Système solaire.

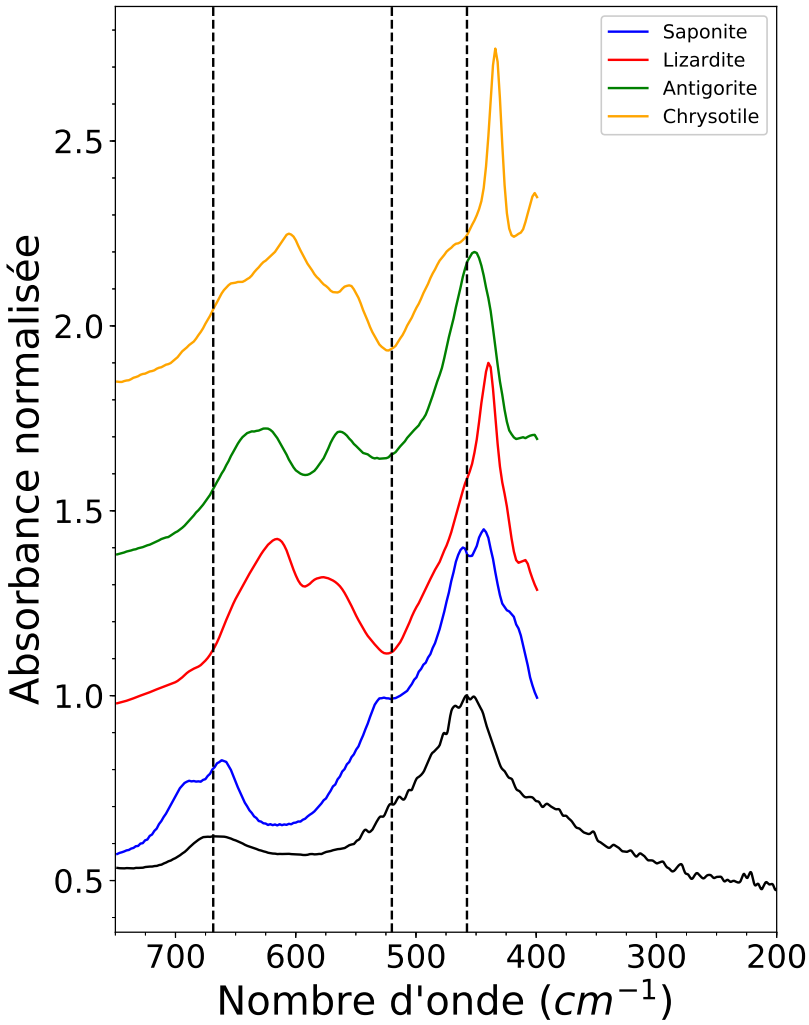


FIGURE 7.1 – Comparaison entre la bande à 20 μ de l'IDP L2079 C18 et de phyllosilicates terrestres. Les spectres sont normalisés au maximum de la bande à 20 μm et ont été décalés verticalement pour plus de lisibilité (Les spectres de phyllosilicates proviennent de Salisbury et al. (1987))

Cet IDP possède également des caractéristiques IR proches de celles de la météorite Tagish Lake (TL), comme le montre la Figure 7.2. La météorite TL possède également une composition minéralogique fortement hydratée et riche en saponite et en serpentine. Cette comparaison montre donc une forte similitude dans la composition minéralogique de ces deux objets. Il est intéressant de noter que malgré des signatures spectrales fortement similaires dans l'IR, les spectres de réflectance Vis-NIR de l'IDP L2079 C18 et de la météorite TL sont très différents. Le spectre Vis-NIR de la météorite ne montre aucune bande d'absorption dans cette gamme de longueur d'onde et une pente positive contrairement à l'IDP (Izawa et al., 2015). La comparaison des caractéristiques Vis-NIR n'est donc pas nécessairement suffisante pour une comparaison de minéralogie, mais plutôt pour une comparaison d'état et de composition de surface. Dans le Vis-NIR, la réponse spectrale de l'IDP est particulièrement contrôlée par la saponite et la magnétite contrairement à la météorite TL dont le spectre Vis-NIR est probablement plus influencé par la présence d'une fraction importante de matière organique.

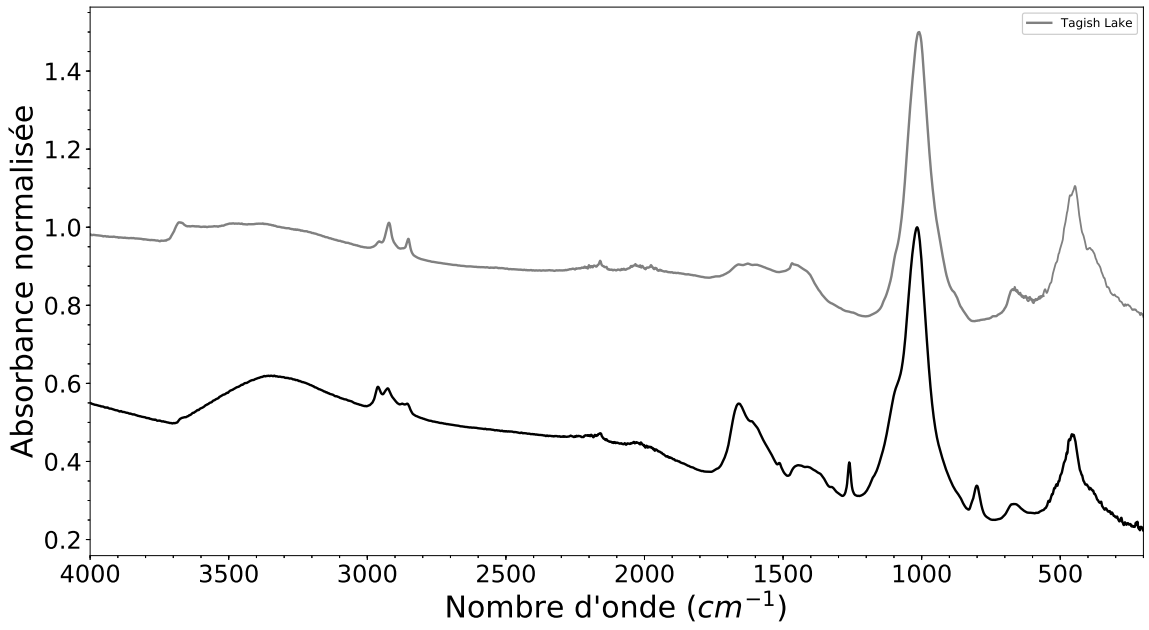


FIGURE 7.2 – Comparaison entre le spectre IR de l'IDP L2079 C18 et de la météorite TL. Les spectres sont normalisés au maximum de la bande à $10\,\mu m$ et ont été décalé verticalement pour plus de lisibilité.

7.1.2 L2071 E34

Cet IDP à montré dans l'IR une composition partiellement hydratée. Son spectre de réflectance Vis-NIR montre plusieurs bandes d'absorption dont une à $\sim 0,72\,\mu m$ avec une profondeur de bande de $\sim 2\,\%$ par rapport au continuum pouvant donc être attribuable à la présence de phyllosilicates. La bande de phyllosilicate de cet IDP dans le Vis-NIR est dans la même gamme que celle des météorites de type CM (Fornasier et al., 2014). Le spectre Raman de cet IDP possède également des bandes très particulières attribuables à la magnétite (Figure 7.3). Cet oxyde est souvent retrouvé dans la matière extraterrestre et peut être associé à l'hydratation sur le corps parent (McCollom 2016) et/ou à l'entrée

atmosphérique (par exemple Germani et al., 1990 ; Toppani & Libourel, 2003). La magnétite est d'ailleurs retrouvée sur la surface de certains astéroïdes, comme récemment sur l'astéroïde Bennu (Hamilton et al., 2019).

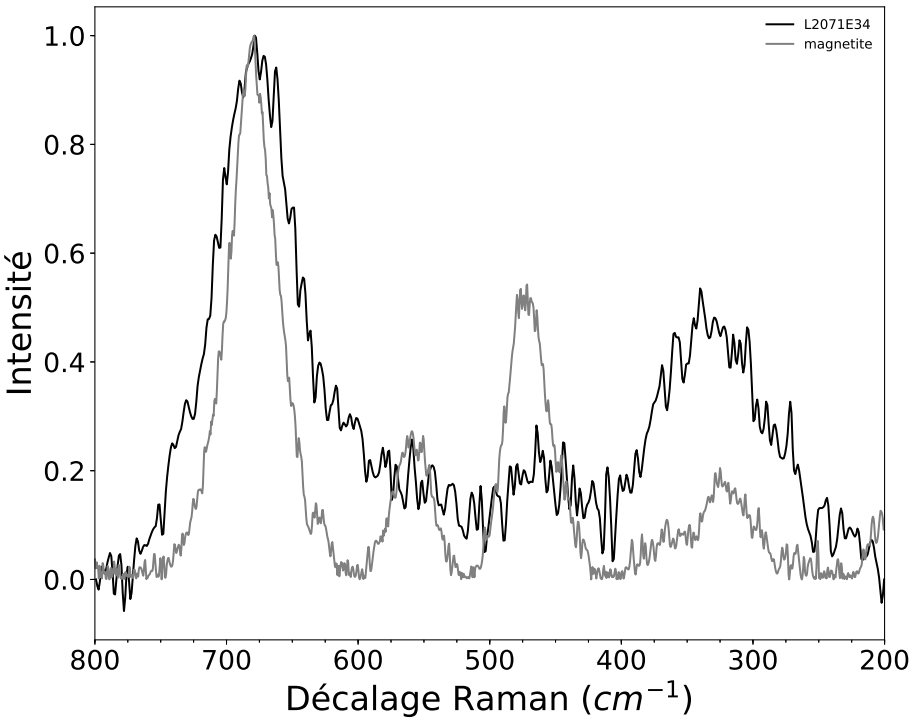


FIGURE 7.3 – Comparaison du spectre Raman de l'IDP L2071 E34 et de la magnétite (extrait de la database Raman de l'ENS Lyon : http ://www.geologie-lyon.fr/Raman/index.php) dans la gamme 200 à 800 cm^{-1}.

7.1.3 W7068 B37

Cet IDP possède une bande à 10 μm particulière présentant un élargissement autour de 1120−1220 cm^{-1} qui n'est pas facilement reproduit par les spectres de minéraux standards. La bande de cet IDP possède néanmoins quelques structures attribuables à des pyroxènes et olivines, comme le montre la Figure 7.4.

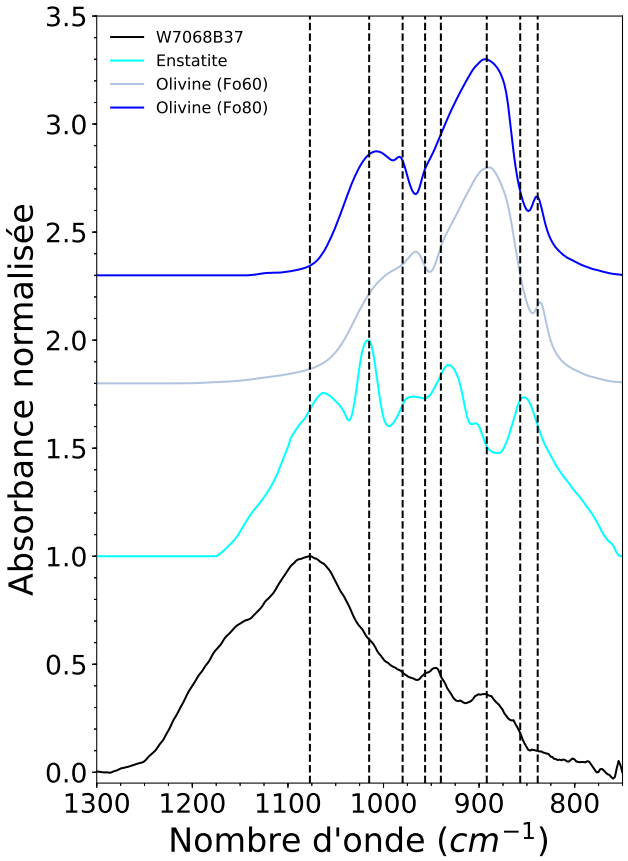


FIGURE 7.4 – Comparaison entre la bande à $10\,\mu m$ de l'IDP W7068 B37 avec celle d'un pyroxène et de deux olivines de FO différents. Les spectres ont été corrigés de la ligne de base, normalisés au maximum de la bande à $10\,\mu m$ et décalés verticalement pour plus de lisibilité.

Malgré la présence de ces structures attribuables aux silicates, l'élargissement de la bande ne peut pas être expliqué. Cependant cet élargissement autour de $1120-1220\,cm^{-1}$ a déjà été observé dans certains matériaux extraterrestres (IDPs, micro-météorites et météorites) dans des expériences qui reproduisent le chauffage atmosphérique. Sandford et al. (1989) ont étudié les effets du chauffage atmosphérique sur différents minéraux (silicates et phyllosilicates) et ont utilisé leurs résultats pour l'étude d'IDPs. Leurs expériences ont montré que les silicates anhydres (olivines et pyroxènes) sont résistants au chauffage et possèdent des signatures spectrales qui ne sont pas modifiées avec l'augmentation des températures. Au contraire, les phyllosilicates montrent de forts changements de composition avec l'augmentation des températures, ce qui modifie leurs signatures IR. Les phyllosilicates sont progressivement changés en silicates anhydres (pyroxène et/ou olivine, suivant la composition initiale du phyllosilicate). La bande à $10\,\mu m$ des phyllosilicates initialement dépourvue de structure, s'élargie et se structure avec l'augmentation de la température (Sandford et al., 1989). Du fait que l'IDP ne possède pas une bande totalement structurée, nous proposons qu'il a subi un chauffage intermédiaire et qu'il a donc commencé à perdre son état d'hydratation. Des expériences de chauffage ont été réalisées par Battandier (2019) durant son travail de thèse, elles ont consisté en un chauffage de chondrites carbonées comme analogues à la matière primitive pour étudier l'évolution des AMMs (micrométéorites antarctiques) suite à leur traversée de l'atmosphère. Les météorites, initialement

fortement hydratées, chauffées montrent les mêmes changements que ceux montrés par Sandford et al. (1989). La comparaison de la bande à 10 μm de l'IDP W7068B37 et celles des météorites chauffées obtenues par Battandier dans sa thèse confirme que l'IDP W7068 B37 a subi un chauffage ayant altéré en partie son état d'hydratation. Ce chauffage a pu être expérimenté lors de l'entrée atmosphérique de l'IDP, ou lors de son séjour dans le milieu interplanétaire, ou encore sur son corps parent. Néanmoins, celui-ci n'a pas altéré complètement l'hydratation de l'IDP. De plus, les mesures réalisées par Battandier dans sa thèse ont montrée que le chauffage conduit à la disparition des bandes d'organiques aliphatiques autour de 2900 cm^{-1} et que cette disparition est plus rapide que les changements de la bande à 10 μm. L'IDP W7068 B37 montre au contraire une présence plutôt importante d'organiques aliphatiques. Le spectre Vis-NIR de cet IDP montre également une bande d'absorption dans la région des silicates, ce qui confirme l'hypothèse du chauffage avec la présence de pyroxène à la surface et la présence à l'intérieur de minéraux partiellement hydratés et qui ont pu être détectés en spectroscopie IR en transmission après l'écrasement du grain.

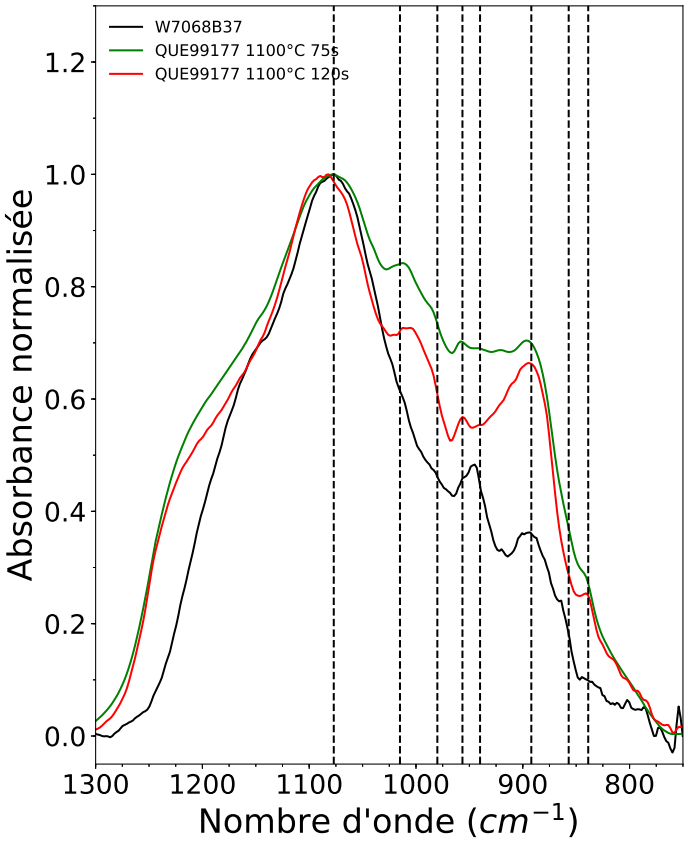


FIGURE 7.5 – Comparaison de la bande à 10 μm de l'IDP W7068 B37 (noir) et de celle de la micrométéorite QUE99177 (les spectres sont extrait de la thèse de Battandier (2019)) chauffée à 1100°C pendant 75s (vert) et 120s (rouge). Les lignes pointillées montre des structures attribuées aux silicates (olivines et pyroxènes). Les spectres ont été normalisés au maximum de la bande à 10 μm.

7.1.4 W7068 C40

Cet IDP est particulier dans ses caractéristiques spectrales IR. En effet, il ne possède aucune signature spectrale en mid-IR ni en FIR. De plus, le rayonnement IR semble être totalement absorbé par le grain, puisque même en réflexion le spectre IR ne possède aucune signature et montre un niveau de réflectance très faible. Le spectre Raman de cet IDP est quant à lui riche d'informations, puisqu'il possède des bandes très caractéristiques de carbone. Le spectre Raman est proche de celui du C60 (Figure 7.6) mais d'autres analyses (notamment une analyse élémentaire poussée) devront être conduites sur ce grain pour le confirmer ou non et pour vérifier aussi l'origine extraterrestre de cet IDP. Pourtant ce grain semble posséder tous les éléments classiques, Mg, Si O d'après sa composition élémentaire fournie par la NASA (voir chapitre 4).

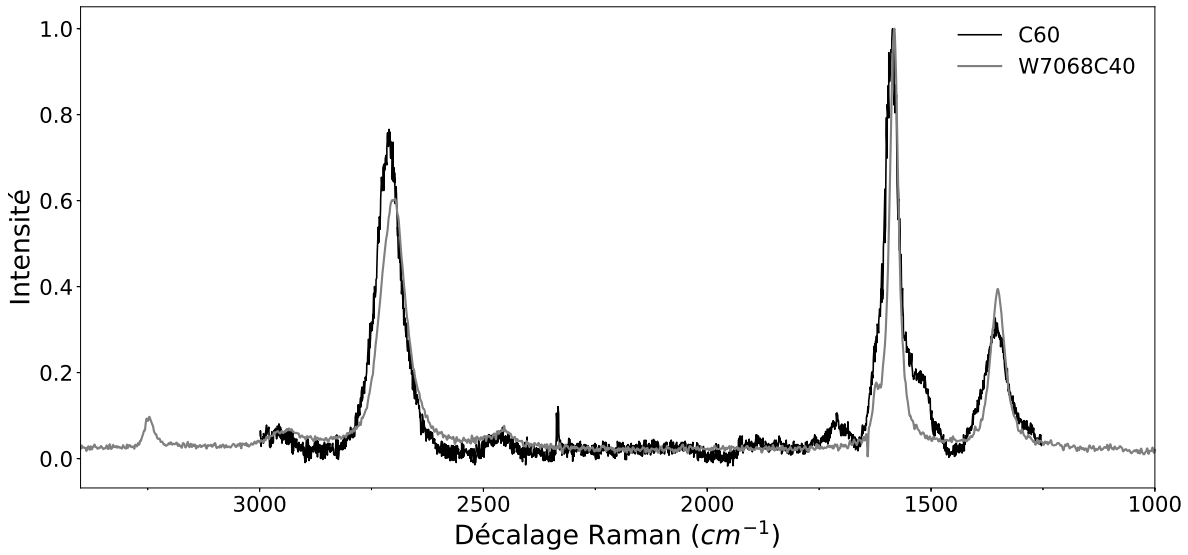


FIGURE 7.6 – Spectre Raman de l'IDP W7068 C40 superposé à celui du C60 (extrait de Park et al. (2015)).

7.2 Matière organique et composition silicatée

La Figure 7.7 montre l'évolution du rapport N(CH)/N(SiO) en fonction de la fraction de phyllosilicates que j'ai déterminée dans les IDPs. Les valeurs obtenues sur les IDPs de Merouane et al. (2014) ont été ajoutées et sont repérées par des étoiles. Les données pour ces IDPs ont été ré-analysées avec la même méthode que pour les échantillons de cette thèse. On constate sur cette figure que les IDPs ont de grandes variations du ratio N(CH)/N(SiO) allant de $0,36$ à $14,76$. Ces valeurs sont en bon accord avec Thomas et al. (1993), qui ont calculé le ratio atomique C/Si dans des CP-IDPs. Certains IDPs ont une teneur en carbone très élevée comparable à celle des comètes, tandis que d'autres ont des valeurs plus basses proches de celles des météorites de type CI (voir Figure 7 dans Bardyn et al. (2017)). Ces différentes teneurs en carbone pourraient indiquer une origine cométaire pour les IDPs les plus riches en C et une origine astéroïdale pour les autres. Mais les fortes variations observées entre les différents IDPs pourraient également être dues à des processus thermiques conduisant à une destruction de la matière organique dans les

IDPs et conduisant ainsi à une diminution de la teneur en carbone. De telles altérations thermiques peuvent avoir lieu directement sur le corps parents de l'IDP ou durant l'entrée atmosphérique (Battandier et al., 2018). Pour les IDPs hydratés de notre dataset nous observons une corrélation linéaire entre l'abondance de groupements CH aliphatiques et le pourcentage de phyllosilicate (fit linéaire avec $R^2 \sim 0,98$). Cette tendance linéaire dans les IDPs hydratés est confirmée par la valeur obtenue sur la météorite TL ($\mathrm{N(CH)/N(SiO)} = 2,17 \pm 0,004$) et la météorite de Paris ($\mathrm{N(CH)/N(SiO)} = 0,92 \pm 0,1$, valeur obtenue en moyennant les valeurs calculées à partir des spectres de Merouane et al. (2012) et de Dionnet et al. (2018) dont la composition silicatée est obtenue de la même façon que pour les IDPs.

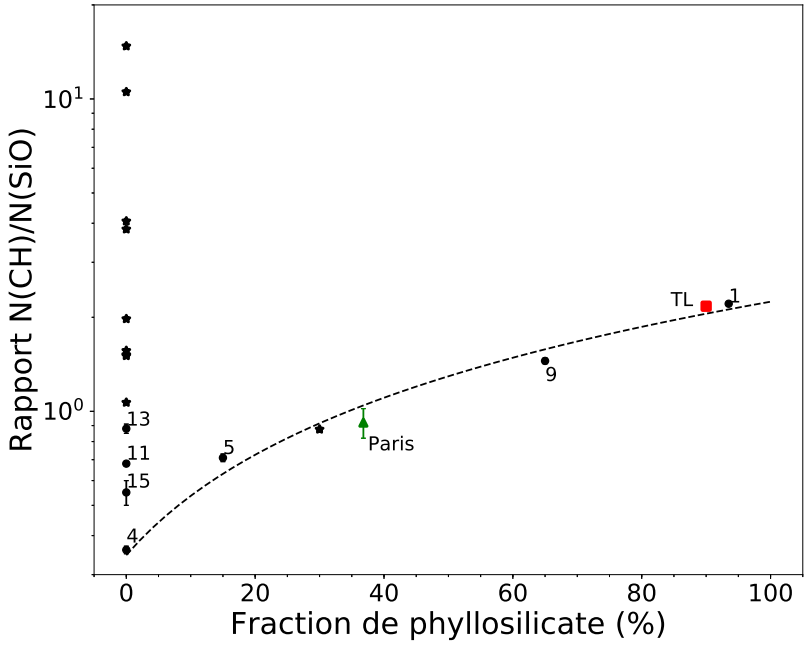


FIGURE 7.7 – Rapport N(CH)/N(SiO) en fonction du pourcentage de phyllosilicate dans l'échantillon. Les IDPs analysés durant cette thèse sont repérés avec leur numéro, les IDPs de Merouane et al. (2014) sont représentés par des étoiles.

Cette dépendance linéaire pourrait indiquer un possible rôle des phyllosilicates dans la protection et/ou formation de la matière organique aliphatique dans les IDPs. Cela pourrait également indiquer à l'inverse un possible rôle de la matière organique dans la formation de phyllosilicates, comme étudié par Hirakawa et al. (2021). Cependant ce dernier processus apparaît sur des météorites majoritairement anhydres comme les météorites de type CO et CV et est souvent associé à une graphitisation importante de la matière organique (par exemple Nakamura 2005 ; Hirakawa et al., 2021). Or la Figure 6.12 montre que les IDPs sont plus primitifs que les météorites CO et CV d'un point de vue de la spectroscopie Raman comme suggéré par de précédentes études (Busemann et al., 2009 ; Starkey et al., 2013 ; Chan et al., 2020). Les IDPs hydratés étudiés dans cette thèse sont plus proches de la météorite Murchison de type CM du point de vue de la spectroscopie Raman. Or l'hydratation des météorites de type CM vient de la circulation d'eau liquide sur le corps parents suite à la fonte de la glace initialement présente, à cause d'un pro-

cessus de chauffage comme par exemple la décroissance radioactive d'éléments de courte période tel que ^{26}Al (par exemple Merk & Prialnik, 2006). La circulation d'eau liquide sur un corps parents va entraîner l'altération des minéraux (hydratation) et également conduire à une redistribution et une migration de certains éléments (Brearley 2006 ; King et al., 2017 ; Hirakawa et al., 2021).

Flynn et al. (2003, 2008) ont étudié des IDPs hydratés et anhydres et n'ont pas observé de différence entre le deux groupes dans la composition générale de la matière organique et concluent donc que la majorité de la matière organique présente dans les IDPs a été formée avant l'altération aqueuse dans le corps parent et que ce processus n'altère pas grandement la matière organique initialement présente. Yesiltas et al. (2016) ont mis en évidence une corrélation linéaire entre la matière organique et les phyllosilicates dans des grains de la météorite TL (basée sur l'étude de la bande OH à $\sim 3050\,cm^{-1}$) et ont conclu que les phyllosilicates jouent un rôle dans la formation et/ou la protection de la matière organique dans le corps parent. Cette observation montre donc que l'hydratation joue un rôle à petite échelle sur la distribution de la matière organique au sein d'un même corps. Basé sur les deux arguments précédents nous pouvons ainsi dire que la tendance linéaire observée dans les IDPs provient d'un processus d'enrichissement (migration et/ou redistribution) et/ou de protection de la matière organique lié à l'hydratation du corps parents, ce qui est en accord avec de précédentes études (Flynn et al. 2003, 2008 ; Yesiltas et al. 2016 ; Dionnet et al. 2018 ; Vinogradoff et al. 2020).

Le lien entre la matière organique et l'hydratation mis en évidence sur la Figure 7.7 montre que cette tendance linéaire existe entre des objets d'origine différentes, les IDPs et les météorites TL et Paris ayant probablement des origines différentes. Il est ainsi possible de supposer que ce lien entre matière organique et hydratation existe à plus grande échelle, ou en tout cas il pourrait s'agir d'un processus plus général. L'hydratation du corps parents jouerait donc un rôle sur la richesse en matière organique.

7.3 Matière organique et niveau de réflectance

Les IDPs sont des objets sombres pouvant être reliés aux corps les plus primitifs du Système solaire (par exemple Bradley et al., 1996 ; Vernazza et al., 2015). Le faible albédo des astéroïdes primitifs est souvent associé à la présence de matière carbonée polyaromatique et/ou de sulfide (Quirico et al., 2016). Le faible niveau de réflectance dans le visible peut également être expliqué par des effets de taille de grains (Greenberg 1986). Pour étudier l'influence de la matière organique présente dans les matériaux sombres, je m'intéresse ici aux IDPs analysés jusqu'ici et aux météorites Allende, Murchison et TL qui possèdent un niveau de réflectance inférieur à 10 % (relativement proche de celui des IDPs). La Figure 7.8 montre le niveau de réflectance en fonction du rapport N(CH)/N(SiO). Les points semblent distribués aléatoirement sur la figure, montrant que la quantité de carbone dans les groupements CH aliphatiques n'influence pas le niveau de réflectance des objets. Cela peut être du à la relativement faible absorption dans le visible des aliphatiques (Jones 2012) et/ou par le fait que les groupements CH sont principalement contenus à l'intérieur du grain (Flynn et al., 2003). En effet les IDPs étant des matériaux relativement sombres dans le visible, les photons dans une mesure de réflectance ne vont sonder qu'une faible couche proche de la surface du grain.

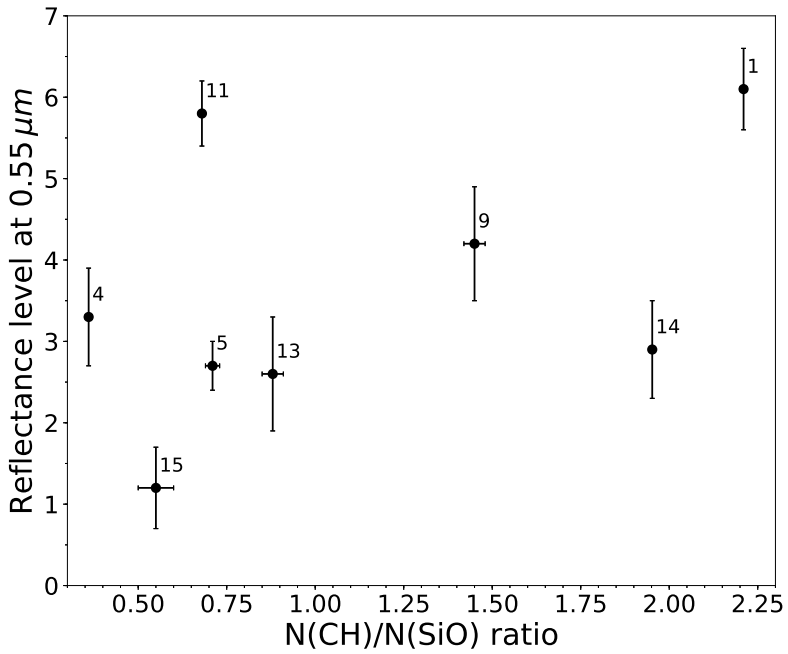


FIGURE 7.8 – Niveau de réflectance à $0,55\,\mu m$ des IDPs (leur numéro est indiqué sur la figure) en fonction du rapport N(CH)/N(SiO).

La matière polyaromatique quant à elle possède une absorption très efficace dans le visible due à la transition électronique $\pi - \pi^*$ (par exemple, Moroz et al., 1998).

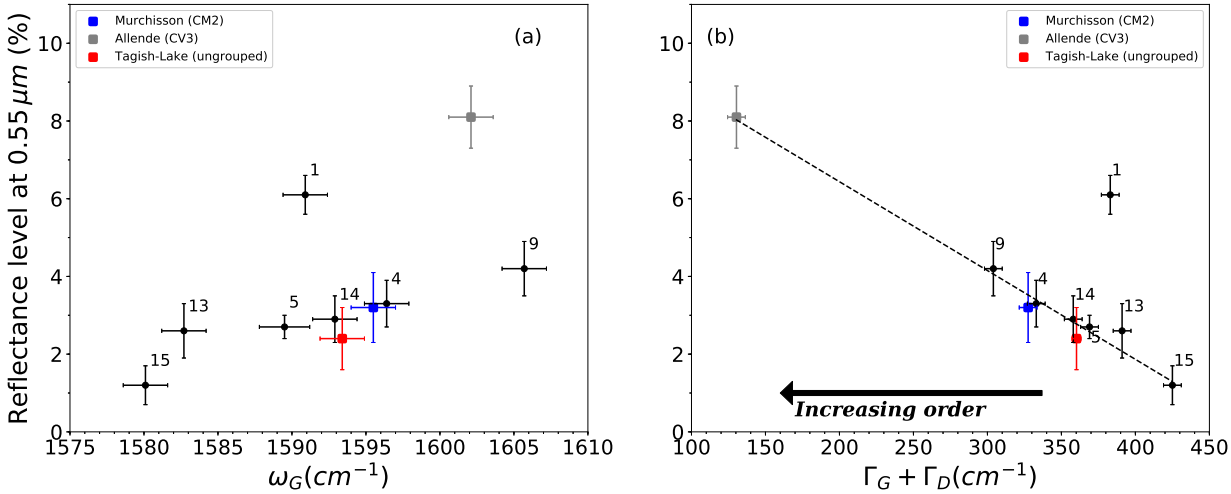


FIGURE 7.9 – a) Niveau de réflectance à $0,55\ \mu m$ pour les IDPs (noir), la météorite Murchison (carré bleu), Allende (carré gris) et Tagish-Lake (carré rouge) en fonction du paramètre ω_G. b) Niveau de réflectance à $0,55\,\mu m$ en fonction de la largeur totale $\Gamma_D + \Gamma_G$ des bandes D et G pour les IDPs (noir), la météorite Murchison (carré bleu), Allende (carré gris) et Tagish-Lake (carré rouge).

La Figure 7.9a montre le niveau de réflectance en fonction de la position de la bande G

(ω_G) qui caractérise le degré de graphitisation de cette matière aromatique. Cette figure montre une tendance claire pour les objets les plus primitifs (IDPs, TL et Murchison) à l'exception de l'IDP #1 (L2079 C18). Cet IDP est cependant particulier du point de vue de sa composition avec un degré d'hydratation très élevé. Son spectre Vis-NIR est particulièrement dominé par les phyllosilicates et la magnétite (comme discuté au début de ce chapitre 7.1.1). Ainsi les caractéristiques spectrales dans le Vis-NIR de cet IDP semblent principalement dominées par les phyllosilicates et non par la matière organique. Une autre possibilité est l'altération spatiale qui peut conduire à des modifications des bandes D et G de la matière polyaromatique, comme une augmentation de la largeur des bandes et également une augmentation ou une diminution du niveau de réflectance (Lantz et al. 2015, 2017). Pour les autres IDPs (4, 5, 9, 13, 14 et 15) et les météorites TL et Murchison le niveau de réflectance semble augmenter avec le degré de graphitisation de la matière polyaromatique. Une fois passé un certain stade de graphitisation, la bande G va retourner vers des valeurs plus faibles pour atteindre des valeurs proches de celles du graphite parfait autour de $1580\,cm^{-1}$ (Busemann et al., 2007), cela explique l'alignement inversé de la météorite Allende. Comme discuté dans la section sur les paramètres Raman, la position de la bande G indique le niveau de graphitisation de la matière polyaromatique mais pas son niveau de désordre. Pour caractériser le niveau de désordre dans la matière polyaromatique, je considère ici la somme des largeurs des bandes D et G ($\Gamma_G + \Gamma_D$). La Figure 7.9b montre l'évolution du niveau de réflectance en fonction du paramètre $\Gamma_G + \Gamma_D$. Si l'on fait abstraction de l'IDP L2079 C18 comme discuté précédemment, on voit apparaître une nette tendance linéaire entre le niveau de réflectance et le paramètre $\Gamma_G + \Gamma_D$ (meilleur fit avec $R^2 \sim 0,99$). À partir de cette tendance linéaire et de ce qui a été discuté précédemment cela permet de proposer que :

- La matière organique polyaromatique contrôle le niveau de réflectance des matériaux sombres.
- Le niveau de réflectance augmente avec la graphitisation et également avec l'augmentation de l'ordre des ilôts polyaromatiques formés.

Ces conclusions sont en bon accord avec Quirico et al. (2016) et Sultana et al. (2021) qui ont montré que le caractère sombre des petits corps primitifs du Système solaire impliquerait la présence d'un élément absorbant à leur surface comme la matière organique.

7.4 Conclusions

La spectroscopie de réflectance dans la gamme Vis-NIR est la technique la plus utilisée pour l'observation des petits corps. Cependant le spectre dans le Vis-NIR n'est pas suffisant pour obtenir des informations précises sur la composition du corps ciblé. L'absence de bandes d'absorption caractéristiques rend la comparaison entre les mesures de laboratoire et les observations difficile. J'ai montré ici que le niveau de réflectance est un paramètre très sensible permettant de sonder la composante polyaromatique d'une surface sombre primitive. Il est ainsi possible d'obtenir avec le niveau de réflectance une indication précise sur les unités polyaromatiques contenues dans la surface, comme le degré de graphitisation et le degré d'ordre dans la matière polyaromatique. Ainsi les matériaux extraterrestres contenant de la matière organique polyaromatique primitive (avec un degré élevé de désordre et une faible graphitisation) sont les plus sombres. Ce résultat fournit des informations importantes sur l'explication potentielle du faible niveau de réflectance de certains corps, en particulier pour les astéroïdes de type D et les comètes. Certaines études tentent d'expliquer ce faible niveau de réflectance dans le visible par effet de la taille

des grains. Les résultats obtenus ici montre que le niveau de réflectance dans le visible est principalement contrôlé par l'état de la matière organique polyaromatique (graphitisation et degré d'ordre). J'ai également montré que la matière aliphatique ne joue pas un rôle significatif dans la détermination du niveau de réflectance des surfaces sombres. Par contre la quantité de matière organique aliphatique est fortement corrélée avec le degré d'hydratation, ce qui pourrait être interprété comme le résultat de l'altération aqueuse sur le corps parent.

Chapitre 8

Pentes spectrales Vis-NIR et niveau de réflectance

« Sans l'astronomie,
l'Homme ignore la place qu'il occupe »
Aristote

Sommaire

8.1 Variations des paramètres spectraux aux échelles micrométriques 159
8.2 Pente spectrale et niveau de réflectance 163
8.2.1 Apports des mesures IR sur IDPs 167
8.3 Conclusions 167

Les mesures Vis-NIR sur IDPs ont montrées que la pente spectrale calculée entre [0,45-1,0] μm était corrélée à leur surface en dessous d'une taille critique $\sim 17\,\mu m$. Dans cette gamme de taille la pente spectrale semblait également être liée au niveau de réflectance extrait à $0,55\,\mu m$. Ces paramètres spectraux sont très importants dans la comparaison astrophysique avec les différents corps primitifs du Système solaire (astéroïdes et comètes). Il est donc nécessaire de comprendre dans quelle mesure ils sont comparables et quelles informations sur la surface étudiées peuvent découler de ces deux paramètres.

8.1 Variations des paramètres spectraux aux échelles micrométriques

Un IDP étant un objet de taille micrométrique isolé, le résultat de la mesure de réflectance pourrait être différent de celui du corps parents dont il provient. En effet le résultat de la mesure de réflectance réalisée à grande échelle et englobant ainsi tout ou partie des hétérogénéités de composition et de structure de la surface sera différent du résultat obtenu en faisant la même mesure à des échelles inférieures aux échelles d'hétérogénéités. Dans la suite je parlerai de une mesure de réflectance macroscopique quand celle-ci est réalisée sur une échelle supérieure au mm. dans le cadre de ce travail une mesure macroscopique englobera donc l'ensemble des hétérogénéités de composition et de structure e la surface étudiée (ces hétérogénéités se situant le plus souvent à des échelles inférieures à quelques centaines de microns). Je parlerai de mesure de réflectance microscopique quand celle-ci

est réalisée à des échelles micrométriques (pouvant donc être plus petites que les échelles d'hétérogénéités de la surface étudiée). Certaines études ont déjà comparées les spectres de réflectance pris sur des grains micrométriques avec ceux d'un astéroïde entier. Bonal et al. (2015) ont ainsi comparé le spectre de réflectance de grains de 30 et 54 μm de diamètre pris à la surface de l'astéroïde Itokawa (type S) avec ceux de l'astéroïde entier. Les spectres obtenus ont montrés une bonne correspondance avec le spectre de l'astéroïde, tant au niveau de la pente, des bandes d'absorption et du niveau de réflectance. Or les astéroïdes de type S sont connus pour avoir subit de nombreux processus d'altération et sont donc des corps qui ont évolués depuis leur formation, perdant ainsi potentiellement l'assemblage à petite échelle qu'ils possédaient lors de leur formation. Les caractéristiques spectrales de ces objets sont largement dominées par les silicates dans le domaine du Vis-NIR. Ce résultat montre que les propriétés de réflectance dans le domaine du Vis-NIR de ces objets sont dominées par les silicates même aux échelles micrométriques aussi petites que 30 μm. Notons, que ces grains étaient de taille largement supérieure à la taille critique observée sur les IDPs. Dans le but d'évaluer les changements dans les paramètres spectruax utilisés pour les comparaisons spectrales (pentes et niveaux de réflectance) quand la taille de spot de collection diminue sur une même surface j'ai utilisé la météorite FRO 95002 préparée de la même façon que pour les mesures d'étalonnages (voir section 5.1). La surface préparée avec cette météorite présente sous microscope des hétérogénéités de couleur et de texture assez importantes à des échelles inférieur à $\sim 40 - 50\,\mu m$ (Figure 8.1).

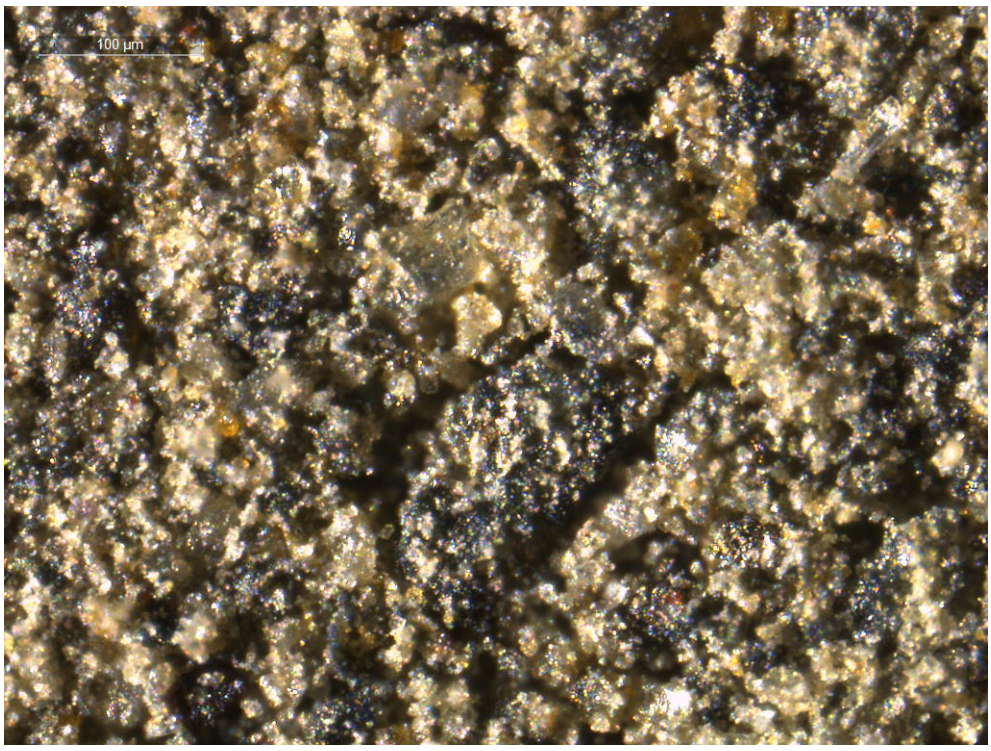


FIGURE 8.1 – Image optique réalisée sous macroscope en salle blanche de la surface de la météorite FRO 95002.

Dans un premier temps j'ai réalisé une mesure à une échelle macroscopique en utilisant un spot de collection de l'ordre de $1 - 2\,mm$. La surface préparée n'étend pas lisse et comme le résultat d'une mesure de réflectance sur une surface dépend de nombreux paramètres, dont l'angle que fait la surface avec la direction de la lumière incidente et la direction

d'observation, la mesure macroscopique est réalisée plusieurs fois en tournant la surface dans son plan comme ce qui est fait avec les échantillons microscopiques. En faisant la moyenne de ces différents spectres et en évaluant la dispersion autour de celui-ci j'obtiens ainsi un spectre représentatif de la surface dans son ensemble et une gamme de variation autour de celui-ci due principalement à la géométrie d'observation. Il est ainsi possible de calculer les paramètres spectraux de cette surface en évaluant l'incertitude due à la géométrie d'observation.

$$p([0,45-1,0]\mu m) = 0,285 \pm 0,041\,\mu m^{-1} \tag{8.1}$$

$$r(0,55\,\mu m) = 14,8 \pm 1,5\,\% \tag{8.2}$$

J'ai ensuite pris la même surface et réalisé pour différentes tailles de spots de collection (128, 80, 50, 32, 25, 7 μm) des mesures à différents endroits de la surface choisi aléatoirement entre chaque acquisition. La pente spectrale (entre 0, 45 et 1, 0 μm) et le niveau de réflectance (à 0, 55 μm) sont alors calculés pour chacun des spectres et comparé entre eux et à la mesure macroscopique sur les Figures 8.2 et 8.3.

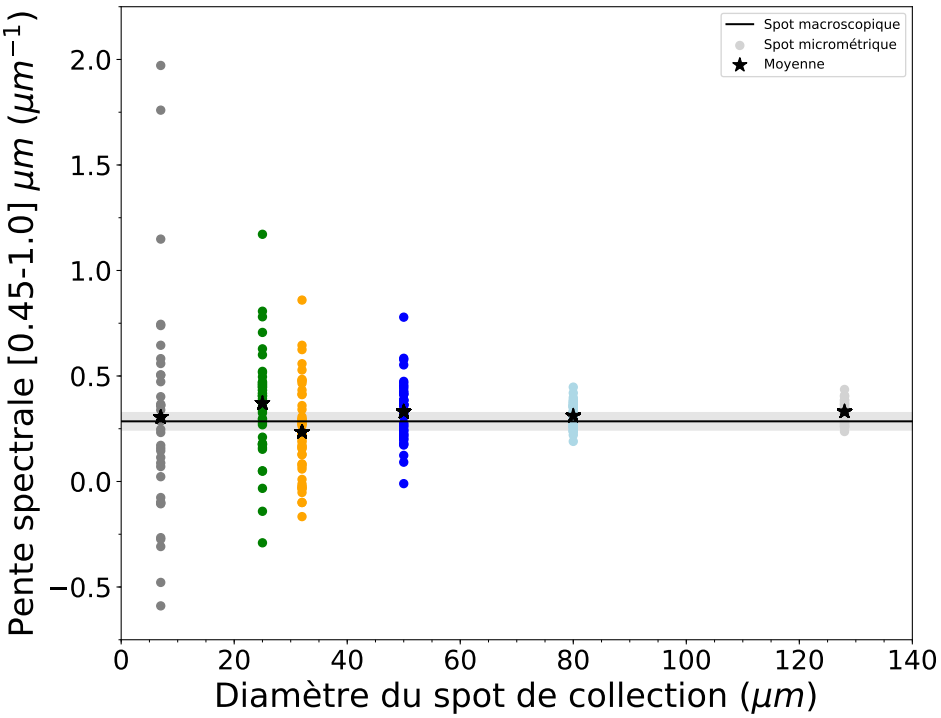


FIGURE 8.2 – Valeur obtenue pour la pente spectrale calculée sur l'ensemble du spectre entre 0, 45 et 1, 0 μm pour les différentes tailles de spot de collecte utilisées (128, 80, 50, 32, 25, 7 μm). La valeur obtenue pour l'ensemble de la surface est représentée par le trait plein noir, l'incertitude autour de cette valeur due à la géométrie d'observation est représentée par la zone grisée. Les moyennes obtenues pour chaque taille de spot de collecte sont représentée par les étoiles.

La Figure 8.2 montre que même dans le cas de taille de spot importante ($\sim$ 100 μm) la dispersion des pentes est plus importantes que celle obtenue sur la surface entière en

tenant compte des variations dues à la géométrie d'observation (zone grisée). A ces échelles les hétérogénéités de composition doivent certainement être plus petites et donc englober en moyenne par le spot de collecte, mais les effets de géométrie (structure, orientation des grains... etc) doivent déjà jouer un rôle important à ces échelles. La dispersion n'augmente pas significativement entre 128 et 80 μm ce qui semble cohérent avec le fait que la mesure englobe les hétérogénéités de composition mais sonde la structure de la surface à petite échelle. La dispersion augmente ensuite graduellement avec la diminution de la taille du spot de collecte, montrant l'augmentation des hétérogénéités rencontrées par le spot de collecte. Ce résultat est cohérent avec l'observation visuelle de la surface montrant des variations de couleurs à des échelles de l'ordre de $40 - 50\,\mu m$. Cependant, pour chaque taille de spot de collecte, la pente spectrale obtenue en moyennant l'ensemble des spectres reste proche de la valeur obtenue sur l'ensemble de la surface. La Figure 8.2 montre également une forte asymétrie des valeurs des pentes spectrales autour de la valeur obtenue sur l'ensemble de la surface. Les pentes spectrales peuvent en effet prendre des valeurs positives très importantes comparé aux valeurs des pentes négatives. Pour la plus petite taille de spot de collecte ($7\,\mu m$) la gamme de variation s'étale en effet de $\sim 2\,\mu m^{-1}$ à $\sim -0,6\,\mu m^{-1}$. Cela indique une forte augmentation des valeurs de pentes positives avec la diminution de la taille de la surface sondée.

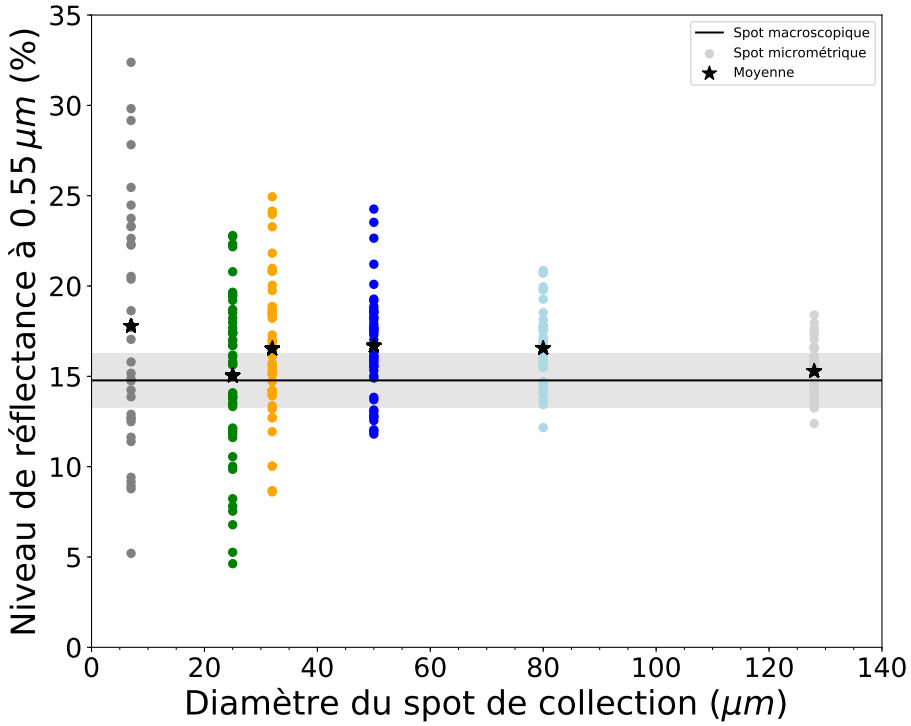


FIGURE 8.3 – Valeur obtenue pour le niveau de réflectance à $0,55\,\mu m$ pour les différentes tailles de spot de collecte utilisées (128, 80, 50, 32, 25, $7\,\mu m$). La valeur obtenue pour l'ensemble de la surface est représentée par le trait plein noir, l'incertitude autour de cette valeur due à la géométrie d'observation est représentée par la zone grisée. Les moyennes obtenues pour chaque taille de spot de collecte sont représentée par les étoiles.

La Figure 8.3 montre les résultats obtenus pour les même tailles de spot de collecte avec le niveau de réflectance extrait à $0,55\,\mu m$. Les mêmes observations peuvent être faite sur ce paramètre spectral. Cependant, la tendance est moins nette que dans le cas des pentes spectrales. Notons cependant, que le niveau de réflectance semble plus sensible aux effets de géométrie que la pente spectrale. En effet pour la mesure macroscopique la variation relative est plus importante que dans le cas de la pente spectrale. De même nous avons vu à la section 5.3 que la référence prise sur le spectralon peut influer sur le résultat contrairement à la pente spectrale. Ainsi comme entre chaque mesure une nouvelle référence est prise et que le niveau d'incertitude engendré par une référence sur le niveau de réflectance est de l'ordre de $0,5\,\%$ cela peut induire un biais supplémentaire dans le résultat des mesures. La diminution de la taille du spot de collecte engendre l'augmentation de la dispersion des niveaux de réflectance. Cette dispersion est déjà plus importante que pour la mesure macroscopique pour des tailles de spot de $\sim 100\,\mu m$. Le niveau de réflectance semble plus sensible aux effets de géométrie d'observation et à la prise de la référence que la pente spectrale.

Ainsi pour une surface dont les échelles d'hétérogénéités de composition sont de l'ordre de la dizaine de microns les paramètres spectraux mesurés à des échelles inférieures montrent une dispersion qui augmente graduellement quand la surface sondée diminue. Á des échelles plus importantes que celle caractérisant les hétérogénéités de composition, les paramètres spectraux possèdent une dispersion plus légèrement plus importante que ceux obtenus avec la mesure macroscopique. La dispersion des niveaux de réflectance est également plus importante et augmente plus rapidement que celle de la pente spectrale montrant que ce paramètre est moins "robuste" pour des comparaisons. Ces résultats montrent donc que pour réalisée une comparaison directe entre un spectre de réflectance d'IDP et un spectre de réflectance d'un corps primitif du Système solaire (astéroïde ou comète) il est nécessaire que celui-ci possède des hétérogénéités de composition plus petite que la taille de l'IDP en question.

8.2 Pente spectrale et niveau de réflectance

Les mesures sur IDPs ont montrés un lien très fort entre la pente spectrale et la surface des IDPs en dessous d'une taille critique ($\sim 17\,\mu m$). Ainsi qu'un lien entre la pente spectrale et le niveau de réflectance dans cette gamme de taille. Après avoir observé l'évolution de la pente spectrale et du niveau de réflectance en fonction de la taille de spot de collecte séparément la Figure 8.4 montre l'évolution de la pente spectrale en fonction du niveau de réflectance pour l'ensemble des tailles de spot utilisées pour cette mesure. Pour les grandes tailles de spot ($> 25\,\mu m$) aucune corrélation entre le niveau de réflectance et la pente spectrale ne semble apparaître. Pour la plus petites taille de spot ($7\,\mu m$, points gris) il existe un certain niveau de réflectance ($\sim 10\,\%$) en dessous duquel les points avec les pentes les plus rouges sont ceux avec les niveaux de réflectance les plus faibles.

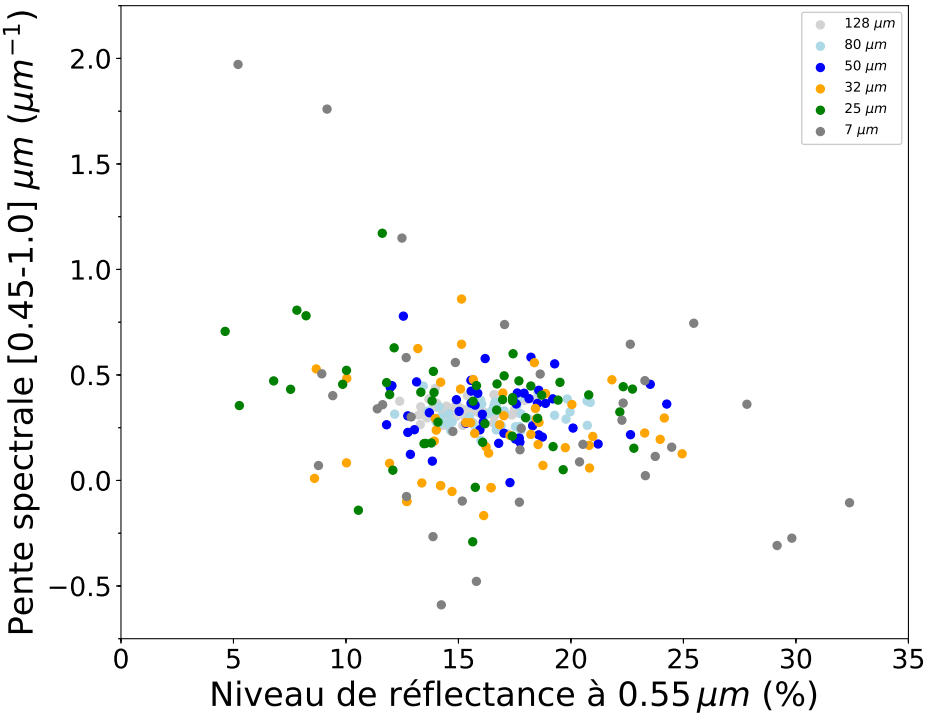


FIGURE 8.4 – Évolution de la pente spectrale calculée entre $[0,45-1,0]$ μm en fonction du niveau de réflectance extrait à $0,55\,\mu m$ pour différentes tailles de spot de collection ($128\,\mu m$ en gris clair ; $80\,\mu m$ en bleu ciel ; $50\,\mu m$ en bleu ; $32\,\mu m$ en orange, $25\,\mu m$ en vert et $7\,\mu m$ en gris foncé).

Pour mettre en évidence ce lien entre la pente spectrale et le niveau de réflectance, la Figure 8.5 montre à gauche sous forme de diagramme la distribution des pentes spectrales pour différentes classes de niveaux de réflectance ($[5-10]\,\%$, $[10-15]\,\%$, $[15-20]\,\%$ et $[20-30]\,\%$) pour la taille de spot de collecte de $7\,\mu m$. Pour chaque classe la moyenne est indiquée par une croix et la médiane par un trait, le rectangle coloré représente le premier et le troisième quartile (il contient donc $50\,\%$ des valeurs) et les extrémités inférieure et supérieure montre les points extrêmes de la distribution. Cette Figure montre donc bien que pour des niveaux de réflectance supérieur à $10\,\%$ il ne semble pas y avoir de véritable lien avec la pente spectrale (les valeurs moyenne des différentes classes restent proches les une des autres), cependant plus le niveau de réflectance diminue dans cette gamme et plus la ditribution des pentes spectrales augmente, ce qui est attendu (Figure 8.2). La distribution de pente spectrale de la classe de niveaux de réflectance les plus petits ($[5-10]\,\%$) se détache très nettement des autres avec une augmentation considérable de la valeur moyenne $\sim 0,94\,\mu m^{-1}$. Cela montre que les points les plus absorbants dans le visible (autour de $0,55\,\mu m$) sont aussi les plus rouges. La Figure 8.4 montre que ce lien est perdu pour les grandes tailles de spot de collecte, en effet les niveaux de réflectance mesurés pour des grandes surfaces sont plus élevés. Pour évaluer la façon dont se lien disparaît avec la taille de spot la Figure 8.5 montre à droite un diagramme montrant la distribution des pentes spectrales pour les points dont le niveau de réflectance est compris entre 5 et $10\,\%$ mais pour les trois plus petites tailles de spot de collecte (7, 25 et $32\,\mu m$).

Les distributions sont calculées de la même façon que pour le digramme précédent et montre que la valeur moyenne diminue quand la taille de spot augmente. Si l'on trace la valeur moyenne des pentes ainsi obtenues en fonction de la taille du spot de collecte, on obtient une relation linéaire dans cette catégorie de niveaux de réflectance (fit linéaire avec $R^2 \sim 0,98$).

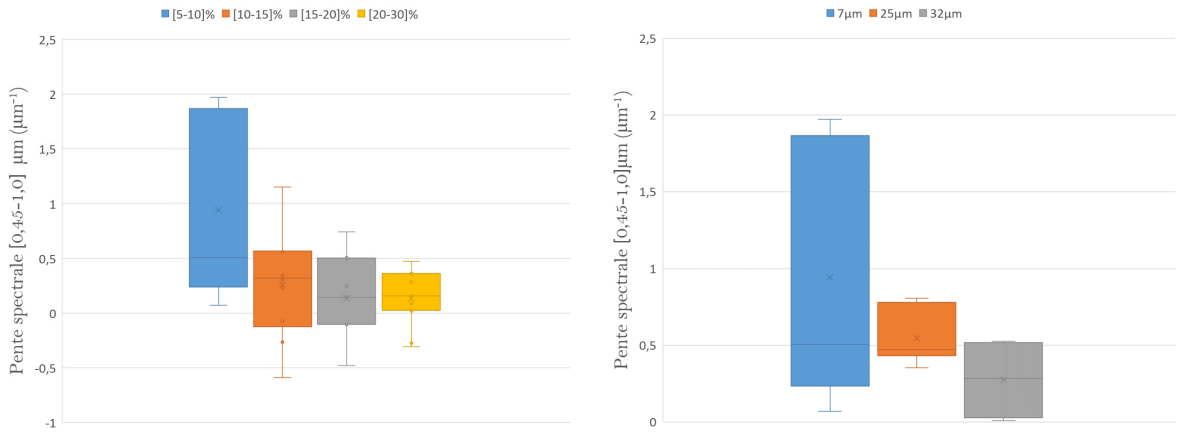


FIGURE 8.5 – A GAUCHE : Diagramme montrant la distribution des pentes pour différentes classes de niveaux de réflectance pour la plus petite taille de spot de $7\,\mu m$. A DROITE : Diagramme montrant la distribution des pentes pour les points avec un niveau de réflectance compris entre 5 % et 10 % pour trois tailles de spot : 7, 25 et $32\,\mu m$

Après les mesures sur la météorite FRO 95002, j'ai également réalisé des mesures de réflectance sur la météorite NWA (Hewins et al., 2021). Cette météorite se présente sous la forme de roche de $\sim 2\,mm$ avec une face polie et une face resté rugeuse (voir Photo 8.6). Cette mesure permet d'explorer le lien mis en évidence précédemment sur une météorite d'un autre type et avec deux types de surface différente.

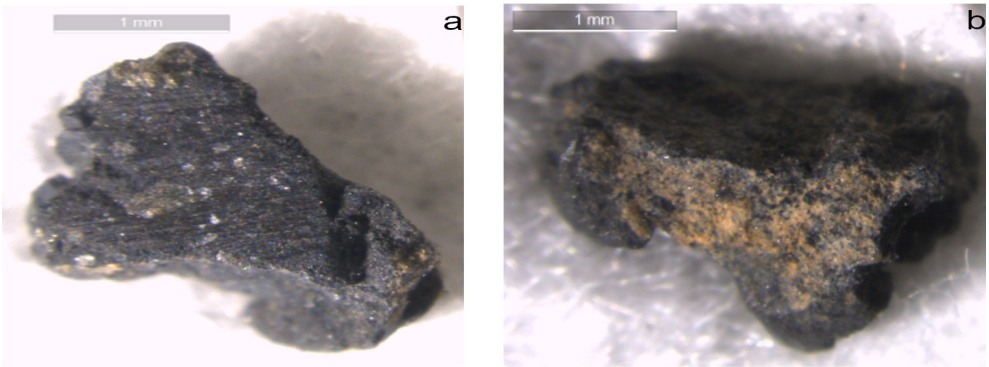


FIGURE 8.6 – Image optique sous le macroscope des deux faces de la météorite NWA. (a) face polie et (b) face rugueuse.

J'ai réalisé sur les deux faces de NWA des mesures de réflectance à différentes localisations avec un spot de $20\,\mu m$ (spot de taille intermédiaire à ceux pour lesquels un lien entre la pente et le niveau de réflectance a été observé pour la météorite FRO 95002). La Figure 8.7 montre l'évolution de la pente spectrale en fonction du niveau de réflectance pour

les deux faces. Cette Figure fait apparaître une corrélation entre ces deux paramètres en dessous d'un certain niveau de réflectance (entre 5 et 10 %) pour les deux faces. Les pentes sont aussi plus élevées dans le cas de la face rugueuse que dans le cas de la face polie, ce qui est cohérent avec les mesures réalisées sur des surfaces polies et rugueuses (des surfaces de même composition donnent des pentes plus rouges quand elles sont rugueuses que quand elles sont lisses ; Lantz et al., 2017).

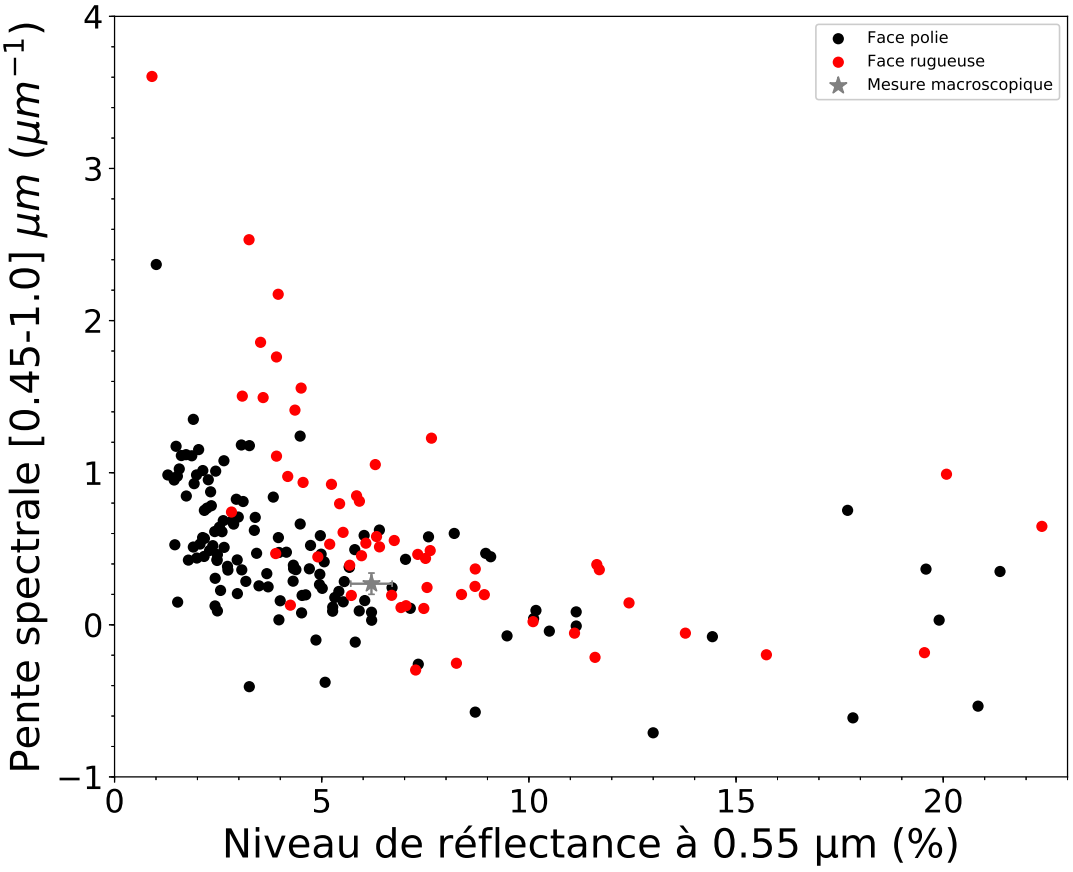


FIGURE 8.7 – Pente spectrale calculée entre $0,45$ et $1,0\,\mu m$ en fonction du niveau de réflectance extrait à $0,55\,\mu m$ pour la météorite NWA sur la face rugueuse (points rouges) et sur la face polie (points noirs).

Pour mettre en évidence plus facilement ce lien entre ces deux paramètres, comme dans le cas de FRO 95002, la Figure 8.8 montre un diagramme représentant les distributions de pentes pour trois classes de niveaux de réflectance ($[0-5]$ %, $[5-10]$ % et > 10 %) pour les deux faces. Les diagrammes sont calculés de la même façon que dans les cas précédents. Les points qui apparaissent en dehors des distributions colorées sont des points "hors norme" qui sont trop éloignés statistiquement du reste de la distribution. Cette Figure montre encore une fois l'augmentation des pentes spectrales quand le niveau de réflectance diminue. Cela confirme donc la tendance observée sur la météorite FRO 95002, avec une météorite différente et avec deux surfaces de structure également très différentes.

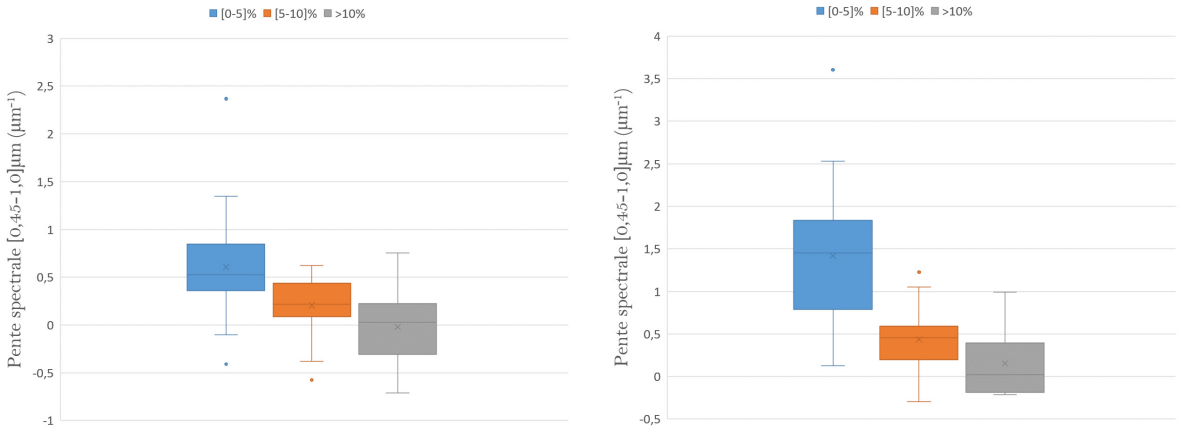


FIGURE 8.8 – A GAUCHE : Diagramme montrant la distribution des pentes pour différentes classes de niveaux de réflectance pour la face polie (Gauche) et pour la face rugueuse (Droite).

8.2.1 Apports des mesures IR sur IDPs

Pour les plus petits IDPs, la corrélation entre la pente et la taille pouvait rendre l'identification de bande d'absorption plus compliquée. Les particules 13, 14 et 15 possèdent en effet une bande d'absorption dans la région des silicates $\sim 0.9\,\mu m$ dont la position de semble corrélée à la taille de ces IDPs. La profondeur des bandes semble également liée à leur taille. Cependant les mesures IR réalisées sur ces IDPs ont montrés que les IDPs 13 et 15 possèdent une composition silicatée dominée riche en olivine et que l'IDP 14 montrait des signes de la présence de pyroxène et d'olivine. Ainsi ces bandes pourraient être attribuées à la présence de silicates dans ces IDPs.

8.3 Conclusions

L'ensemble des mesures réalisées ici montrent donc qu'il existe un lien entre la pente spectrale, le niveau de réflectance (extrait à $0,55\,\mu m$s) et la taille de la surface sondée. Les mesures réalisées sur les météorites montrent que ce lien existe en dessous d'une certaine taille de surface et en dessous d'un certain niveau de réflectance. Les mesures réalisées sur les IDPs complètent ces premières observations. Ces mesures ont permis d'établir que la corrélation semble disparaître en dessous d'une certaine longueur d'onde, montrant ainsi que le rougissement apparaît à grande longueur d'onde. De plus, le rougissement va de pair avec la diminution de la profondeur des bandes d'absorption des silicates à grandes longueurs d'onde ($> 0,8\,\mu m$). Le lien entre la pente spectrale Vis-NIR et le niveau de réflectance pourrait être due à deux effets.

1. Un effet de composition : la présence d'un composé sombre qui absorbe plus efficacement à courtes longueurs d'onde.
2. Un effet de scattering : en dessous d'une certaine taille le spot de collecte sonde également les hétérogénéités de structure du matériau (creux, pentes... etc).

Cependant le fait de retrouver cet effet sur des surfaces avec des structures très différentes (type régolithe, morceau de roche, surface polie) montre qu'un effet de scattering du aux

hétérogénéités de structure n'est pas majoritaire. Cela pourrait aussi s'expliquer par le fait que si la surface sondée est principalement composée d'un matériau très sombre dans le visible celui-ci va fortement absorber le rayonnement. De plus si les absorbeurs responsables de l'absorption à plus grande longueur d'onde (typiquement les silicates vers $0,8 - 1,0\,\mu m$) sont en faible quantité (du à la petite surface sondée) alors l'absorption dans cette gamme de longueur d'onde diminue vis à vis d'une plus grande surface sondée. Cela engendrerait alors une augmentation de l'absorption à courte longueurs d'onde et une diminution de celle-ci à grandes longueurs d'onde, causant ainsi l'apparition d'une pente positive dans cette gamme spectrale. Des mesures supplémentaires sont nécessaires pour confirmer ou non cette hypothèse à ce stade. Toutes ces observations combinées vont dans le sens de la présence d'un matériau fortement absorbant dans le visible en surface (faire le lien avec le second papier et les mesures Raman !) et le fait que quand la taille de la surface sondée diminue, cela engendre aussi une diminution de l'absorption à grande longueur d'onde ce qui conduit à un rougissement.

Ainsi pour l'intervalle de longueur $[0.45 - 1.0]\,\mu m$ il existe une taille critique d'$\sim 17\,\mu m$ en dessous de laquelle la pente spectrale augmente linéairement quand la taille des IDPs diminue ce qui pourrait compliquer une comparaison directe avec les petits corps du Système solaire.

Chapitre 9

Les IDPs comme analogues des surfaces primitives

« Ainsi le Soleil semble siéger sur son trône royal,
régnant sur sa progéniture, les planètes qui tournent autour de lui »
Nicolas Copernic

Sommaire

9.1 Les IDPs et les météorites : des fragments de corps primitifs sur Terre 169
9.1.1 La limitation des météorites 170
9.1.2 Les IDPs, une autre source de matière extraterrestre 170
9.2 Comparaison astrophysique avec les IDPs 171
9.2.1 Critères de comparaison 171
9.2.2 Comparaison avec les corps primitifs du Système solaire externe 173
9.2.3 Comparaison avec les corps du Système solaire interne 176
9.2.4 Comparaison des niveaux de réflectance 179
9.3 Conclusions 180

Nous avons vu dans les chapitres précédents que l'analyse de la matière extraterrestre (IDPs, micrométéorites et météorites) permet d'obtenir des informations précises sur les assemblages de la matière extraterrestre. Mais pour replacer cela dans un contexte astrophysique nous avons aussi vu qu'il est indispensable de relier l'objet étudié en laboratoire à un corps parent du Système solaire. C'est l'objet de ce chapitre.

9.1 Les IDPs et les météorites : des fragments de corps primitifs sur Terre

L'étude des corps primitifs du Système solaire est complétée par les études en laboratoire de fragments de ces objets tels que les météorites, les micro-météorites et les IDPs. Les analyses de ces fragments permettent d'obtenir des indications précises et importantes sur la composition des petits corps desquels ils sont issus et donc de remonter à des informations sur la physico-chimie du Système solaire primitif. Cependant pour pouvoir

utiliser ces informations dans le contexte astrophysique du Système solaire, il est nécessaire d'identifier le corps parent de l'objet étudié en laboratoire.

Les études en laboratoire de ces fragments extraterrestres possèdent deux principales limites :

— Les fragments retrouvés sur Terre ne sont pas forcément représentatifs de la diversité des corps primitifs du Système solaire.
— L'identification du corps parent de l'objet étudié n'est pas toujours simple (et n'est presque jamais sûre).

Ces limitations démontrent alors le net avantage des missions de retour d'échantillons des petits corps du Système solaire telles que Stardust (NASA, 1999-2006, cible la comète 81P/Wild)), Hayabusa (JAXA, 2003-2010, cible l'astéroïde Itokawa), Hayabusa2 (JAXA, 2014-2020, cible l'astéroïde (162173)Ryugu) et OSIRIS-REx (NASA, 2016-2023, cible l'astéroïde Bennu) ou encore des missions exclusivement d'analyses in-situ telle que la mission Rosetta (ESA, 2004-2016, comète 67P/Tchourioumov-Guérassimenko). L'avantage de ces missions est que le corps parent est choisi à l'avance et est donc identifié. Malheureusement ces missions ne pallient pas au premier problème puisqu'elles sont limitées dans les échantillonnages des corps.

9.1.1 La limitation des météorites

Les météorites sont utilisées depuis des décennies pour l'étude en laboratoire des astéroïdes, et ont longtemps été considérées comme représentatives de la diversité des corps formant la ceinture principale. Pourtant environ 2/3 de la masse de la ceinture d'astéroïdes (comprenant les types BCG, P et D) ne possèdent toujours pas d'analogues météoritiques clairement identifiés dans les collections actuelles (Vernazza et al., 2015). Cela montre donc la limite de l'étude de ce genre d'objets pour retracer l'origine, la formation et l'évolution de la ceinture d'astéroïdes. Il est alors nécessaire de trouver de nouveaux analogues pouvant compléter l'échantillonnage incomplet obtenu avec les météorites.

9.1.2 Les IDPs, une autre source de matière extraterrestre

Les IDPs sont des poussières remplissant le milieu interplanétaire et peuvent donc être originaires d'une grande diversité de corps. Comme discuté en introduction de cette thèse, de nombreuses études ont montré que les IDPs peuvent provenir à la fois de comètes et d'astéroïdes mais sans consensus clair sur les contributions relatives de ces deux populations. Le mécanisme de production de poussières à la surface des comètes est bien compris et provient essentiellement de la sublimation des composés volatils constituant leur surface. Cependant, il a été observé que certains astéroïdes au sein de la ceinture principale éjectent de la poussière de leur surface suite à un dégazage de composés volatils de leurs surfaces (Jewitt 2012) rendant ainsi la distinction entre astéroïdes et comètes de plus en plus ténue. Plus récemment ce même phénomène a été observé par la sonde OSIRIS-REx sur l'astéroïde Bennu (Figure 9.1)

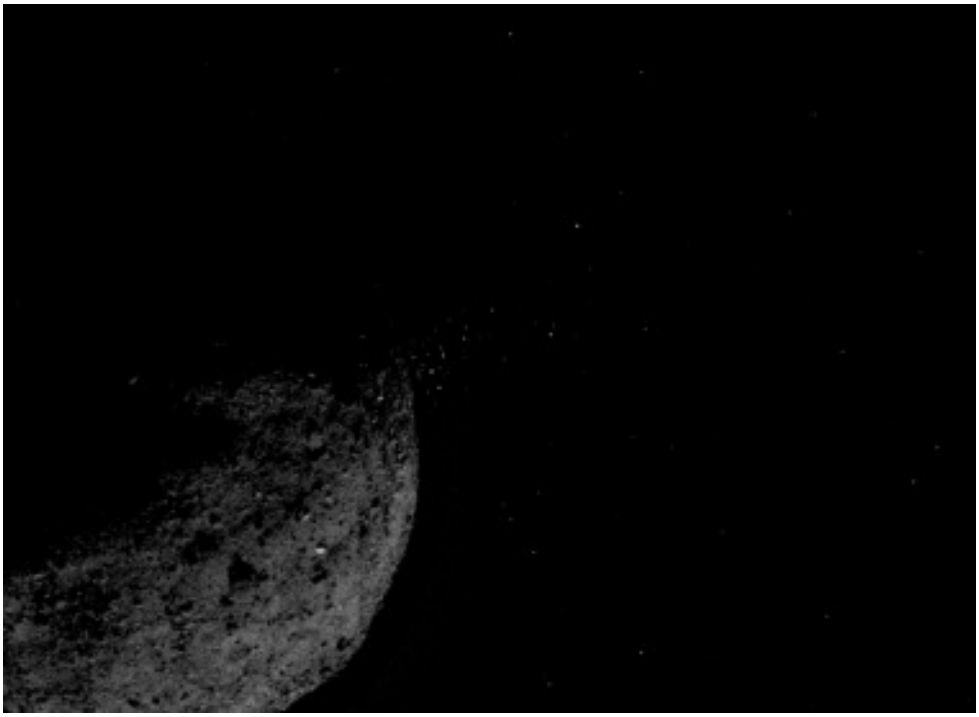


FIGURE 9.1 – Image de l'astéroïde Bennu prise par la sonde OSIRIS-REx et montrant l'éjection de particule de la surface vers le milieu interplanétaire.

En plus d'être originaires d'une grande diversité de corps, dont les corps externes (non échantillonnés par les météorites), certains IDPs pourraient également être originaires de corps primitifs internes non échantillonnés à ce jour par les météorites, comme les astéroïdes de type B, C, G, P et D (Bradley et al., 1996 ; Vernazza et al., 2015). Vernazza et al. (2015) ont montré le lien potentiel entre différentes classes d'IDPs et certains types de corps primitifs. Ainsi les astéroïdes de type P et D et les comètes pourraient être les corps parents de certains IDPs anhydres. Tandis que les astéroïdes de type BCG seraient des corps parents d'IDPs riches en pyroxène. Mais ces études laissent certaines questions ouvertes, comme l'origine des IDPs hydratés et la contribution relative des astéroïdes et des comètes au flux d'IDPs.

9.2 Comparaison astrophysique avec les IDPs

9.2.1 Critères de comparaison

Plusieurs critères de comparaisons peuvent être utilisés pour tenter de faire le lien entre un objet étudié en laboratoire et un corps primitif du Système solaire. Dans ce travail de thèse je m'intéresse principalement aux critères spectroscopiques suivants : niveau de réflectance (albédo), pente spectrale et présence de bandes d'absorption.

Avant d'initier une comparaison il est nécessaire de comprendre dans quelle mesure ces critères peuvent changer d'un objet à un autre suivant les variations de composition mais également avec les variations des propriétés physiques du matériau. Il faut également se rappeler que les comparaisons doivent être faites en tenant compte d'un maximum de critères et sur une plage étendue de longueurs d'onde. En effet, nous avons vu dans le cas

de l'IDP L2079C18 que son spectre IR ressemble très fortement à celui de la météorite Tagish-Lake (voir Figure 6.9) et pourtant leurs spectres Vis-NIR respectifs sont très différents. Dans le cadre des IDPs il est nécessaire de garder en tête les différentes limites de ces différents critères spectroscopiques pour des comparaisons astrophysiques que nous avons mis en évidence dans les chapitres précédents :

— Le niveau de réflectance : Le niveau de réflectance à $0,55\,\mu m$ peut être utilisé pour être comparé en première approximation à l'albédo géométrique des astéroïdes (Barucci et al., 2012). Le niveau de réflectance des IDPs ne semble pas être affecté par la taille des particules et peut donc être utilisé pour chaque IDP pour apporter une information physico-chimique (comme discuté au chapitre 5). Cependant les IDPs étant des échantillons micrométriques et les corps parents potentiels étant des astéroïdes ou des comètes de taille nettement plus importante, nous avons vu au chapitre 8 que le niveau de réflectance peut varier de façon significative quand on sonde un échantillon hétérogène en composition et en structure à petite échelle.

— La pente spectrale : La pente spectrale est un critère très utilisé pour comparer des spectres d'observations avec des spectres de laboratoire. Nous avons vu au chapitre 7 que la pente spectrale est un critère plus "robuste" que le niveau de réflectance quand on sonde à petite échelle un échantillon hétérogène, car les variations autour de la valeur moyenne sont moins importantes. Cependant nous avons mis en évidence qu'en dessous d'un certain niveau de réflectance la pente spectrale augmente de manière significative quand le niveau de réflectance diminue (voir chapitre 5 et Maupin et al., 2020). De plus, dans le cadre des IDPs cela paraît également corrélé avec la taille des grains. Il est donc important de garder en tête ce biais potentiel dans des comparaisons futures. La pente spectrale peut également être affectée par la présence ou non de bandes d'absorption. En effet, nous avons déterminé la pente spectrale par une régression linéaire tenant compte de l'ensemble du spectre dans la gamme $[0,45-1,0]\,\mu m$ et ainsi des bandes d'absorptions, et ce conformément à Fornasier et al. (2014) et Lantz et al. (2018).

— Les bandes d'absorption : Les bandes d'absorption peuvent avoir des caractéristiques qui varient suivant l'état physique de la surface (pour une même composition). En effet, la profondeur et la largeur des bandes d'absorption peuvent être affectées par l'altération spatiale (Marchi et al., 2005), par la taille des grains, la porosité du matériau mais aussi par la géométrie d'observation (Ref ? ?). Un critère plus robuste pour une comparaison potentielle entre un IDP micrométrique et un corps parent est donc la position de la bande qui est moins affectée par ces phénomènes. Cependant, la position de bande peut quand même légèrement varier lorsque la pente du spectre varie (pour une même composition). Ainsi pour les petits IDPs (de taille $< 17\,\mu m$) nous avons également vu qu'il existe une corrélation entre la position de la bande des silicates dans le Vis-NIR et la taille des IDPs à cause du continuum rouge des spectres. La bande à $0,9\,\mu m$ pourrait ainsi voir sa position se décaler vers les courtes longueur d'onde avec l'augmentation de la pente spectrale.

En résumé pour nos comparaisons entre les IDPs et les mesures astrophysiques nous utiliserons les critères suivants :

— Le niveau de réflectance : Pour les IDPs analysés dans ma thèse j'utiliserai leur niveau de réflectance pour des comparaisons avec l'albédo géométrique des corps primitifs du Système solaire en première approximation.

— Les bandes d'absorption : Pour les bandes d'absorption j'utiliserai en priorité la position des bandes, en gardant en tête que les positions de bandes dans les spectres des plus petits IDPs sont légèrement affectées par le continuum rouge.

— La pente spectrale : Nous avons vu que la pente spectrale des IDPs est liée à leur taille en dessous d'une taille critique d'$\sim 17\,\mu m$. Cette corrélation étant au fur et à mesure perdue quand on diminue l'intervalle de longueur d'onde sur lequel on la calcule. Pour utiliser les pentes spectrales des IDPs il vaut donc mieux se placer dans un intervalle réduit au visible ($\lambda < 0,8\,\mu m$). De plus la pente est affectée par la présence de bandes d'absorptions, or la région du NIR est particulièrement riche en bandes d'absorptions (silicates, oxydes...). Comme nous l'avons discuté précédemment, les profondeur et largeur de bandes peuvent être affectées par différents biais et vont affecter le calcul de pente. Pour pallier à cela il est préférable de restreindre l'intervalle de calcul de la pente spectrale. Pour ces deux raisons, je calculerai pour les comparaisons astrophysiques la pente spectrale entre $0,45$ et $0,7 - 0,8\,\mu m$ (suivant les données astrophysiques disponibles).

Pour compléter le data-set de comparaison, j'utilise en plus des 16 IDPs mesurés durant ma thèse, les mesures réalisées dans le visible par Bradley et al. (1996). Bradley et al. (1996) ont réalisé des mesures sur des clusters et des IDPs. Les clusters sont constitués d'un ensemble de particules issues de la fragmentation d'une grande IDP, lors de sa collecte. Au total avec les deux data-sets je dispose de 42 points de mesures (clusters inclus) et de 25 mesures sur des IDPs "entiers". Les clusters peuvent apporter une information complémentaire sur les variations des paramètres spectraux aux petites échelles sur les IDPs. Je ferai donc des comparaisons avec et sans clusters.

9.2.2 Comparaison avec les corps primitifs du Système solaire externe

Pour commencer, comparons les caractéristiques spectrales des IDPs avec celles des corps primitifs du Système solaire externe. La partie externe du Système solaire contient la plus grande partie de corps primitifs non échantillonnés par les météorites actuellement, comme rappelé sur la Figure 9.2.

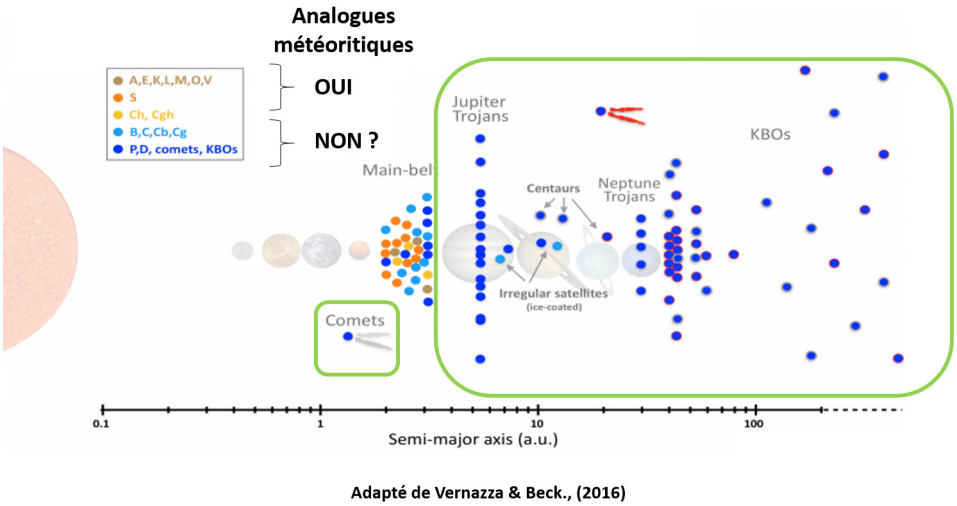


FIGURE 9.2 – Schéma simplifié du Système solaire résumant les classes de petits corps pour lesquels des analogues météoritiques ont été clairement identifiés et les autres. Figure adaptée de Vernazza & Beck. (2016).

Lacerda et al. (2014) ont calculé pour différents objets du Système solaire externe (centaures, TNOs, Troyens et comètes) la pente spectrale entre $0,46$ et $0,72\,\mu m$. Ils ont également déterminé l'albédo géométrique. La Figure 9.3a montre les paramètres spectraux (pente spectrale en fonction de la réflectance) pour l'ensemble des mesures sur IDPs (avec clusters) et la Figure 9.3b sans les clusters. Ainsi nous observons que les clusters restent dans la gamme explorée par l'ensemble des IDPs et qu'il n'y a pas de points à petites échelles qui se distinguent des autres. Ainsi je garderai dans la suite les 49 mesures avec clusters pour augmenter la statistique de comparaison.

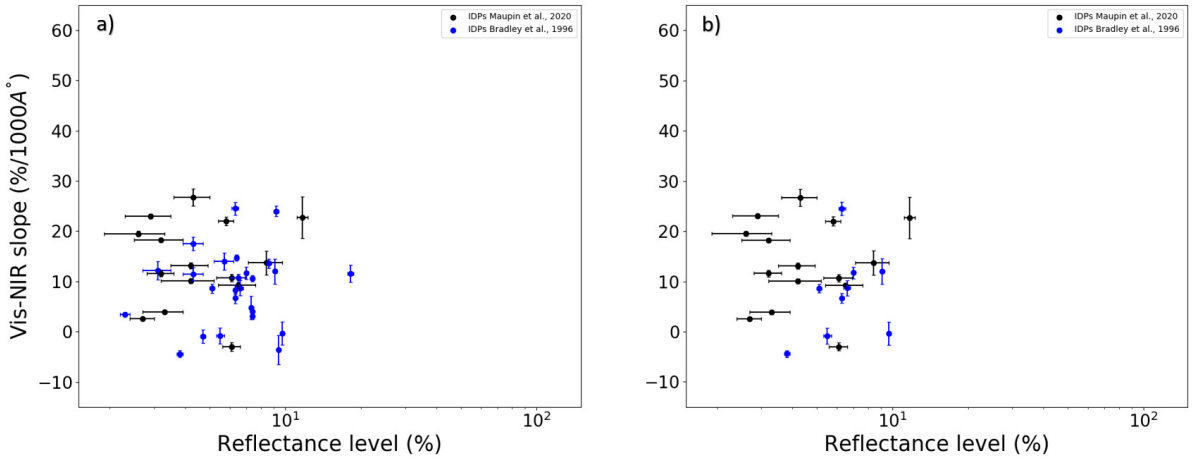


FIGURE 9.3 – Comparaison entre la pente spectrale (calculée entre $0,46$ et $0,72\,\mu m$) et le niveau de réflectance extrait à $0,55\,\mu m$ pour les IDPs étudiés dans cette thèse (noir) et les IDPs de Bradley et al. (1996). Le panel de gauche inclut les clusters du dataset de Bradley et al. (1996) et ont été retirés dans le panel de droite.

La Figure 9.4 montre la comparaison entre les IDPs et les différentes classes de TNOs et de centaures utilisés par Lacerda et al. (2014). Cette figure montre que sur la base de ces deux critères les IDPs sont comparables aux populations de TNOs suivantes : Centaures, Inner classicals, Plutinos, Scattered disc et Hot Classicals.

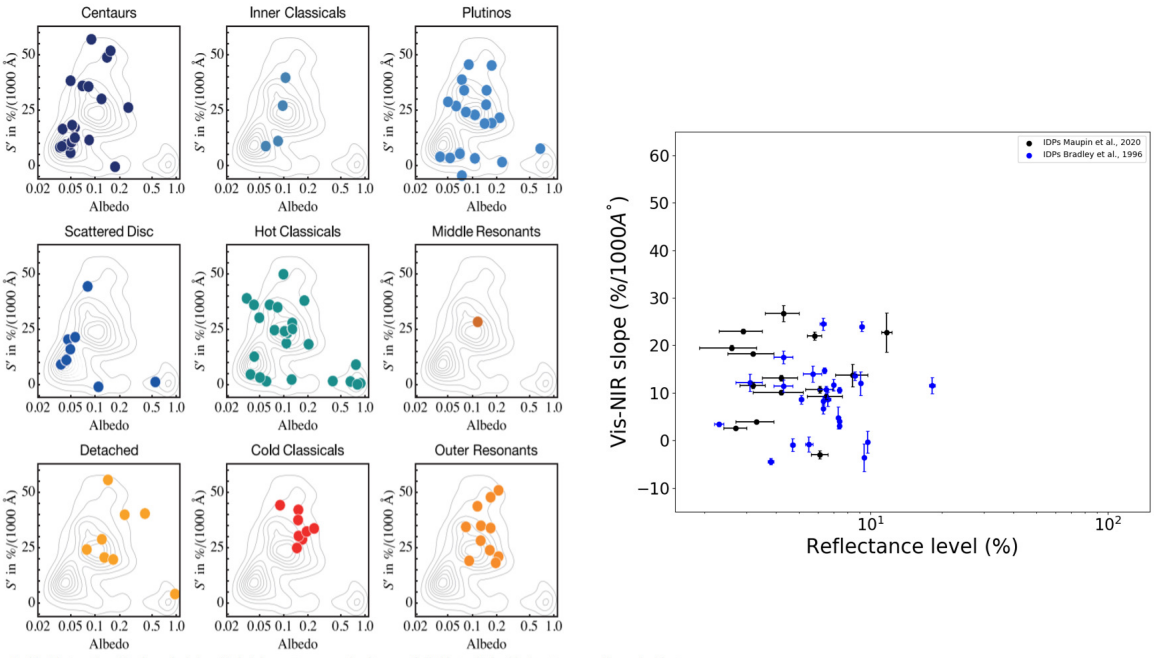


Figure 3. Same as Figure 1 with objects gathered by dynamical class. Underlying contours are a density map of all objects obtained by bootstrap-sampling each object 100 times assuming its albedo (color) follows a lognormal (normal) distribution set by the observing uncertainties.

FIGURE 9.4 – Diagramme pente($[0,46-0,72]$ μm)/niveau de réflectance pour les IDPs étudiés dans cette thèse (noir) et les IDPs de Bradley et al. (1996) (bleu) dans le panel de droite. Le panel de gauche est une figure extraite de Lacerda et al. (2014) qui montre le diagramme pente($[0,46-0,72]$ μm)/albédo pour différentes classes de TNOs.

La Figure 9.5 montre la comparaison entre les IDPs et l'ensemble des objets du Système solaire étudiés par Lacerda et al. (2014). On voit donc qu'en plus des différentes populations de TNOs citées précédemment les IDPs sont aussi proches des comètes et des troyens.

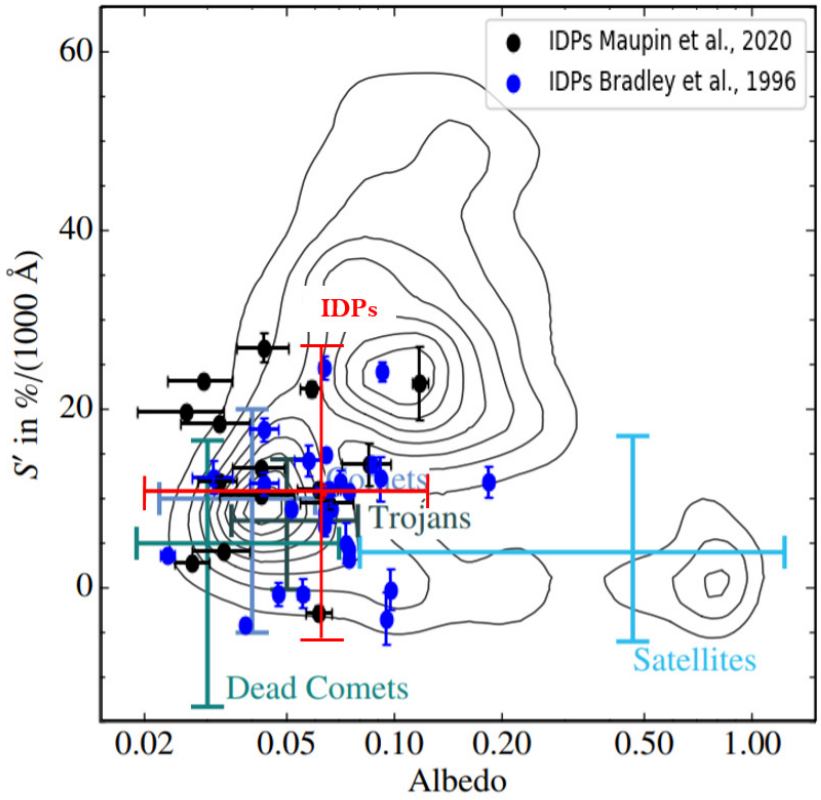


Figure 4. Albedo and color ranges (central 95%) for small body populations in the inner/intermediate solar system superimposed on TNO data contours (Figure 3). Comet data include Jupiter family and Oort Cloud comets. Jovian L4 and L5 Trojans are included, and satellites of the giant planets.

FIGURE 9.5 – Diagramme pente($[0,46-0,72]$ μm)/niveau de réflectance pour les IDPs étudiés dans cette thèse (noir) et les IDPs de Bradley et al. (1996) (bleu) dans le panel de droite auquel sont superposés les gammes de variation de différents petits corps du Système solaire (extrait de Lacerda et al. (2014)). La gamme de variation des IDPs calculée à partir du dataset de cette thèse et de celui de Bradley et al. (1996) a été ajouté en rouge.

9.2.3 Comparaison avec les corps du Système solaire interne

Les IDPs ont des origines très diverses et peuvent également provenir de corps du Système solaire interne. De nombreux corps dans ces régions ne sont d'ailleurs pas échantillonnés par les météorites et les IDPs pourraient aider à compléter cet échantillonnage, comme résumé sur la Figure 9.6. Bradley et al. (1996) et Vernazza et al. (2015) ont déjà proposé sur des arguments de spectroscopie Vis-NIR que les IDPs pourraient être de bons analogues pour les astéroïdes de type B, C, P et D. Je vais dans cette partie étendre la comparaison aux astéroïdes de type C, Ch et Cgh étudiés par Fornasier et al. (2014). En effet ces astéroïdes bien échantillonnés par les météorites pourraient également être des corps parents potentiels des IDPs.

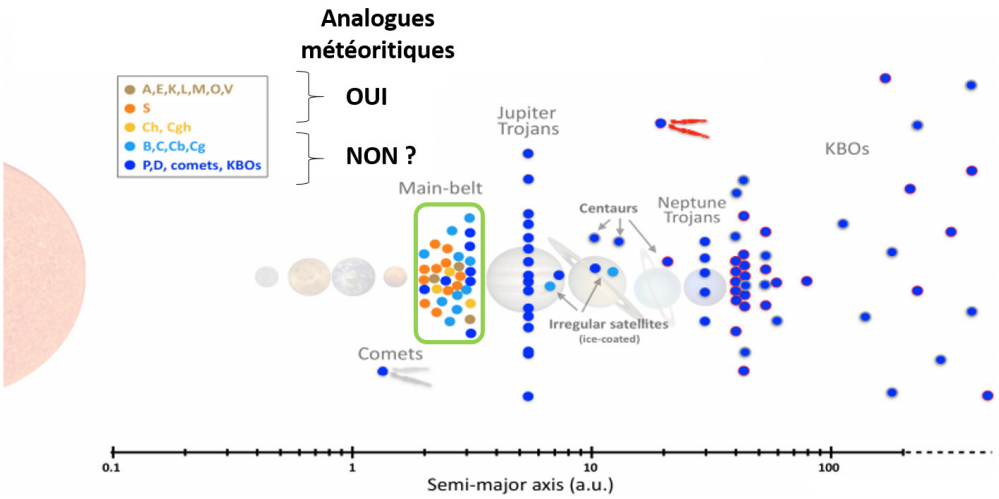


FIGURE 9.6 – Schéma simplifié du Système solaire résumant les classes de petits corps pour lesquels des analogues météoritiques ont été clairement identifiés et les autres. Figure adaptée de Vernazza & Beck. (2016).

Pour cette comparaison je calcule les pentes de la même façon que Fornasier et al. (2014) entre $0,55$ et $0,8\,\mu m$. Dans un premier temps la Figure 9.7a montre les paramètres spectraux des IDPs avec clusters et la Figure 9.7 sans clusters. On voit comme dans le cas des comparaisons précédentes que les clusters explorent la même région que les IDPs et peuvent donc être pris en compte pour les comparaisons avec les astéroïdes. On observe cependant une très forte dispersion des valeurs de pentes avec des valeurs pouvant être fortement positives.

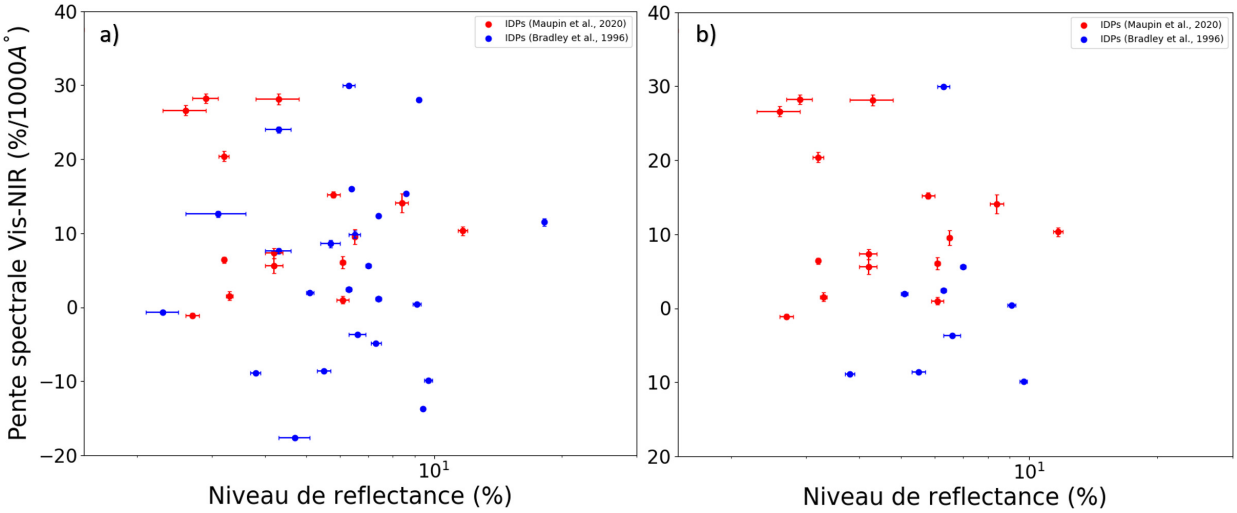


FIGURE 9.7 – Comparaison de la pente spectrale Vis-NIR (calculée entre $0,45$ et $1,0\,\mu m$) et le niveau de réflectance extrait à $0,55\,\mu m$ pour les IDPs étudiés dans cette thèse (rouge) et les IDPs de Bradley et al. (1996) (bleu). Le panel de gauche inclut les clusters du dataset de Bradley et al. (1996) et ont été retiré dans le panel de droite.

La Figure 9.8a montre la comparaison entre les paramètres spectraux des IDPs (avec clusters) et ceux des astéroïdes de type C, Ch et Cgh obtenus par Fornasier et al. (2014). Cette figure montre que les IDPs possèdent des variations de pente spectrale beaucoup plus importantes que les astéroïdes de type C, Ch et Cgh. La majorité des IDPs possède des pentes avec des valeurs nettement plus élevées que ces astéroïdes, ce qui pourrait être comparable aux comètes, TNOs, et astéroïdes de type P et D. Certains IDPs possèdent également des pentes plus négatives, pouvant être donc plus proches des astéroïdes de type B. Cependant certains IDPs possèdent tout de même des caractéristiques spectrales proches de celle des astéroïdes de type C, Ch et Cgh, dont l'IDP L2079C18 qui possède également une bande d'absorption dans la région des phyllosilicates comme les astéroïdes hydratés de ces différents types. Cela combiné aux différentes analyses et conclusions précédentes confirme donc l'origine de cet IDP. Nous pouvons maintenant confirmer l'origine astéroïdale de cet IDP et l'identifier plus précisément au type Ch/Cgh. L'IDP L2071 E34 est également dans la gamme des astéroïdes de type Ch/Cgh et possède également une faible bande d'absorption dans la région des phyllosilicates dans son spectre de réflectance Vis-NIR. Cet IDP pourrait donc également être originaire de ces astéroïdes hydratés. Le dernier IDP hydraté parmi les échantillons analysés dans cette thèse est l'IDP L2079 D12 qui semble être légèrement différent des astéroïdes Ch/Cgh au niveau de la pente spectrale.

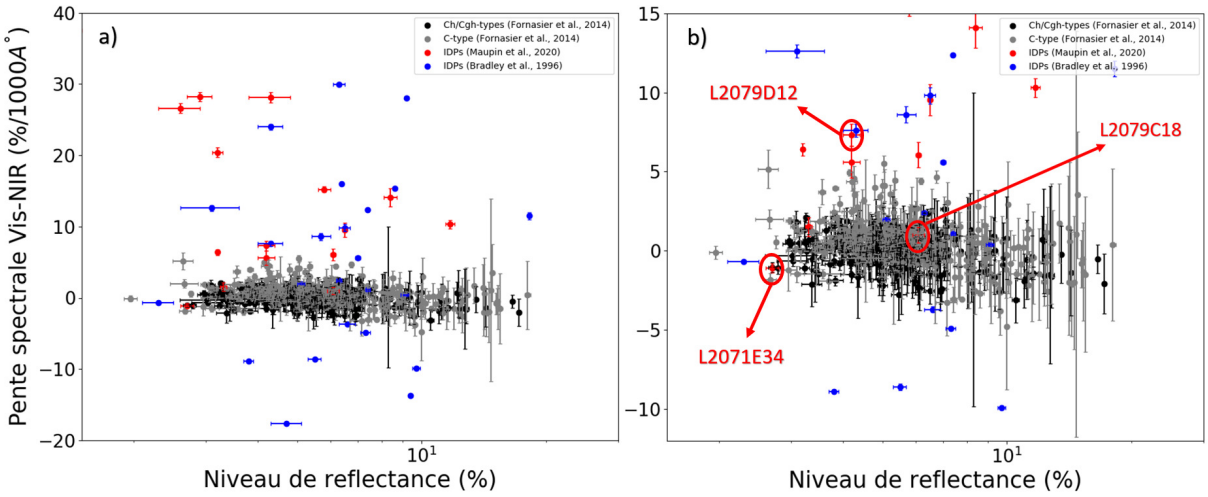


FIGURE 9.8 – Comparaison de la pente spectrale Vis-NIR (calculée entre $0,45$ et $1,0\,\mu m$) et le niveau de réflectance extrait à $0,55\,\mu m$ pour les IDPs étudiés dans cette thèse (rouge) et les IDPs de Bradley et al. (1996) (bleu). Les points noirs représentent les données de Fornasier et al. (2014) pour les astéroïdes de type Ch/Cgh et les points gris les données de Fornasier et al. (2014) pour les astéroïdes de type C. Le panel b) représente un zoom sur la gamme de variation des astéroïdes.

Nous venons donc pour la première fois d'établir un lien spectral clair entre des IDPs hydratés et des astéroïdes de type Ch et Cgh. Cela permet donc d'apporter un élément de réponse à l'origine jusque là non expliquée des IDPs hydratés. Ainsi nous proposons que certains IDPs hydratés peuvent avoir une origine commune avec les météorites au sein

des populations d'astéroïdes hydratés de la ceinture principale.

9.2.4 Comparaison des niveaux de réflectance

Il est aussi possible de comparer les niveaux de réflectance des IDPs aux albédos des différentes classes d'astéroïdes définies par DeMeo & Carry. (2013) (voir chapitre 2). La Figure 9.9 compare les niveaux de réflectance des trois groupes d'IDPs définis au chapitre 5 (bleu, orange et vert) ainsi que des deux IDPs possédant un niveau de réflectance élevé (points rouges) aux albédos des différentes classes d'astéroïdes. Cette comparaison montre donc que les IDPs pourraient être de bons analogues aux différentes classes d'astéroïdes non échantillonnés par les météorites (B, C, D et P). Les niveaux de réflectance des IDPs sont aussi compatibles avec les comètes qui possèdent des niveaux de réflectance relativement faible de quelques pourcents (Bauer et al., 2015). Il est intéressant de remarquer qu'un seul IDP possède un niveau de réflectance assez élevé proche de celui des astéroïdes de type S qui pourtant sont les corps parents des chondrites ordinaires qui représentent environs 80 % des chutes de météorites. Cela pourrait donc indiquer un échantillonnage différent de corps entre les météorites et les IDPs.

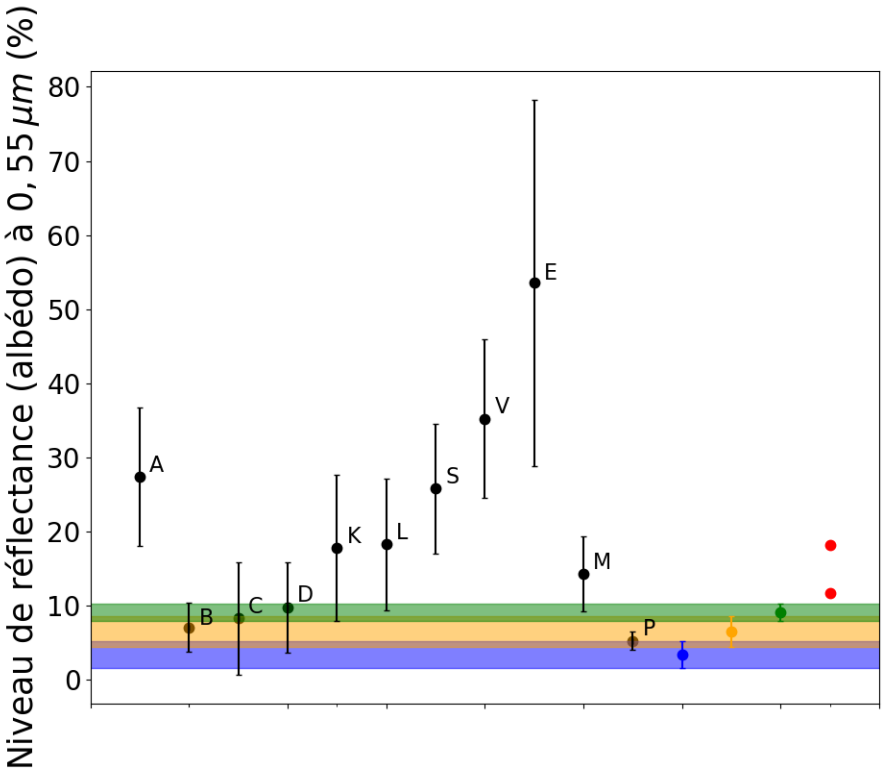


FIGURE 9.9 – Comparaison des niveaux de réflectance des IDPs avec les albédos des différentes classes d'astéroïdes définies par DeMeo & Carry. (2013). Les classes sont indiquées par des lettres. Les couleurs représentent les différents groupes d'IDPs identifiés au chapitre 5. bleu : $(R(0,55\mu m) = 3,4\,\%; \sigma = 0,6\,\%)$; orange : $(R(0,55\mu m) = 6,5\,\%; \sigma = 0,7\,\%)$; vert : $(R(0,55\mu m) = 9,1\,\%; \sigma = 0,4\,\%)$. La largeur des groupes sur la figure est prise à 3σ. Les points rouges représentent les IDPs avec un niveau de réflectance élevé : $11,7\,\%$ et $18,2\,\%$ respectivement.

9.3 Conclusions

Toutes ces comparaisons montrent donc que les IDPs sont de très bons analogues d'un grand nombre de corps primitifs du Système solaire et permettent de sonder un très grand nombre de corps différents, aussi bien dans les régions internes que dans les régions externes du Système solaire. Combinés au grand nombre d'échantillons collectés chaque année par la NASA, ces objets sont d'un grand intérêt pour les études en laboratoire des propriétés physico-chimiques des corps primitifs du Système solaire. Cela nous donne donc accès en laboratoire aux objets primitifs du Système solaire.

Conclusions et perspectives

« Ce n'est pas seulement le
nombre des atomes, c'est celui
des mondes qui est infini dans l'univers »
Epicure

Remonter le temps pour revenir aux premiers instants de la formation de notre Système solaire peut se faire en étudiant les objets qui ont le moins évolués depuis leur formation il y a $4,571$ milliards d'années. Ces vestiges du Système solaire sont principalement des petits objets comme les astéroïdes et les comètes. Il est possible d'observer facilement ces objets en réflectance en analysant la lumière du Soleil qu'ils réfléchissent. Malgré la simplicité de mise en place d'une telle mesure il est difficile d'obtenir des informations très précises sur la composition de ces objets avec cette simple mesure. La façon la plus simple de palier à cela est de pouvoir analyser ces objets en laboratoire sur Terre avec les techniques expérimentales les plus avancées. La nature étant bien faite, elle nous offre une grande quantité de matière provenant de ces différents objets directement sur Terre sous différentes formes : météorites, micro-météorites et poussières (IDPs). Cette grande quantité de matière extraterrestre rend possible l'étude de ces petits corps en laboratoire avec de nombreuses techniques d'analyses. La faiblesse de cette méthode est de relier l'objet analysé sur Terre à l'objet extraterrestre dont il provient. Pour ce faire il est possible de réaliser des mesures de réflectance et de comparer le résultat à celui des observations de petits corps.

Dis comme ça, cela paraît simple, mais de nombreux paramètres sont à prendre en compte dans cette comparaison. Les météorites sont les objets les plus couramment étudiés pour ces comparaisons mais ne représentent pas la diversité de petits corps du Système solaire. Pour pallier à cela il est possible de s'intéresser aux IDPs qui pourraient provenir d'une plus grande diversité d'objets. Mais réaliser une mesure de réflectance sur des objets isolés de quelques dizaines voir quelques microns de diamètre est complexe. Peut de mesure ont donc été réalisées sur ces poussières jusqu'à présent.

Durant ma thèse j'ai donc développer un dispositif expérimental permettant d'obtenir des spectres de réflectance d'IDPs dans la gamme de longueur d'onde du Vis-NIR ($[0,45 - 1,0]$ μm) pour permettre une comparaison avec les petits corps. Ce dispositif est constitué d'un macroscope installé en salle blanche à l'Institut d'Astrophysique Spatiale (IAS) d'Orsay. La taille des échantillons nécessite en effet un travail dans un environnement propre pour éviter toute contamination terrestre. J'ai consacré une grande partie de mon travail de thèse à développer cette technique de mesure et à identifier les différents biais potentiels pouvant affecter le résultat. La mesure de réflectance réalisée ici étant en effet très différente de celle couramment réalisée sur les météorites. Durant cette thèse

j'ai réalisé avec ce dispositif le spectre de réflectance de 15 IDPs permettant ainsi d'initier une bibliothèque de spectre pour des comparaisons astrophysiques. J'ai pu montrer qu'en dessous d'une taille critique de $\sim 17\,\mu m$ de diamètre les spectres de réflectance d'IDPs possèdent une pente qui augmente linéairement avec la diminution de la taille de la particule, ce qui peut donc compliquer les comparaisons astrophysiques. Le niveau de réflectance à $0,55\,mum$ quant à lui semble moins affecté par ce biais.

Durant ma thèse j'ai également compléter les mesures de réflectance Vis-NIR par des mesures en transmission dans l'IR au synchrotron SOLEIL. Ces mesures permettent de mieux contraindre la composition chimique des IDPs et permettent de compléter la gamme de longueur d'onde pour les comparaisons astrophysiques notamment avec les observations IR de certaines missions comme prochainement avec le JWST (NASA). Les informations de composition obtenues dans l'IR m'ont permis de mettre en évidence le lien entre la matière polyaromatique et le niveau de réflectance à , μm des matériaux extraterrestres sombres.

Une fois que la composition des IDPs a été obtenue et que les biais de la mesure Vis-NIR ont été contraints j'ai initié une comparaison avec certains petits corps du Système solaire. J'ai ainsi pu montrer que les IDPs peuvent provenir à la fois d'objets du Système solaire externe mais également d'astéroïde de la ceinture principale qui ne sont pas échantillonnés par les météorites. De plus j'ai pour la première fois pu établir un lien clair entre un IDP hydraté et les astéroïdes de type Ch/Cgh de la ceinture principale.

Le travail initié durant cette thèse amène de nombreuses questions nouvelles. Tout d'abord la corrélation qui existe entre la pente spectrale et la taille des IDPs en dessous de $\sim 17\,\mu m$ reste inexpliquée. Des simulations numériques de transfert radiatif pourraient servir à mieux comprendre cet effet. Expérimentalement, il serait nécessaire de réaliser des mesures de réflectance sur des grains de composition parfaitement homogène pour ne faire varier que la taille de l'échantillon.

L'IDP W7068 C40 est également particulier car il absorbe totalement le rayonnement IR et possède un spectre Raman très particulier. Des analyses MEB devront être menées sur cet échantillon pour mieux contraindre sa composition et pouvoir écarter ou non une origine terrestre de cette particule.

Enfin le dispositif Vis-NIR développé pourrait être utilisé pour obtenir d'autres spectres de réflectance d'IDPs et ainsi constituer une base de données plus importante pour mener des comparaisons astrophysiques avec une meilleure statistique. Ce dispositif pourrait également être utilisé sur les grains des missions Hayabusa2 et OSIRIS-REx, ces mesures pourraient en effet apporter des éléments de réponse sur la comparaison possible entre le spectre de réflectance réalisé sur un échantillon micrométrique et le spectre de réflectance réalisé sur un astéroïde entier.

Annexe A

L'effet Yarkovsky

Un corps chauffé (par le Soleil dans le cas des astéroïdes) va réémettre d'après la loi de Wienn ($\lambda T \approx 2900\, K\mu m$) du rayonnement en se refroidissant.

Dans le cas des astéroïdes ce rayonnement thermique est principalement émis dans l'infrarouge. Cette émission de photons est accompagnée d'un transfert de quantité de mouvement ($p = \frac{h}{\lambda}$) qui est donc à l'origine d'une force qui peut entraîner une variation du demi grand axe de l'astéroïde. Cette réémission n'est pas instantannée, en effet les matériaux réémettent le rayonnement reçu au bout d'un certain temps qui dépend de l'inertie thermique du matériau. L'inertie thermique est définie comme la résistance d'un corps à un changement de température. Plus l'inertie est grande et plus la température du corps va changer lentement suite à une perturbation thermique. Au contraire un corps possédant une faible inertie thermique va rapidement changer de température suite à une perturbation thermique. On peut prendre comme exemple le sable et les rochers sur une plage. Le sable est très chaud en pleine après-midi tandis qu'il devient très froid dès qu'il n'est plus éclairé par le Soleil. Au contraire les rochers vont rester à une température à peu près constante tout au long d'une journée. Ainsi un corps chauffé va réémettre le rayonnement plus ou moins rapidement.

Or un astéroïde est aussi en rotation sur lui même ainsi le point chaud de l'astéroïde n'est pas exactement aligné avec le Soleil et l'émission du rayonnement pourra se faire dans une direction différente suivant la vitesse de rotation des corps. Cela pourra entraîner différents effets comme une accélération de l'astéroïde sur son orbite ou un ralentissement (cf Figure A.1), ce qui s'accompagnera d'un changement de demi grand axe du corps. Pour comprendre comment l'orbite change on peut facilement raisonner sur le moment cinétique ($\vec{L}$) des corps :

$$\vec{L} = \vec{r} \wedge \vec{p}$$

Avec $\vec{p} = m\vec{v}$. Dans le cas d'un corps en rotation autour du Soleil sur une orbite circulaire la vitesse est donnée par :

$$v = \left(\frac{GM}{r}\right)^{1/2}$$

Avec M la masse du Soleil, G la constante gravitationnelle et r le rayon de l'orbite. Ainsi

$$L \propto r^{1/2}$$

En conclusion dans le Système solaire les corps externes possèdent un moment cinétique plus important que les corps internes. Ainsi un corps dont la vitesse augmente va avoir un

moment cinétique plus important correspondant donc à une orbite plus grande, et donc le demi grand axe de son orbite va augmenter.

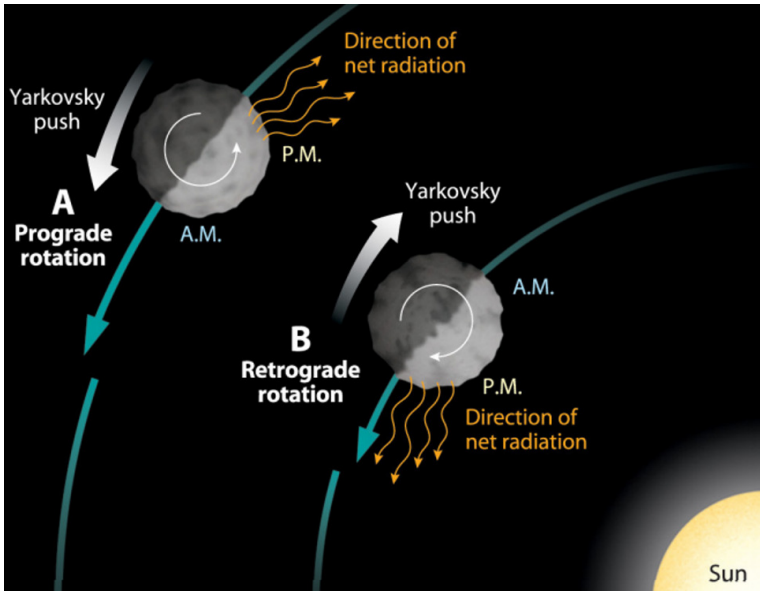


FIGURE A.1 – Représentation de l'effet Yarkovsky sur un astéroïde dont la rotation est prograde et sur un astéroïde dont la rotation est rétrograde. L'émission thermique de l'astéroïde se faisant avec un certain retard le mouvement de l'astéroïde est soit ralenti soit accéléré (Sky & Tel).

Dans le Système solaire l'effet Yarkovsky n'est efficace que pour les corps de diamètre $< 20\,km$ (Bancelin 2011).

Annexe B

Poynting-Robertson

La dynamique des poussières est contrôlée par la gravité et par la pression de radiation. Une partie du rayonnement solaire incident va être absorbée par la poussière puis réémise comme dans le cas des astéroïdes dans l'infrarouge. Cette émission de photons entraîne un transfert d'impulsion. Mais comme les poussières sont en mouvement elles ne "voient" pas le rayonnement incident arriver le long de la ligne Soleil-Poussière mais avec un léger angle (angle d'aberration). Ce phénomène est l'aberration de la lumière. Un calcul simple de relativité permet d'évaluer cet angle et de comprendre pourquoi cela entraîne une décroissance du demi grand axe des poussières qui vont ainsi lentement spiraler vers le Soleil. Le phénomène d'aberration de la lumière est l'analogue optique du phénomène qui fait qu'un observateur en mouvement sous la pluie voit les gouttes d'eau arriver avec un angle. En effet du point de vue des poussières les photons incidents semblent provenir (comme les gouttes de pluie) légèrement plus de l'avant que perpendiculairement à leur orbite le long de la trajectoire Soleil-poussière. Ainsi la pression de radiation n'est pas exercée complètement le long du demi grand axe mais possède une légère composante dans une direction déterminée par l'angle d'aberration. Ainsi cette composante s'oppose au mouvement de la poussière ce qui va la ralentir et lui faire perdre du moment cinétique. Or nous savons maintenant (voir Annexe A) que quand un objet perd du moment cinétique le demi grand axe de son orbite diminue et ainsi les poussières vont lentement spiraler vers le Soleil. Cet effet est très faible et s'oppose à la pression de radiation (dans l'axe Soleil-poussière) qui, elle, tend à repousser les poussières. Ainsi les trop grosses particules ne seront pas sensibles à l'effet Poynting-Robertson tandis que les trop petites particules seront repoussées par la pression de radiation. Cet effet s'applique donc aux poussières de taille comprise entre le millimètre et le mètre (Reche 2008). De même cet effet est important seulement dans les disques les moins denses (comme le Système solaire) car il est contrebalencé par les collisions. Il faut donc que le temps de migration soit inférieur au temps de collision.

Calcul de l'angle d'aberration

L'angle d'aberration peut être calculé rapidement par la relativité restreinte en appliquant la transformation de Lorentz. Soit un référentiel R' $(O'x'y')$ en translation uniforme par rapport à un référentiel R (Oxy) immobile le long de l'axe x à la vitesse $\vec{v}$. Par convention toutes les grandeurs annotées d'un $'$ correspondent au référentiel R'. La tranformation de

Lorentz permettant de passer de l'un à l'autre s'écrit :

$$\begin{pmatrix} ct' \\ x' \\ y' \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \gamma & -\beta\gamma \\ -\beta\gamma & \gamma \end{pmatrix} \times \begin{pmatrix} ct \\ x \\ y \end{pmatrix}$$

Avec $\beta = \frac{v}{c}$ et $\gamma = \frac{1}{\sqrt{1-\beta^2}}$. On trouve ainsi que :

$$\begin{aligned} x' &= \gamma\,(x - \beta ct) = \gamma\,(x - vt) \\ y' &= y \end{aligned}$$

Considérons maintenant que la poussière est en O et que le Soleil est un point S' dans R' se déplaçant à la vitesse $-v$ par rapport à R, on a donc cette fois-ci :

$$\begin{aligned} x' &= \gamma\,(x + vt) \\ y' &= y \end{aligned}$$

On va maintenant chercher l'angle θ' vu par la poussière. Supposons qu'il existe un angle θ entre la poussière et le Soleil et qu'ils sont séparés d'une distance r. Ainsi si les deux objets étaient immobiles on pourrait écrire :

$$\begin{aligned} x &= rcos(\theta) \\ y &= rsin(\theta) \end{aligned}$$

Mais comme ici on a une vitesse $-v$ de S par rapport à O, on trouve :

$$tan(\theta') = \frac{y'}{x'} = \frac{sin(\theta)}{\gamma\,(cos(\theta) + \beta)}$$

Dans le cas d'un système Soleil-poussière l'angle θ est égal à 90 ainsi :

$$tan(\theta') = \frac{1}{\gamma\beta}$$

Annexe C

Liste des publications

Sommaire

C.1 Publications dans des revues à comités de relecture 187
C.2 Abstracts de conférences internationales 187

C.1 Publications dans des revues à comités de relecture

C.2 Abstracts de conférences internationales

The Planetary Science Journal, 1:62 (11pp), 2020 December https://doi.org/10.3847/PSJ/abbb98
© 2020. The Author(s). Published by the American Astronomical Society.
OPEN ACCESS

Vis–NIR Reflectance Microspectroscopy of IDPs

Romain Maupin[1], Zahia Djouadi[1], Rosario Brunetto[1], Cateline Lantz[1], Alice Aléon-Toppani[1], and Pierre Vernazza[2]
[1] Université Paris-Saclay CNRS, Institut d'Astrophysique Spatiale F-91405, Orsay, France; romain.maupin@universite-paris-saclay.fr
[2] Aix Marseille Université CNRS, CNES, Laboratoire d'Astrophysique de Marseille, Marseille, France
Received 2020 June 17; revised 2020 September 22; accepted 2020 September 23; published 2020 November 9

Abstract

Visible near-infrared (Vis–NIR) reflectance spectroscopy is a powerful nondestructive technique allowing the parent bodies identification of cosmomaterials such as meteorites, micrometeorites, and interplanetary dust particles (IDPs) studied in the laboratory. Previous studies showed that meteorites do not represent the full diversity of the solar system small bodies. We present here an experimental setup we developed for measuring Vis–NIR microspectroscopy of individual IDPs. We acquired diffuse Vis–NIR reflectance spectra of 15 particles ranging 7–31 μm in size. We discuss the requirements, the abilities, as well as the limitations of the technique. For sizes smaller than 17 μm, the slopes increase with decreasing particles sizes, while for sizes larger than 17 μm, the slopes are randomly distributed. The visible reflectance levels do not appear to be affected by the size of the IDPs, and show a bimodal distribution. Among the studied particles, we identified an IDP (L2079C18) exhibiting a feature at 0.66 μm, which is similar to the one observed by remote sensing on the surface of hydrated asteroids. This is the first detection of a hydration band in the reflectance spectrum of an IDP that could indicate a possible link between hydrated IDPs with hydrated asteroid surfaces.

Unified Astronomy Thesaurus concepts: Spectroscopy (1558); Experimental techniques (2078); Interplanetary dust (821); Meteorites (1038); Asteroids (72); Comets (280)

1. Introduction

Asteroids and comets are the most primitive objects containing valuable clues about the physicochemical conditions of the early solar system. For decades, asteroids have been widely studied by spectroscopy to classify them (Tholen & Barucci 1989; Bus & Binzel 2002; DeMeo et al. 2009). Based on observations in the visible near-infrared (Vis–NIR) range (0.4–2.5 μm), the Bus-DeMeo taxonomy distinguishes 24 types, some of which included in a C-complex (B-, C-, Cb-, Cg-, Ch-, Cgh-types).

Meteorites have long been considered to be the best cosmomaterials representative of the surface of some asteroids. Vis–NIR reflectance measurements are often used to identify their parent bodies (e.g., McCord et al. 1970; Burbine & Binzel 2002 and references therein; Clark et al. 2011). However, meteorites are not representative of asteroids B-, C-, Cb-, and Cg-types, nor comets such as JFCs (Vernazza et al. 2015). Meteorite collections are affected by biases believed to be largely due to injection mechanisms into the inner solar system, mainly controlled by the Kirkwood gaps (Kirkwood 1891), and also due to atmospheric entry survival. Thus, identification of their parent bodies remains challenging.

Yet, for two decades, the sample return missions (Stardust, Hayabusa, Hayabusa2, and OSIRIS-REx) have enabled (and will allow for future samples) the analyses of well-identified asteroidal and cometary materials in the laboratory as well as in situ (e.g., Rosetta and Hayabusa2). Nevertheless, the quantity of returned sample is very limited and the analyses have to be managed very carefully.

Fortunately, we have access on Earth to a large amount of other extraterrestrial matter: about 40,000 tons of materials fall every year into Earth's atmosphere (Love & Brownlee 1993), mostly in the form of dust named interplanetary dust particles (IDPs). Since 1981, NASA has routinely collected IDPs in the stratosphere by using silicone oil-coated flat plate collectors deployed on the wings of high-altitude aircraft (Sandford 1987) and, more recently, collectors free of silicone (Messenger et al. 2015).

The chondritic IDPs have their elemental abundances approximating those of carbonaceous chondrites, conversely to nonchondritic ones (Rietmeijer 1998). We find chondritic porous IDPs (CP-IDPs) with a porosity as high as 70% and a mineralogy characterized by anhydrous silicates (pyroxene and/or olivine). The chondritic smooth IDPs (CS-IDPs) are characterized by a platy and/or fibrous surface textures and a mineralogy characterized by hydrated silicates (Bradley 2003). IDPs are very heterogeneous in composition at submicrometric scales, as they mainly consist of a matrix material in which particles of different compositions and different sizes are dispersed (e.g., Bradley 2003; Brunetto et al. 2011). Silicates are the major mineral component, giving three groups: olivine-rich IDPs (ol-rich), pyroxene-rich IDPs (px-rich), and layer-lattice silicate-rich ones (LLS-rich; Sandford & Bradley 1989). This silicate composition is often related to the particle structure, because generally CP-IDPs contain no or few hydrated silicates, which are instead the dominant component of CS-IDPs.

Unlike meteorites, dust orbits decay in spiral continuously toward the Sun by Poynting–Robertson drag (Brownlee 1994), allowing a wider sampling of solar system bodies. Several processes can produce cosmic dust such as small bodies collisions, impacts on the parent body surface with or without a weak atmosphere or the cometary activity (Rietmeijer 2002). Some main belt asteroids have episodic activity characterized by mass-loss events (Jewitt 2012), as well as some near-Earth asteroids as recently observed by OSIRIS-REx around the

Original content from this work may be used under the terms of the Creative Commons Attribution 4.0 licence. Any further distribution of this work must maintain attribution to the author(s) and the title of the work, journal citation and DOI.

B-type asteroid Bennu (Hergenrother et al. 2019; Lauretta et al. 2019).

The origin of cosmic dust is still widely debated. Based on the dynamics and/or study of zodiacal light a predominant cometary origin has been proposed (Liou et al. 1995; Hahn et al. 2002; Ipatov et al. 2008; Nesvorný et al. 2010; Yang & Ishiguro 2015 and references therein), while other authors proposed a predominant asteroidal origin (Dermott et al. 1984, 1996; Nesvorný et al. 2003; Tsumura et al. 2010). A possible link between some IDPs and comets has been experimentally established several times by measuring the He release patterns (Brownlee et al. 1995) or with IR measurements (Sandford & Walker 1985; Campins & Ryan 1989; Sandford & Bradley 1989; Wooden 2002, 2008; Brunetto et al. 2011; Schulz et al. 2015).

The link between IDPs and asteroids can be investigated thanks to Vis–NIR spectroscopy commonly used for the classification of asteroids. Reflectance measurements performed on individual micrometric particles remain poorly explored. A few studies reported reflectance measurements on IDPs in the range 0.4–0.8 μm (Bradley 1994; Bradley et al. 1996; Thomas et al. 1995). A possible link between hydrous IDPs and C-complex asteroids and between CP-IDPs with P- and D-type asteroids is mentioned (Bradley et al. 1996).

In 2015, Vernazza et al. simulated the reflectance spectra of surfaces with analog composition of IDPs in the Vis–NIR range (0.4–2.5 μm). They also compared IR spectra performed on IDPs (Merouane et al. 2014) with those of comets and asteroids B-, C-, Cb-, and Cg-types, not sampled by meteorites. They found a possible link between IDPs and these types of asteroids (Vernazza et al. 2015).

The Vis–NIR reflectance measurements constitute a powerful tool for identifying the parent body of the extraterrestrial material analyzed in the laboratory. However the results of the measurements acquired on small particles in the laboratory could be different from those performed by remote sensing on the whole surface of the solar system small bodies and those performed on meteorites in laboratory, prepared as a macroscopic surface (made up of a large quantity of particles). We must understand how the measurement on an isolated micrometric particle can be affected by the physical parameters of the sample: such as size, composition, roughness, etc. For macroscopic surfaces, there are multiple effects which come into play and which are studied experimentally and numerically (e.g., Mustard & Hays 1997; Craig et al. 2007; Hapke 2008 and references therein; Verpoorter et al. 2014). Unfortunately, for small isolated particles, the different parameters that can affect the reflectance measurement have not been explored.

We present here a device we implemented for reflectance measurements in the Vis–NIR (0.45–1.0 μm) range. We also report the results we obtained on 15 IDPs analyzed with our new setup.

2. Materials and Methods

2.1. Samples

We studied 15 IDPs provided by the JSC, NASA. These particles are from the collectors L2071, L2076, L2079, L2083, and W7068. One of them is classified as Cosmic (L2083G23) by the JSC, the other ones are classified as Possibly Cosmic. Table 1 summarizes the characteristics of the studied particles.

Table 1
Characteristics of the Studied IDPs

Particle	Size (μm)	Allocated Number	Reflectance Level (%)	Vis–NIR Slope (μm^{-1})
L2079C18	35 × 27	1	6.1 ± 0.5	−0.24 ± 0.01
L2079E29	37 × 22	2	6.1 ± 0.8	0.35 ± 0.01
W7068C40	25 × 23	3	6.5 ± 1.1	0.53 ± 0.01
W7068B18	22 × 20	4	3.3 ± 0.6	0.02 ± 0.01
L2071E34	22 × 20	5	2.7 ± 0.3	−0.28 ± 0.01
W7068C2	21 × 20	6	3.2 ± 0.4	0.38 ± 0.02
W7068B20	14 × 14	7_a	8.4 ± 1.3	1.13 ± 0.02
W7068B20	14 × 10	7_b	4.3 ± 0.7	1.64 ± 0.03
L2076C29	23 × 15	8	11.7 ± 0.6	0.43 ± 0.03
L2079D12	18 × 15	9	4.2 ± 0.7	0.33 ± 0.01
W7068C45	16 × 15	10	4.2 ± 1.0	0.34 ± 0.01
L2071E43	15 × 15	11	5.8 ± 0.4	0.94 ± 0.02
L2083E38	15 × 13	12	3.2 ± 0.7	1.24 ± 0.02
L2083G23*	11 × 11	13	2.6 ± 0.7	1.47 ± 0.03
W7068B37	9 × 9	14	2.9 ± 0.6	2.17 ± 0.02
L2083E39	8 × 6	15	1.2 ± 0.5	2.66 ± 0.03

Note. Characteristics of the studied IDPs classified by decreasing size, with 1 being the largest and 15 the smallest. The IDP W7068B20 (7) is broken into fragments 7_a and 7_b, the initial size was 23 μm × 18 μm. * indicates Cosmic particle. The reflectance level is extracted at 0.55 μm, and the Vis–NIR slope is calculated on the whole wavelength range.

We associate each particle to a number according to their decreasing size.

In addition to these particles, we used minerals and some meteorites as standards to perform preliminary measurements. Anhydrous silicates being the main constituent of CP-IDPs we chose forsterite and enstatite as minerals, which have absorption bands in the experimental range (0.45–1.0 μm). The characteristic absorption feature of forsterite is around 1 μm and is composed of three bands (e.g., Burns 1993), while enstatite has a single band around 0.9 μm (e.g., Cloutis & Gaffey 1991). These absorption bands are detected in some meteorites (e.g., Gaffey 1976; Cloutis et al. 1986) and on some asteroids (e.g., Gaffey et al. 1993; Sunshine et al. 1997; Burbine et al. 2003).

We also used the powder of four meteorites of different classes (Dar al Gani 684 (DAG 684), Gilgoin, Frontier Mountain 95002 (FRO 95002), and Allende), to investigate several reflectance levels (dark and bright), different features, and composition heterogeneity.

DAG 684 is an Eucrite from the Howardite–Eucrite–Diogenite family related to the Vesta asteroid (McCord et al. 1970). Eucrites are differentiated meteorites with a mineralogy dominated by plagioclase and pyroxene (Duke & Silver 1967). Eucrite reflectance spectra exhibit a broad feature of silicate around 0.9 μm (e.g., McCord et al. 1970; Gaffey 1976; Burbine et al. 2001; Beck et al. 2012).

Gilgoin is an ordinary chondrite H5 (Urey & Craig 1953). Ordinary chondrites have a mineralogy composition dominated by a mix of olivine and pyroxene with a varying amount of metallic Fe (Sears & Dodd 1988). Reflectance spectra of ordinary chondrites show an absorption band around 0.9 μm.

FRO 95002 is a carbonaceous chondrite (CO3). CO meteorites contain a large fraction of porphyritic olivine-rich chondrules (35–45 *vol.%*) with a small size (~150 μm; Rubin 1989). The majority of CO meteorites have a matrix dominated by olivine (Brearley & Jones 1998), and some of

CO meteorites show signs of aqueous alteration of matrix (Keller & Buseck 1990; Brearley 1993). Reflectance spectra of this meteorite show a slight silicate absorption band in the experimental range.

Allende is a carbonaceous chondrite (CV3). CV meteorites are characterized by a large fraction of mm-sized porphyritic olivine and pyroxene-rich chondrules. The matrix mineralogy is dominated by olivine (Brearley & Jones 1998), and some of them are characterized by the presence of phyllosilicates (saponite and serpentine), signs of aqueous alteration (e.g., Keller & Buseck 1990; Tomeoka & Buseck 1990; Bonal et al. 2006). Reflectance spectra of this meteorite are characterized by a low reflectance level and show a slight silicate absorption band.

The sample powder (without sorting the particle size) was deposited in a sample holder and a flat surface is obtained by removing the excess of materials. This sample preparation is similar to what is currently used for other meteorite reflectance measurements.

2.2. Experimental Setup

Our setup, installed in a clean room, consists of a Vis–NIR (0.3–1.1 μm) grating spectrometer Maya2000 Pro (Ocean Optics) with 4.5 nm spectral resolution coupled to a macroscope (Leica Z16 APO), inspired by the setup of Bonal et al. (2015). The sample holder is placed on a rotative platform, allowing rotations in the horizontal plane and its vertical position is set to adjust the focus. A Vis–NIR optical fiber (50 or 100 μm in diameter) is positioned orthogonally to the sample to collect the light diffused by the sample (at 0°). The sample is unilaterally illuminated (at 45°) by a 1000 μm diameter fiber which is coupled to a Halogen source. Due to the optics of the macroscope the accessible spectral range is reduced to 0.45–1.0 μm. By changing the magnification and/or the diameter of the collection fiber it is possible to adjust the collection spot to the particle size down to 7 μm, without using any diaphragm.

We performed measurements at millimetric scales (collection spot $\sim$ mm) and measurements at micrometric scales (collection spot $\sim$ μm). In this last case, the use of the macroscope is necessary to adjust the collection spot to the size of the isolated particles. In the case of millimetric measurements, the powder samples (meteorites) are unilaterally illuminated at 45° with a 1000 μm diameter optical fiber and the reflected light by the sample is collected at 0° by an optical fiber of 100 μm in diameter. In this case, the collection spot size is about 3 mm, large enough to take into account the whole heterogeneity of the samples, which is not the case with a micrometric collection spot. Another difference between millimetric and micrometric measurements is the distance between the illumination fiber and the sample, $\sim$5 cm and $\sim$1 mm, respectively. This latter distance is small enough to make the measurements sensitive to the sample surface irregularities.

In both cases (measurements at millimetric and micrometric scales), reference spectra were collected with respect to a 99% Spectralon standard (from Labsphere).

3. Results

3.1. Preliminary Measurements

We first performed millimetric and micrometric measurements on minerals and meteorites to verify the possibility to retrieve the characteristic features of the sample with a 12 μm spot size (intermediate spot size used in this study). With a micrometric spot size, the collection spot can be smaller than the heterogeneity scale of the sample surface. The obtained reflectance spectrum depends on the position of the micrometric collection spot on the surface of the sample. It is thus necessary to average different spectra taken at different locations in the studied sample to get its overall signature. Because the distance illumination fiber sample is smaller in the case of the micrometric measurements than in the millimetric ones, a direct comparison between the obtained reflectance spectra, in terms of reflectance level, is not easy, thus we normalized each spectrum at 0.55 μm.

Figure 1 compares normalized spectra obtained with a collection spot of 3 mm (gray) and the average of 100 spectra obtained at different random positions with a collection spot of 12 μm (black) for each sample used as standards in this study. This figure clearly illustrates in each case a good agreement between the two spectra. It thus validates the procedure of averaging different microscopic contributions to retrieve the signatures obtained with a millimeter spot.

Once we validated the measurement at microscopic scales, we investigated the effect of the orientation of an isolated particle with respect to the illuminating light (azimuthal angle, φ, varying between 0° and 360°). To do so, we acquired spectra on a particle ($\sim$30 $\times$ 30 μm) of DAG 684 meteorite with different orientations with respect to the incident light (by varying the φ angle). The reflectance spectra obtained by averaging 4, 8, 20, and 40 orientations are shown in Figure 2(a). A convergence between 20 and 40 rotations is observed. We must therefore consider 20 successive rotations of 18° each (ensuring an illumination of the particle at 360°), and average the obtained spectra to obtain the reflectance spectrum of an isolated particle. As the DAG 684 meteorite is heterogeneous in composition at the scale of the particle (micrometric scale), it is impossible to reproduce its global spectrum (obtained with millimetric collection spot) by using a single micrometer particle. However, comparing Figures 1(c) and 2(a) one can see that the silicates band $\sim$0.940 μm is obtained in both cases, although the overall spectral shape is different, including the dissimilar position of the reflectance maximum.

To evaluate the dispersion in reflectance of a spectrum at a φ angle value (spectrum φ) from the average (as illustrated for DAG in Figure 2(b)), we introduced the following variable:

$$\Delta_{\varphi}(\%) = \frac{\sum_{\lambda} |r_{\varphi,\lambda} - R_{\lambda}|}{N}, \quad (1)$$

with $r_{\varphi,\lambda}$ as the reflectance of the spectrum at φ angle value at the wavelength λ; R_{λ} as the reflectance of the average spectrum at the wavelength λ; and N as the spectral points. This quantity is averaged over the entire spectral range and therefore includes changes in reflectance, but it does not account for shape variation. To evaluate only the change in the shape of the spectrum φ from the average, we calculate the same quantity but with normalized spectra at 0.55 μm after dividing each φ spectrum by the average spectrum:

$$\Delta_{\varphi}^{\mathrm{norm}} = \frac{\sum_{\lambda} \left| \frac{r_{\varphi,\lambda}^{\mathrm{norm}}}{R_{\lambda}^{\mathrm{norm}}} - 1 \right|}{N}, \quad (2)$$

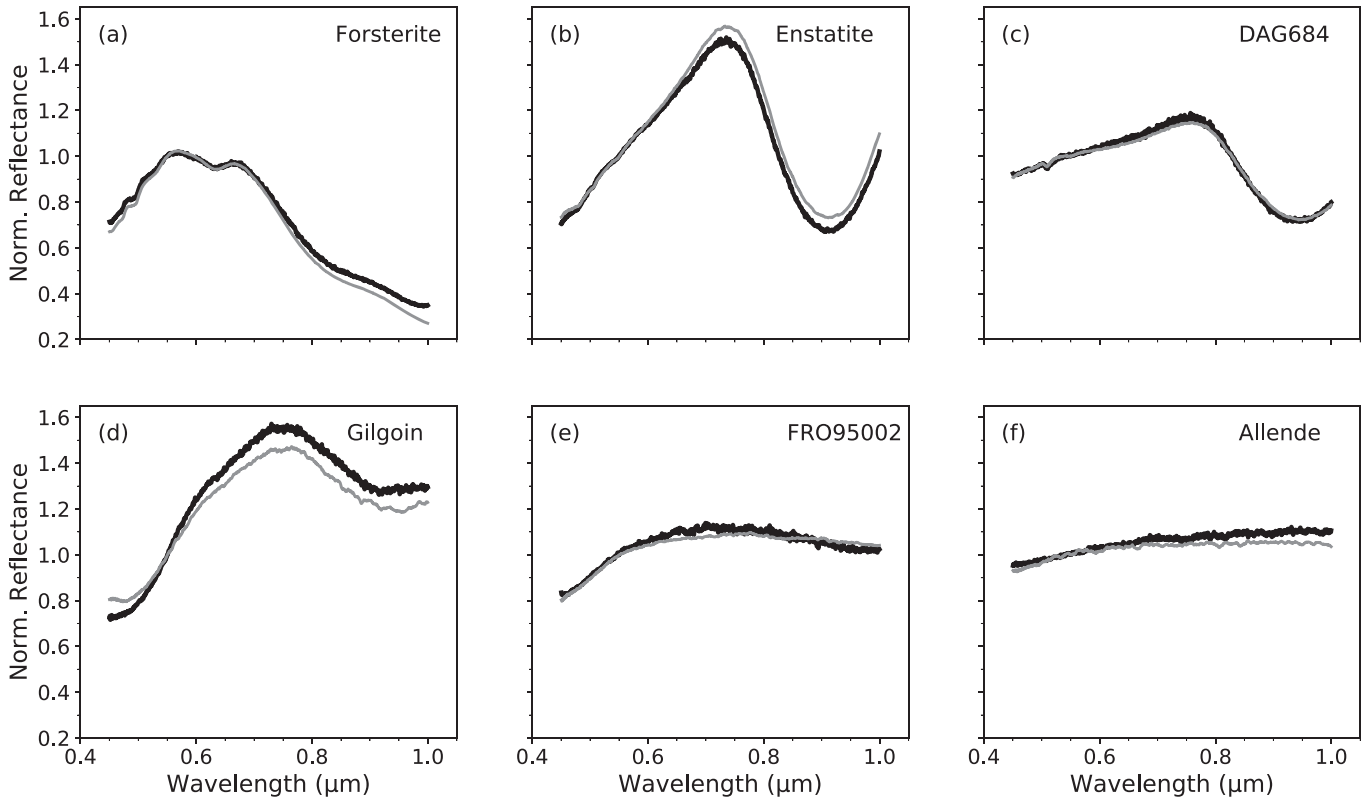


Figure 1. Comparison between the millimetric measurements on powders (collection spot ∼3 mm) in gray and the average of 100 micrometric measurements on isolated particles (collection spot 12 μm) in black, on different minerals and meteorites (Dar al Gani 684 (DAG 684), Gilgoin, Frontier Mountain 95002 (FRO 95002), and Allende) used as standards in this study.

with $r^{\rm norm}_{\varphi,\lambda}$ as the reflectance of the normalized spectrum φ at the wavelength λ, and $R^{\rm norm}_{\lambda}$ as the reflectance of the normalized average spectrum at wavelength λ. For the DAG particle, we found $\Delta = 3.9 \pm 0.5\%$ and $\Delta^{\rm norm} = 0.0462 \pm 0.0003$ (averaged over the 20 φ values). Thus, for this particle, the reflectance dispersion is important, but the spectra at different φ values have a shape close to the shape of the average spectrum.

In the following, the "spectrum of the particle" designates the spectrum obtained by averaging the 20 φ spectra.

3.2. Uncertainties Estimation

Various sources of uncertainties in the micromeasurements can affect the reflectance level and/or the slope of the spectrum. We describe in this section the uncertainties sources and their estimation.

3.2.1. Reflectance Level Uncertainty

As mentioned, the reflectance of the sample is determined relative to a spectralon reference. The reflectance levels can be affected by different parameters.

(i) When observed under a macroscope, the spectralon exhibits topographical variations higher than the collection spot size. The reference spectra can thus vary according to the position where they are acquired. To evaluate this effect, for each collection spot size (7, 12, and 16 μm) we acquired 100 spectra at different positions on the spectralon and averaged them. Each spectrum is thus divided by the average to deduce the reflectance in each position; the reflectance has to be about 100% if each position gave the same reflectance. The dispersion of reflectance is then determined to estimate the uncertainty, due to the random positions of the spot on the surface of the spectralon during the measurements. We found a value of $\delta R_{\rm ref} \sim 0.5\%$ (evaluated at 1σ) over the entire wavelength range and for all spot sizes, which is low compared with the reflectance levels of most IDPs (see Section 4.3).

(ii) The second effect is due to the focus, a difference in vertical position between the particle and the spectralon can affect the reflectance level.

As these effects cannot be easily managed and to improve the signal-to-noise ratio (S/N), we performed a series of three measurements having different starting azimuth angle (0°, 6° and 12°). Changing the starting azimuthal angle allows to sample more orientations than for a single measurement. These three measurements are then averaged, and an uncertainty is deduced by taking the dispersion around the average of the three measurements (σ). To encompass the weak sampling of measurement, we applied to the incertitude a student factor of $t \sim 4.3$. Finally, the reflectance uncertainty is deduced by using the formula:

$$\delta R = \sqrt{t \times \sigma + \delta R_{\rm ref}}. \quad (3)$$

3.2.2. Slope Uncertainty

The slope of a spectrum is calculated by a linear fit of the spectrum over a given interval (DeMeo et al. 2009). Depending on the point chosen on the spectralon as reference for the measurement, the slope of the reflectance spectrum may vary. To evaluate the dispersion of the slope due to the spectralon on

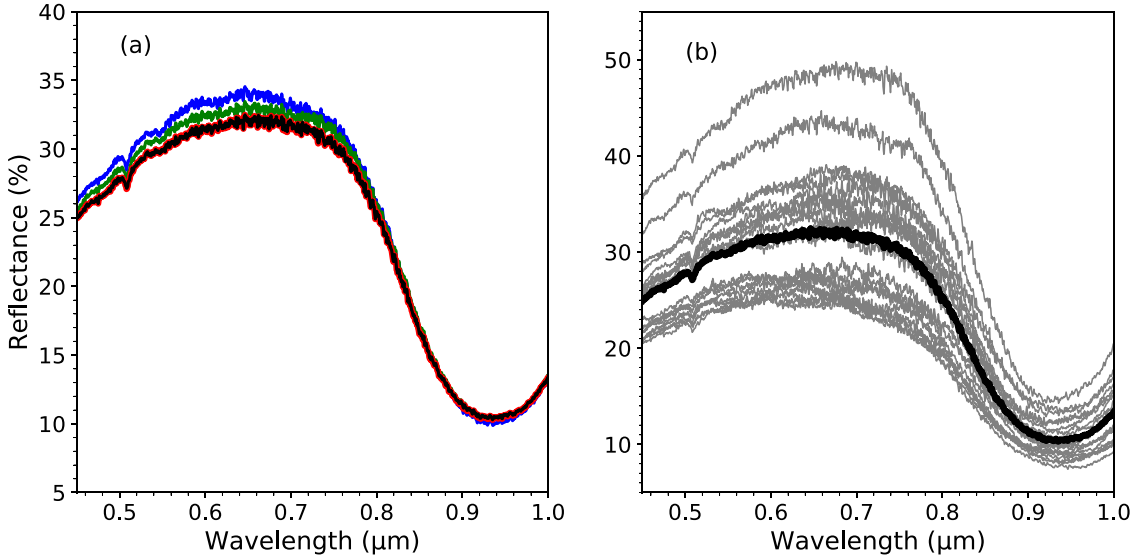


Figure 2. (a) Reflectance spectra obtained on an isolated particle (∼30 μm) from DAG 684 with 4 (blue), 8 (green), 20 (red), and 40 (black) rotations. (b) Comparison between the average with 20 rotations (black) and the 20 individual spectra (gray).

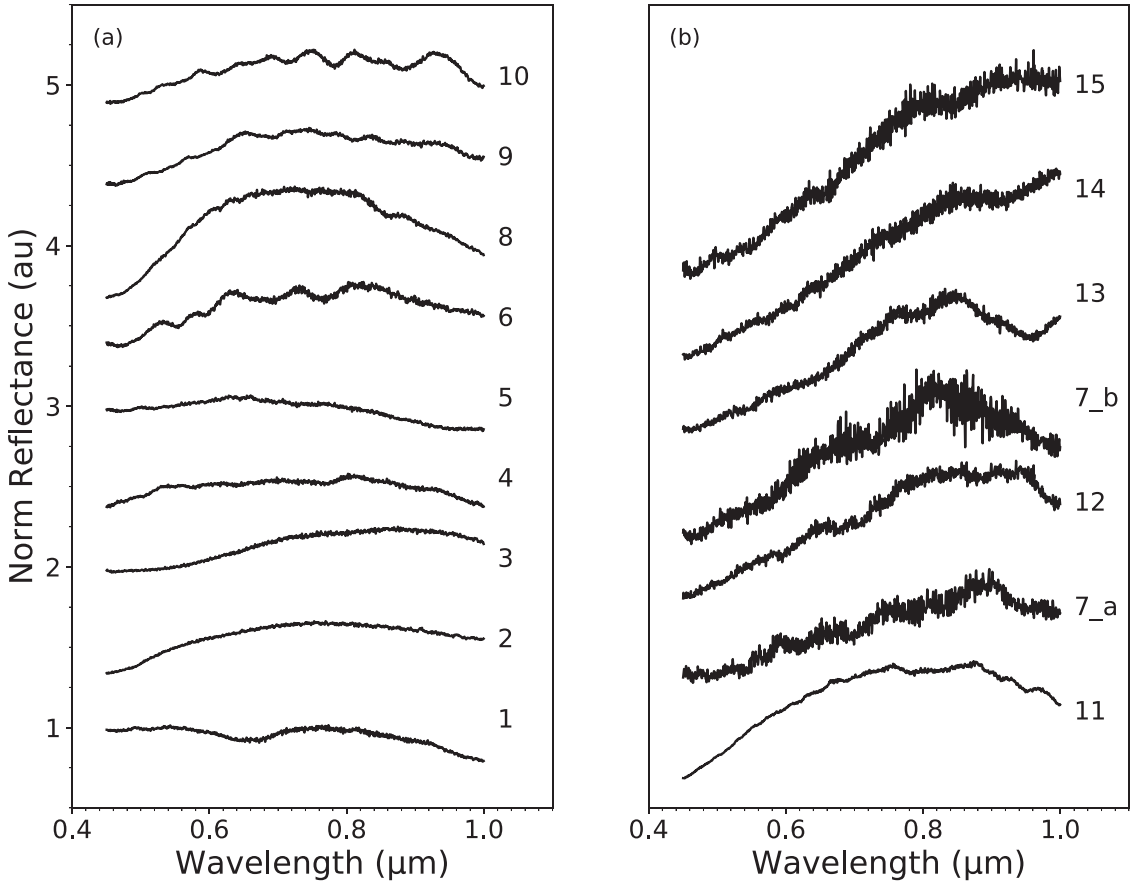


Figure 3. Reflectance spectra normalized at 0.55 μm of the 15 IDPs, sorted by particle size and vertically shifted for clarity. Spectra 7 and 12 to 15 are obtained with a 50 μm fiber, the others are obtained with 100 μm fiber.

the entire range (0.45–1.0 μm), we use the 100 spectra used to evaluate the dispersion in reflectance (see Section 3.2.1). We found an uncertainty on the slope (for different spot sizes) of the order of ∼0.005 μm^{-1}. This uncertainty is evaluated at 1σ.

3.3. Reflectance Spectra of IDPs

We first acquired reflectance spectra of the glass slide (samples holders) as well as the silicon oil (as a precaution, although IDPs are free of silicone oil) to check whether they have specific signatures in the considered range. We found that

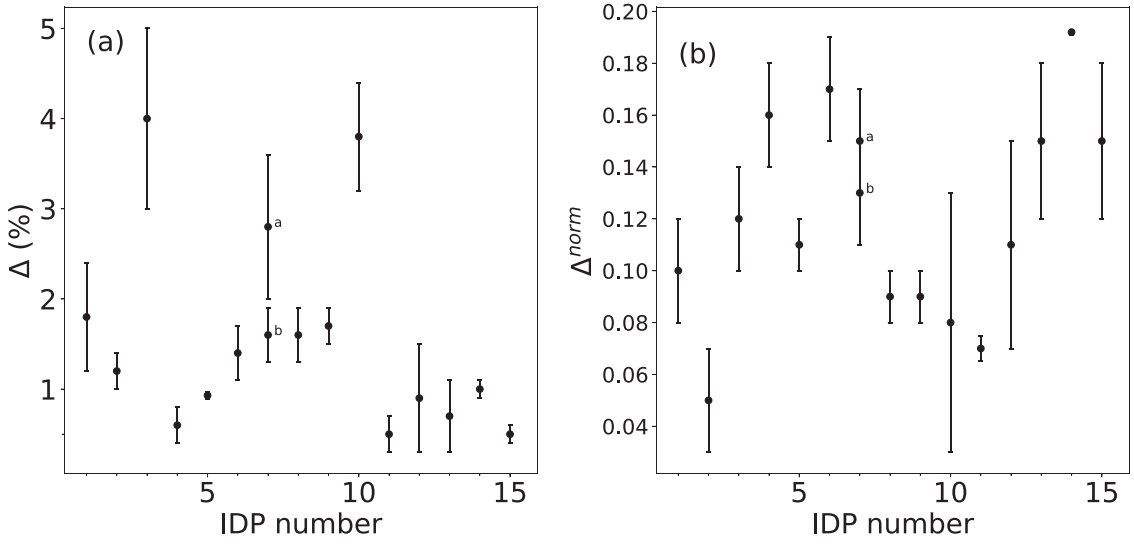


Figure 4. (a) Dispersion around the average spectrum (Equation (1)) and (b) dispersion around the average normalized spectrum (Equation (2)) for each IDP (numbers 1–15). The uncertainties are determined at 1σ between the three acquisitions (obtained by changing the initial azimuthal angle).

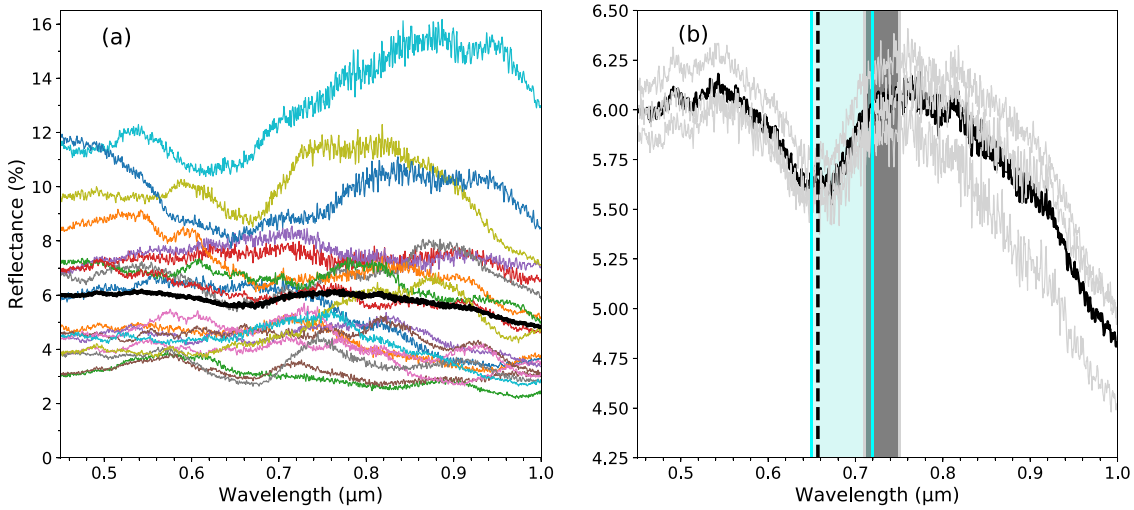


Figure 5. (a) Comparison between 20 individual spectra (colors) and the average (black) for the particle L2079C18 (1). (b) Comparison between the three spectra (gray) taken with different starting azimuthal angle and the average of this three spectra (black). The dotted line points out the absorption band at ∼0.66 μm. The light blue zone corresponds to the range of band positions for asteroids with a hydration band and the gray zone to the position of the bands of CM-type meteorites (Fornasier et al. 2014).

neither the glass slides nor the silicon oil has an effect on the result of the reflectance measurements because they have no diffuse reflectance (<0.1%), and no signatures in the wavelength range used here.

Figure 3 shows the set of reflectance spectra obtained on the 15 IDPs reported in Table 1. The spectra are normalized at 0.55 μm and shifted for clarity; they are more or less noisy depending on the collection fiber used, with the 100 μm diameter fiber having a better S/N than the 50 μm diameter fiber. Some spectra have many interference fringes (particles 6, 9, and 10). Note that spectrum 1 has a wide band at ∼0.66 μm, while the spectra 13 and 14 have a band close to 0.9 μm. For each particle, we calculated the reflectance levels before normalization at 0.55 μm (covering a wide range from ∼1 to 11% at 0.55 μm) and the spectral slope (from slightly blue ($-0.28\ \mu m^{-1}$) to red ($2.66\ \mu m^{-1}$)) over the entire wavelength range (see Table 1).

Figure 4 shows the dispersion, Δ (Figure 4(a)) and $\Delta^{\rm norm}$ (Figure 4(b))) calculated for the 15 IDPs (see Equations (1) and (2)). We note that the change in reflectance (Figure 4(a)) is not too large for IDPs, less than ∼2%, except for the particles 3, 7_a and 10. However, the dispersion in terms of shape of the different spectra (Figure 4(b)) is higher for all particles (except particle 2), indicating a strong variation in spectral shape for all φ spectra. As shown in Figure 5(a) in the case of the L2079C18 (1) particle with $\Delta^{\rm norm} \sim 0.10$. Particle L2079E29 (2) is the only particle with a weak value of shape dispersion with $\Delta^{\rm norm} \sim 0.05$ (of the same order of magnitude as for DAG particle), implying that all φ spectra are alike in terms of shape. Figure 5(b) shows (in light gray) the three spectra obtained by changing the starting azimuthal angle (see Section 3.2.1) and their average spectrum (in black). These three spectra exhibit a strong band around 0.66 μm, which will be discussed in Section 4.4.

4. Discussion

4.1. Measurements on Micrometric Particles

The measurements performed on mineral and on meteorite powders with millimetric and micrometic collection spots show that it is possible to obtain the same reflectance spectrum by averaging different microscopic contributions of the surface (see Figure 1). A millimetric collection spot comprises a large set of different orientations of the surface particles with respect to the incident light and can encompass all the heterogeneities (composition and surface structure), while the micrometric collection spot could be at the particle scale ($\sim \mu$m) and could therefore be below the scale of composition heterogeneity. This allows to take into account all the orientations and heterogeneities of composition and thus to recover the macroscopic signature.

The measurements on an isolated particle are different from the measurements on a whole surface (comprising a large number of particles). The illuminating light being unidirectional, in our setup, a spectrum taken at one orientation of the particle with respect to the illuminating light (i.e., one value of φ) is not representative of the whole particle. To obtain the spectrum of an isolated particle, it is therefore necessary to take into account its different orientations with respect to the incident light. The results obtained on a particle of the meteorite DAG, show that the reflectance spectrum converges, between 20 and 40 rotations (see Figure 2(a)). Figure 2(b) shows that in the case of the DAG particle, reflectance spectra at different φ values are close to the average spectrum in term of shape but not in term of the reflectance level. However the different φ spectra can be very different to the average spectrum as illustrated for the particle L2079C18 (1) in Figure 5. All IDPs (except particle 2) show large variations in their spectral shapes (Figure 4(b)). It is therefore necessary to measure at different azimuths to get the right level of reflectance and to be able to detect the absorption bands. This is the case of L2079C18 (1) whose average spectrum shows an absorption band at $\sim$0.66 μm which is difficult to identify on the spectra at different φ values (Figure 5(a)). The study of the φ spectra shows that the band is presented only on 9 spectrum on consecutive orientations (to orientation 6 at 12 and 18 at 19), indicating that the hydrated phase of the IDP is expressed only under some orientations and that it is therefore necessary to perform all the orientations to best constrain this characteristic.

4.2. Spectral Slope versus Particle Size

From Figure 3(b) and Table 1 one can notice that for the smallest particles the spectral slope tends to increase (reddening) with the decreasing size.

To evaluate this, we calculated the slope of the spectra in the Vis–NIR (0.45–1.0 μm) and introduced an "equivalent area" for each particle given by the product of its larger axis by its smaller one divided by π. We report in Figure 6 the Vis–NIR slope in the wavelength range versus the equivalent area (in μm^2).

From Figure 6 we can see two different trends. Larger particles (particles 1, 2, 3, 4, 5, 6, and 8) appear to have a slope that does not depend on the particle size (linear fit with $R^2 \sim 0.07$), with slopes distributed around 0 (-0.28 to 0.43 μm^{-1}), while for the smaller IDPs (particles 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 7_a and 7_b) the slopes appear to be aligned along

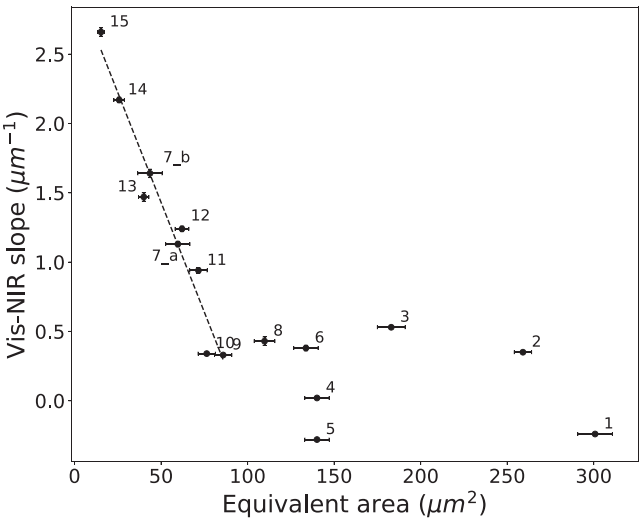


Figure 6. Spectral slope (calculated over the whole range) as a function of the equivalent surface area of the particles. The numbers are those of the particles (reported in Table 1).

a line showing a rapid increase in the slope when the size decreases. The best linear fit ($R^2 \sim 0.95$) is the one that connects particles 9–15. In this range of sizes, the slopes increase rapidly and become very red (distributed between 0.33 to 2.66 μm^{-1}). In the same way, particles having an equivalent area greater than particle 8 are more dispersed than small particles around the best linear fit of the distribution. The dispersion (D) is calculated as the average of the distance of the points to the best linear adjustment and we found $D = 0.33 \pm 0.06$ for particles with size factor greater than 100 μm^2 and $D = 0.04 \pm 0.01$ for the small ones.

This difference between small and large particles could be indicative of a physical bias in the measurement and/or a chemical bias due to alteration, such as atmospheric entry.

When we reduce the collection spot size to 7 μm (initially 10 μm) on the particle 12, we find a slope of 1.47 μm^{-1} (initially 1.24 μm^{-1}). We obtain an increase of the slope of 19% when the spot size is decreased by 30%, so in this wavelength range, and for small particles in addition to the influence of the particle size on the slope, it seems that the spot size also influences the slope of the spectrum. We interpreted this effect as a consequence of a physical and/or chemical bias. Reducing the spot is equivalent to considering a smaller particle of 30%, i.e., with an equivalent area from $\sim$62 to $\sim$43 μm^2, corresponding to the equivalent area of the particle 13 which has a slope of 1.47 μm^{-1} (see Table 1). However, this effect could also be due to a heterogeneity in composition, because the surface probed on the particle with the two collection spot sizes (7 and 10 μm) is no longer exactly the same and some IDPs may be mineralogically heterogeneous on a submicrometer scale (Bradley 2003).

We also assess whether this linear correlation between the particle size and the slope depends on the wavelength on which the slope is calculated. The slope is calculated over reduced ranges, [0.45–0.8] μm (Figure 7(a)) and [0.45–0.6] μm (Figure 7(b)).

For the first interval [0.45–0.8] μm (Figure 7(a)), a linear correlation still remains for the same particles (as in Figure 6), but the alignment is much worse than for the full interval ($R^2 \sim 0.78$) and the dispersion around the best linear fit also

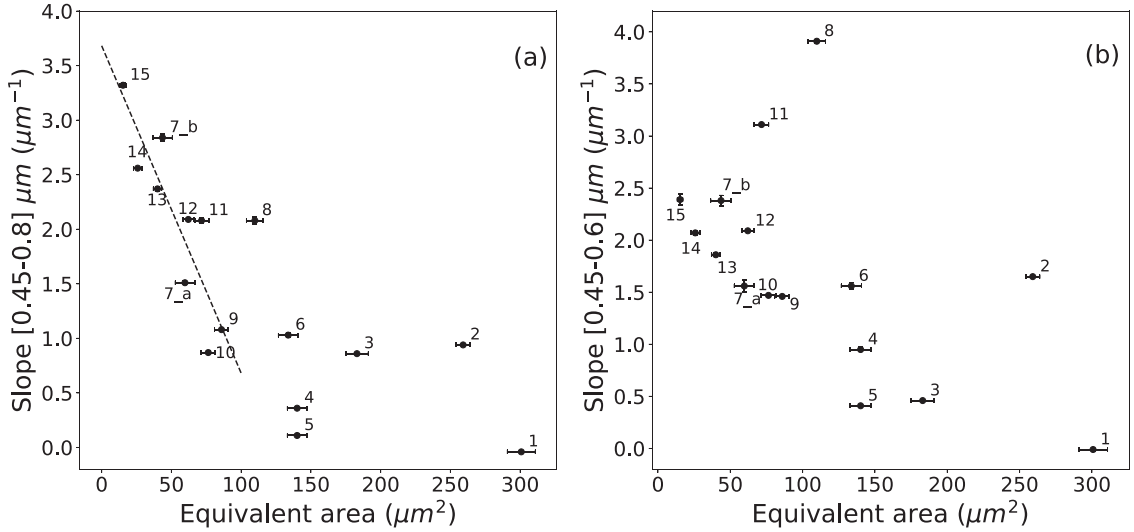


Figure 7. Spectral slope (calculated over [0.45–0.8] μm (a) and [0.45–0.6] μm (b)) as a function of the equivalent surface area of the particles.

increases ($D = 0.08 \pm 0.02$ versus 0.04 for the whole range). For the other particles it is still impossible to find a satisfactory linear adjustment. Note that in this wavelength range and for small particles, the spot size no longer seems to play a role because the slope obtained for the two spot sizes on the particle 12 are identical.

For the second interval [0.45–0.6] μm (Figure 7(b)), the linear correlation seems more difficult to establish. The best linear fit is weak ($R^2 = 0.09$) and the dispersion has increased significantly ($D = 0.20 \pm 0.06$). The two measurements on the particle 12 gave also the same result, so the spot size does not affect the slope. It is therefore a phenomenon dependent on the wavelength (what is expected for a physical and/or chemical bias); indeed, if one calculates the spectral slopes on smaller intervals (by considering the part of the short wavelengths of spectrum), the slope/size correlation is progressively lost.

For a wavelength interval there is a certain critical size below which the measurement is biased and the IDP spectrum cannot be used for comparison with a millimetric measurement. For the whole Vis–NIR range [0.45–1.0] μm used in this study, the critical size appears to be between the size of the IDPs 8 and 11 (between 71 and 110 μm^2). As a first approximation, we can define an average equivalent area around which the transition appears: 91 ± 25 μm^2, which corresponds to an IDP with an equivalent diameter of: 17 ± 2 μm. Thus, we can say that a measurement on an IDP in the Vis–NIR range [0.45–1.0] μm is not biased for IDPs with an equivalent diameter above 17 μm. For example, in the case of the DAG 684 meteorite, the spectra obtained on a whole macroscopic surface and on a big isolated particle (~30 μm) show the same absorption band. Bonal et al. (2015) performed reflectance measurements ([0.45–1.0] μm) on Itokawa particles of 30 and 54 μm, they found a good match between the spectra of the isolated particles with the asteroids spectrum. All of these corroborate the idea of a critical size of 17 ± 2 μm to be able to analyze an IDP by Vis–NIR reflectance.

4.3. Reflectance Levels

In the discussion of the reflectance level at 0.55 μm, the smallest particle (number 15) is not considered. We show in Figure 8 the reflectance levels at 0.55 μm versus the equivalent area of the particles and no correlation with the particle size is observed. The absence of correlation between the reflectance level and the particle size is in good agreement with Hartman & Domingue (1998), who showed that the photometric properties of isolated particles remained unchanged at 0.55 μm for sizes down to 20 μm in diameter.

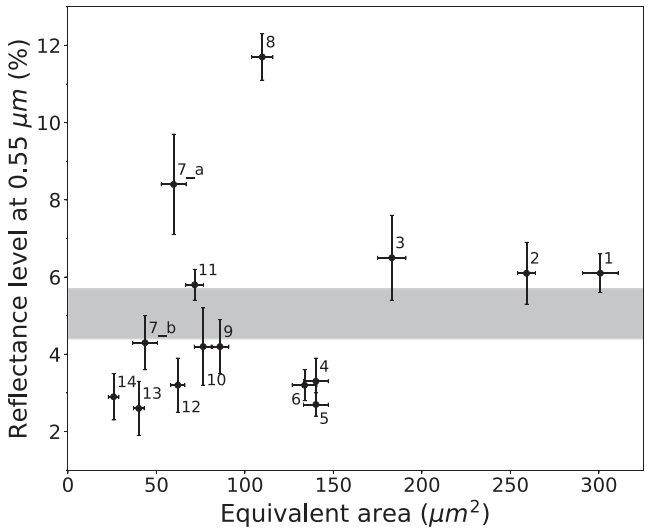


Figure 8. Reflectance level at 0.55 μm as a function of the equivalent area. Gray area points out the gap around 5% of reflectance.

The low reflectance levels found here for some IDPs (~2.6%) indicate that they could be analogous to very dark asteroids like Ryugu (C-type), whose reflectance at 0.55 μm is 1.88 ± 0.17% (Sugita et al. 2019; Watanabe et al. 2019). Note that the reflectance levels measured here are compatible with those measured on IDPs by Bradley et al. (1996) and on cometary particles with COSIMA (Langevin et al. 2020).

From Figure 8, if we except IDP 8, whose reflectance level is about 12%, one can define two groups, and a gap around a reflectance level of 5.05% is observed. The first group consists of the particles with a reflectance level higher than ~5% (with an average of 6.6% and standard deviation of 1.0%) and the second group consists of the particles with a reflectance level

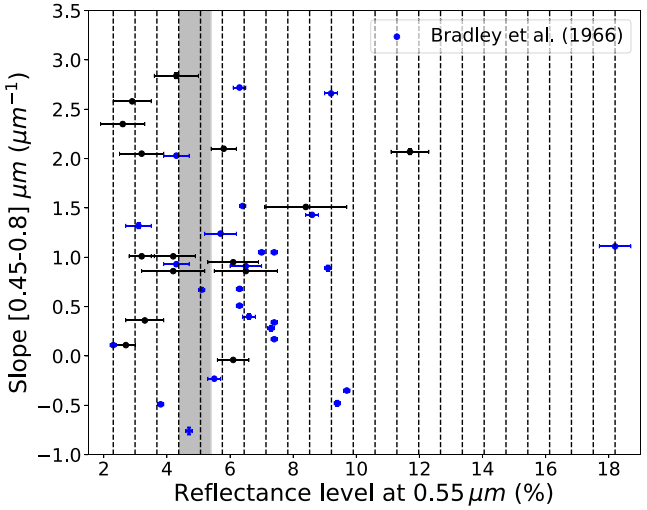


Figure 9. Spectral slope (0.45–0.8 μm) as a function of the reflectance level at 0.55 μm for our data set (black) and the Bradley et al. (1996) data set (blue points). The dotted lines represent the classes used to plot the histogram of the reflectance levels. Gray area points out the gap around 5% of reflectance.

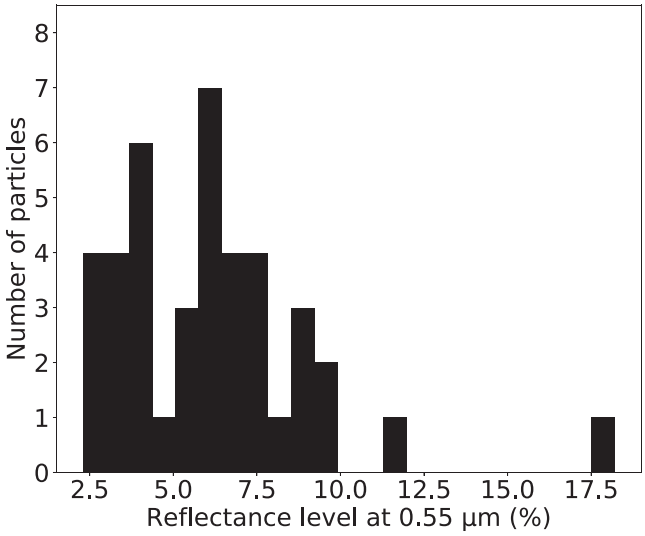


Figure 10. Histogram of the reflectance levels for the data set of the article and that of Bradley et al. (1996). The width of the classes is 0.8%.

less than ∼5% (with an average of 3.4% and standard deviation of 0.7%).

A T-test is performed to explore how the two groups are distributed relative to each other. We found $tobs \sim 6.13$, $p \sim 0.0009$ et $ddl = 12$, suggesting that the two groups are a priori distinct from each other despite the small sampling. Future reflectance measurements will complete the current sampling to obtain better statistics on the distribution of reflectance levels. Far IR, Raman analyzes on the IDPs are planned to study a possible link between this gap and the mineralogy of the IDPs.

To support the fact that this effect is not due to a single point in the spectrum (0.55 μm where the reflectance level is extracted), the same analysis was made by integrating part of the visible spectrum of each particle from 0.45 to 0.7 μm, and the same trend is obtained: two separate groups are found.

We also compare our data set with that of Bradley et al. (1996). Figure 9 shows the visible spectral slope (0.45–0.8 μm) as a function of the reflectance level at 0.55 μm for the two data sets. The two data sets are in good agreement because they cover a similar range. Certain points of the two data sets are grouped together, indicating that certain IDPs have very similar spectral parameters (slope and reflectance level).

In this same figure, we observe the same gap as before around 4.9%, most IDPs thus have a reflectance level which is either higher or lower than 5%. To highlight this characteristic, Figure 10 shows the histogram of the reflectance levels. The width of the classes was chosen to be equal to the average of the uncertainties on the reflectance levels (∼0.69%), as indicated in Figure 9 by the dotted lines. In this histogram, we distinguish three different distributions. A first with an average reflectance level of 3.4% (standard deviation of 0.6%), a second with an average reflectance level of 6.5% (standard deviation of 0.7%), and the third with an average reflectance level of 9.1% (0.4% standard deviation). With this new statistic, we find the first two groups identified previously in this study. There are also two IDPs that stand out from these three distributions with much higher reflectance levels than the others, ∼12% and ∼18%.

4.4. Absorption Bands

Figure 3 shows that interference fringes (periodic structures found in a spectrum) are present on many spectra. These interferences prevent the detection of potential absorption bands on these spectra but could also be indicative of a crystalline structure. For each particle of the *a* panel, we confirm the detection of an absorption band only if there are no interferences or if they are shallower and wider than the absorption band. For the panel b (smallest IDPs) because of a potential physical and/or chemical bias, bands must be interpreted with caution. For example, a band appears to be present for the smallest particles (13, 14, 15) in the silicate region ∼0.9 μm and the wavelength position of this band decreases with decreasing particle size (best linear fit with $R^2 \sim 0.98$). This linear displacement of the band complicates the interpretation that can be made. Indeed, these bands could be indicative of a silicate composition but their position and depth could be affected by the reddening of the continuum. Another possible interpretation could be that these bands are interferences appearing below a certain particle size in a red continuum.

L2079C18 (1) is the largest IDP analyzed here, it is therefore possible to exploit its whole spectrum. L2079C18 exhibits an absorption band around 0.66 μm (depth of 8.0 ± 0.6% relative to the continuum, much deeper than the possible interferences found in the spectrum with depth of ∼1.3%). The 0.66 μm band can be attributed to phyllosilicates that have signatures in the 0.6–0.75 μm region, due to Fe^{3+}–Fe^{2+} absorption. The position of the band depends on the composition and the type of phyllosilicate. Fe^{3+}–Fe^{2+} absorption appears mainly at wavelengths <0.7 μm for saponite, whereas serpentines mainly signs at wavelengths >0.7 μm (Cloutis et al. 2018). These two types of phyllosilicates are found in extraterrestrial matter in different proportions that may indicate different origins and/or histories. For example, CM chondrites have a mineralogy dominated by serpentines, CR and CI are composed of a mixture of serpentine and saponite (Beck et al. 2010) while phyllosilicates found in IDPs are mainly saponites (Zolensky & Barrett 1994). Note that the band at 0.7 μm was not detected in the CI and CR spectra, but is present in the CM spectra, which

allows a comparison with asteroids showing signs of aqueous alteration (such as C-type). CM have therefore often been proposed as analogs to hydrated asteroids even if the correspondence is not perfect because meteorites have a center of band distributed between 0.71 and 0.75 μm slightly offset from the distribution observed on asteroids at 3σ: 0.65 and 0.74 μm (Burbine 1998; Fornasier et al. 2014). L2079C18 thus has a totally different aqueous alteration band position than that of CM meteorites and which, unlike meteorites, is located in the lower limit of the distribution of the asteroid band positions (see Figure 5(b)). This absorption band therefore makes this IDP a potential analog for hydrated asteroids, with major differences from CM-type analogs. Its band depth ($8.0 \pm 0.6\%$) does not perfectly match with that of the asteroids (up to 7% in the panel of Fornasier et al. 2014). This difference could be explained by other secondary processes such as space weathering, which generally reduce the intensity of the Vis–NIR spectral characteristics without changing their position too much (e.g., Marchi et al. 2005 and references therein), or by a grain size effect. The observation phase angle also influences the band depth, although a combination of these three processes is also possible. This particle is one of the few extraterrestrial materials with a strong phyllosilicate absorption band in the saponite region and in the lower limit of the distribution of the position band of hydrated asteroids. It could therefore be related to the surface of hydrated asteroids present in the main belt.

4.5. Magnetite Effect

Among the IDPs with sizes larger than the critical size (above 17 μm in equivalent diameter) for the wavelength range [0.45–1.0] μm, some particles (particles 1, 4, 5, 6, and 8) have a more or less marked higher-frequency reflectance decrease in the NIR range (Figure 3(a)). This falloff in reflectance may be due to the presence of silicate, silicate glasses, or to the presence of magnetite which is commonly found in chondritic IDPs (e.g., Christoffersen & Buseck 1986), it can be produced by different processes, such as the aqueous alteration of silicates on the parent body (e.g., McCollom 2016) and/or during the atmospheric entry (e.g., Germani et al. 1990; Toppani & Libourel 2003). The atmospheric entry inducing the heating of IDPs depends on their size, density, initial velocity, and entry angle (Love & Brownlee 1991). This induces various alteration processes, such as the formation of magnetite on their surface, the loss of volatiles as well as the transformation of phyllosilicates to anhydrous silicates with extreme heating of the IDPs (olivine and/or pyroxene; Sandford & Bradley 1989).

Magnetite is also commonly found in some meteorites that have undergone aqueous alteration such as CM, CR, and CI chondrites (e.g., Brearley & Jones 1998). Magnetite has also been suggested to be present on the surface of some types of asteroids (e.g., Yang & Jewitt 2010). Its presence has recently been suggested for Ryugu (C-type) (Le Corre et al. 2018) and Bennu (B-type; Lauretta et al. 2017; Hamilton et al. 2019).

In the Vis–NIR range (0.45–1.0 μm), magnetite has a typical spectrum that exhibits a minimum of the reflectance around 0.55 and 1.0 μm and the maximum of the reflectance in this range is around 0.65 μm. It also causes bluing in the 0.7–1.0 μm range of hydrated meteorite (CM) spectra (Izawa et al. 2019). However, the effect of magnetite is more subtle in the short wavelength region, indeed they showed that for chondritic materials with carbonaceous macromolecules at their surface, the 0.4–0.65 μm region is little affected by the presence of magnetite even in large quantities, the absorption being dominated by organic matter inducing thus an important reddening in this wavelength range. Magnetite in the presence of organic molecules will have no effect at short wavelengths (the spectrum will remain dominated by a reddening due to organic matter) but only in the range 0.7–1.0 μm, while in the absence of organic matter the range 0.4–0.65 μm can be affected by the presence of magnetite, causing a flattening or even a bluing of the spectrum in this range. Apart the L2079C18 (1), all other particles have a more or less red slopes in the short wavelengths (0.45–0.65 μm). Therefore, the co-existence of magnetite and organics on their surfaces can be hypothesized.

Magnetite could also have an effect on the reflectance level of particles. In fact, magnetite is a relatively dark material with reflectance level around 5%–8% (Izawa et al. 2019). Thus, a layer of magnetite formed on the surface of an initially shiny material (reflectance level >8%) will tend to darken this material. While on an initially very dark material (like IDPs), this could lead to an increase in the reflectance level up to a value close to that of magnetite if the layer of magnetite is large. The histogram in Figure 10 shows that the majority of IDPs have a level of reflectance compatible with that of magnetite. If we consider the reflectance level of all particles analyzed in this study except 15 (Figure 8) we observe that the particle 8 has a very high reflectance level ($\sim$12%) that could indicate that it is not affected by magnetite. Particles 4, 5, 6, 7_b, 9, 10, and 12 have low reflectance levels (<5%) that could may also indicate that they are not very affected by the presence of magnetite on the surface. While particles 1, 2, 3, 7_a and 11 have reflectance levels close to that of the magnetite that could indicate the presence of this one on their surfaces.

Far IR, Raman analyzes should confirm the presence or absence of magnetite in these particles. These measurements are planed for a forthcoming study.

5. Conclusion

Our Vis–NIR measurements performed on 15 IDPs of different sizes showed that

1. It is crucial to perform 20 rotations of 18° each and average the different spectra to obtain the reflectance spectrum of an isolated IDP.
2. For particles with size below $\sim$17 μm the slope increases linearly with decreasing particle sizes (Figure 6). This behavior is due to a bias encountered in the reflectance measurement in this size range, thus inducing a loss of the chemical information.
3. For particle sizes larger than $\sim$17 μm, the spectral slopes seem randomly distributed between ~ -0.3 and 0.4 μm^{-1}, and the spectra must therefore carry chemical information of the particle.
4. The reflectance levels of the studied IDPs are distributed in several groups: one of them has a very high level of reflectance ($\sim$12%). Other particles are distributed into two groups: a reflectance level <5% and a reflectance level close to 7% (Figure 8). This bimodality could indicate different chemical information between the two groups. As discussed in Section 4.5 the particles with reflectance levels $\leqslant$5% are probably free of magnetite on their surfaces or at least less altered than the particles

having their reflectance levels $\geqslant$7%. The reflectance level could thus be an indicator of the presence/absence of magnetite.

5. The IDP L2079C18 shows a strong absorption band at $\sim$0.66 μm (depth of 8.0 $\pm$ 0.6%) indicating the presence of phyllosilicates. We attributed this band to saponite, a common phyllosilicates type found in IDPs. Our work led us, for the first time, to the detection of a hydration feature in the Vis–NIR reflectance spectrum of an IDP.
6. The band position observed here ($\sim$0.66 μm) is in a good agreement with the band position of hydrated asteroids between 0.65 and 0.72 μm. Thus, this IDP could be a good analog of certain hydrated asteroids, differently from CM-type meteorites that have a hydration band between 0.71 and 0.75 μm. Our result reopens thus the debate about the origin of hydrated IDPs for which there is no clear consensus today.

Finally, the mineralogy of the studied IDPs will be investigated in a forthcoming work to find a link between the reflectance spectra and the composition of the studied particles.

We are grateful to the CAPTEM NASA for providing the IDPs. This work is supported by the Programme National de Planétologie (PNP) of CNRS/INSU, co-funded by CNES. The authors also thank the ANR RAHIIA_SSOM and the P2IO LabEx (ANR-10-LABX-0038) in the framework Investissements d'Avenir (ANR11-IDEX-0003-01) for their supports. We thank O. Mivumbi and Y. Longval for their help and technical support for the developement of the device.

References

Beck, P., Pommerol, A., Thomas, N., et al. 2012, Icar, 218, 364
Beck, P., Quirico, E., Montes-Hernandez, G., et al. 2010, GeCoA, 74, 4881
Bonal, L., Brunetto, R., Beck, P., et al. 2015, M&PS, 50, 1562
Bonal, L., Quirico, E., Bourot-Denise, M., et al. 2006, GeCoA, 70, 1849
Bradley, J. 1994, AIP Conf. Proc. 310, Analysis of Interplanetary Dust Particles (Melville, NY: AIP), 89
Bradley, J. P. 2003, in Treatise on Geochemistry, Vol. 1, ed. H. D. Holland & K K. Turekian (Amsterdam: Elsevier), 689
Bradley, J. P., Keller, L. P., Brownlee, D. E., et al. 1996, M&PS, 31, 394
Brearley, A. J. 1993, GeCoA, 57, 1521
Brearley, A. J., & Jones, R. H. 1998, in Planetary Materials, ed. J. J. Papike (Berlin: De Gruyter), 125
Brownlee, D. 1994, AIP Conf. Proc. 310, Analysis of Interplanetary Dust Particles (Melville, NY: AIP), 5
Brownlee, D. E., Joswiak, D. J., Schlutter, D. J., et al. 1995, LPSC, 26, 183
Brunetto, R., Borg, J., Dartois, E., et al. 2011, Icar, 212, 896
Burbine, T. H. 1998, M&PS, 33, 253
Burbine, T. H., & Binzel, R. P. 2002, Icar, 159, 468
Burbine, T. H., Buchanan, P. C., Binzel, R. P., et al. 2001, M&PS, 36, 761
Burbine, T. H., McCoy, T. J., Jaresowich, E., et al. 2003, AMR, 16, 185
Burns, R. G. 1993, Mineralogical Applications of Crystal Field Theory (Cambridge: Cambridge Univ. Press)
Bus, S. J., & Binzel, R. P. 2002, Icar, 158, 146
Campins, H., & Ryan, E. V. 1989, ApJ, 341, 1059
Christoffersen, R., & Buseck, P. R. 1986, E&PSL, 78, 53
Clark, B. E., Binzel, R. P., Howell, E. S., et al. 2011, Icar, 216, 462
Cloutis, E. A., & Gaffey, M. J. 1991, JGR, 96, 809
Cloutis, E. A., Gaffey, M. J., Jackowski, T. L., et al. 1986, JGR, 91, 641
Cloutis, E. A., Izawa, M. R. M., & Beck, P. 2018, in Primitive Meteoritesand Asteroids, ed. N. Abreu (Amsterdam: Elsevier), 273
Craig, M. A., Cloutis, E. A., & Bailey, D. T. 2007, LPSC, 38, 1356
DeMeo, F. E., Binzel, R. P., Slivan, S. M., et al. 2009, Icar, 202, 160
Dermott, S. F., Grogan, K., Gustafson, B. A. S., et al. 1996, in IAU Coll. 150, Physics, Chemistry, and Dynamics of Interplanetary Dust, ed. B. A. S. Gustafson & M. S. Hanner (San Francisco, CA: ASP), 143
Dermott, S. F., Nicholson, P. D., Burns, J. A., et al. 1984, Natur, 312, 505
Duke, M. B., & Silver, L. T. 1967, GeCoA, 31, 1637
Fornasier, S., Lantz, C., Barucci, M. A., et al. 2014, Icar, 233, 163
Gaffey, M. J. 1976, JGR, 81, 905
Gaffey, M. J., Bell, J. F., Brown, R. H., et al. 1993, Icar, 106, 573
Germani, M. S., Bradley, J. P., & Brownlee, D. E. 1990, E&PSL, 101, 162
Hahn, J. M., Zook, H. A., Cooper, B., et al. 2002, Icar, 158, 360
Hamilton, V. E., Simon, A. A., Christensen, P. R., et al. 2019, NatAs, 3, 332
Hapke, B. 2008, Icar, 195, 918
Hartman, B., & Domingue, D. 1998, Icar, 131, 421
Hergenrother, C. W., Maleszewski, C. K., Nolan, M. C., et al. 2019, NatCo, 10, 1291
Ipatov, S. I., Kutyrev, A. S., Madsen, G. J., et al. 2008, Icar, 194, 769
Izawa, M. R. M., Cloutis, E. A., Rhind, T., et al. 2019, Icar, 319, 525
Jewitt, D. 2012, AJ, 143, 66
Keller, L. P., & Buseck, P. R. 1990, GeCoA, 54, 2113
Kirkwood, D. 1891, Sidereal Messenger, 10, 194
Langevin, Y., Merouane, S., Hilchenbach, M., et al. 2020, P&SS, 182, 104815
Lauretta, D. S., Balram-Knutson, S. S., Beshore, E., et al. 2017, SSRv, 212, 925
Lauretta, D. S., Hergenrother, C. W., Chesley, S. R., et al. 2019, Sci, 366, 3544
Le Corre, L., Sanchez, J. A., Reddy, V., et al. 2018, MNRAS, 475, 614
Liou, J. C., Dermott, S. F., & Xu, Y. L. 1995, P&SS, 43, 717
Love, S. G., & Brownlee, D. E. 1991, Icar, 89, 26
Love, S. G., & Brownlee, D. E. 1993, Sci, 262, 550
Marchi, S., Brunetto, R., Magrin, S., et al. 2005, A&A, 443, 769
McCollom, T. M. 2016, PNAS, 113, 13965
McCord, T. B., Adams, J. B., & Johnson, T. V. 1970, Sci, 168, 1445
Merouane, S., Djouadi, Z., & Le Sergeant d'Hendecourt, L. 2014, ApJ, 780, 174
Messenger, S., Nakamura-Messenger, K., Keller, L. P., et al. 2015, M&PS, 50, 1468
Mustard, J. F., & Hays, J. E. 1997, Icar, 125, 145
Nesvorný, D., Bottke, W. F., Levison, H. F., et al. 2003, ApJ, 591, 486
Nesvorný, D., Jenniskens, P., Levison, H. F., et al. 2010, ApJ, 713, 816
Rietmeijer, F. 1998, in Planetary Materials, ed. J. J. Papike (Berlin: De Gruyter), 29
Rietmeijer, F. 2002, ChEG, 62, 1
Rubin, A. E. 1989, Metic, 24, 179
Sandford, S. A. 1987, FCPh, 12, 1
Sandford, S. A., & Bradley, J. P. 1989, Icar, 82, 146
Sandford, S. A., & Walker, R. M. 1985, ApJ, 291, 838
Schulz, R., Hilchenbach, M., Langevin, Y., et al. 2015, Natur, 518, 216
Sears, D. W. G., & Dodd, R. T. 1988, Meteorites and the Early Solar System (Tucson, AZ: Univ. Arizona Press), 3
Sugita, S., Honda, R., Morota, T., et al. 2019, Sci, 364, 252
Sunshine, J. M., Binzel, R. P., Burbine, T. H., et al. 1997, AAS DPS Meeting 29, 29, 05.03
Tholen, D. J., & Barucci, M. A. 1989, Asteroids II (Tucson, AZ: Univ. Arizona Press), 298
Thomas, K. L., Blanford, G. E., Clemett, S. J., et al. 1995, GeCoA, 59, 2797
Tomeoka, K., & Buseck, P. R. 1990, GeCoA, 54, 1745
Toppani, A., & Libourel, G. 2003, GeCoA, 67, 4621
Tsumura, K., Battle, J., Bock, J., et al. 2010, ApJ, 719, 394
Urey, H. C., & Craig, H. 1953, GeCoA, 4, 36
Vernazza, P., Marsset, M., Beck, P., et al. 2015, ApJ, 806, 204
Verpoorter, C., Carrère, V., & Combe, J.-P. 2014, JGRF, 119, 2098
Watanabe, S., Hirabayashi, M., Hirata, N., et al. 2019, Sci, 364, 268
Wooden, D. H. 2002, EM&P, 89, 247
Wooden, D. H. 2008, SSRv, 138, 75
Yang, B., & Jewitt, D. 2010, AJ, 140, 692
Yang, H., & Ishiguro, M. 2015, ApJ, 813, 87
Zolensky, M. E., & Barrett, R. A. 1994, Metic, 29, 616

Maupin Romain

Institut d'Astrophysique Spatiale, Orsay (IAS)

Mesures Vis-NIR de poussières interplanétaires

Il a été récemment proposé que les poussières interplanétaires chondritiques de type poreuses (CP-IDPs pour Chondritic Porous Interplanetary Dust Particles), de taille typique autour de $20\,\mu m$, permettaient d'échantillonner des corps formés dans la région externe du Système solaire ($> 5\,UA$), leurs spectres de réflectance, simulés à l'aide d'un modèle de transfert radiatif entre $0,4$ et $2,5\mu m$ étant similaires à ceux obtenus à partir des mesures de télédétection d'astéroïdes glacés de faibles densité de type C, P et D (Vernazza et al., 2015).

Nous avons développé en laboratoire des mesures de micro-spectroscopie dans le domaine visible-proche infrarouge (Vis-NIR, $0,4 - 1,1\,\mu m$) afin d'acquérir des spectres de différents IDPs in-situ directement sur leur support (envoyés par la NASA) pour i / avoir une première caractérisation des IDPs avant de les transférer sur d'autres substrats pour des analyses complémentaires ii / fournir des données dans la gamme Vis-NIR des IDPs à comparer avec les données de télédétection des surfaces astéroïdales. iii / compléter avec des mesures IR et Raman pour une meilleure compréhension et interprétation des spectres Vis-NIR et donc des données d'observation.

Actuellement, peu d'analyses d'IDPs ont été réalisées dans ce domaine spectral, Bradley et al. (1996) ont comparé dans la gamme visible ($0,4 - 0,8\,\mu m$), les spectres de certains CP-IDP et CS-IDPs (Chondritic Smooth), mais davantage de données sont nécessaires pour mieux comprendre la comparaison avec les spectres astéroïdaux. Les résultats préliminaires obtenus sont encourageants, ils indiquent qu'il est possible de classer nos IDPs en fonction de leur niveau de réflectance dans la gamme $400 - 800\,nm$. Nous allons prochainement étendre ces mesures aux 20 IDPs dont nous disposons et chercherons des tendances possibles.

VIS-NIR REFLECTANCE MICRO-SPECTROSCOPY OF INTERPLANETARY DUST PARTICLES.

R. Maupin, Z. Djouadi, and R. Brunetto, IAS, CNRS, UMR- 8617, Université Paris Sud, Bât. 121, F-91405 Orsay Cedex, France. E-mail: romain.maupin@ias.u-psud.fr

Introduction: Meteorites have long been considered as the best analogues of asteroidal surfaces. However some classes of asteroid (B, C, G, P and D-types) have no analogues clearly identified in the meteorite collections [1]. These asteroids represent not less than 66% of the mass of the main belt. But meteorites are not the only cosmomaterials found on Earth since no less than 30 000 tons of interplanetary dust particles (IDPs) enter the Earth‘s atmosphere each year [2]. Chondritic porous (CP-) IDPs are among the most primitive objects that can be found on Earth [3]. It has been shown, by comparing mid to far infrared spectra (8- 45 µm) that some IDPs originate from icy objects such as comets [4]. Reflectance measurements in the visible range (0.4 - 0.8 µm) performed on CP-IDPs in 1996 showed that these objects could also be good analogs of a large number of primitive asteroids and thus provide a sampling of these bodies complementary to meteorites [5]. But since then, no reflectance measurements have been reported on CP-IDPs in the visible near infrared (Vis-NIR) range for comparison with asteroid surface whose reflectance spectra cover a wider range (0.4-2.5 µm). In 2015, Vernazza et al., simulated Vis-NIR spectra of IDPs according to their composition and showed that these objects could be representative of asteroids not currently sampled by meteorites [1]. The comparison was also supported by MIR spectra of IDPs obtained by our team at the French synchrotron SOLEIL [6]. We report here the recent developments and preliminary results of an experimental device for measuring diffuse reflectance of IDPs in the Vis-NIR (0.45-1.0 µm).

Experiments: Our setup is installed in a clean room and consists of a Vis-NIR spectrometer (Maya2000 Pro from Ocean Optics) coupled to a new macroscope (Leica Z16 APO) which replaces the old microscope that we used for the previous analyses performed on three IDPs [7]. A Vis-NIR optical fiber (100 or 50 µm in diameter) is used to collect the light diffused by the sample which is unilaterally illuminated by a 1000 µm diameter fiber coupled to a halogen source. The used phase angle in our experiments is about 45°. A similar setup was used to analyze Itokawa particles [8]. By changing the magnification and/or the diameter of the collection fiber it is possible to adapt the collection spot to the grain size down to 7 µm size.

Results: Before analyzing the IDPs, we performed measurements on different standards (olivine, pyroxene and four meteorites Dar al Gani 684 (Eucrite, DAG 684 in the followings), Gilgoin (H5), Allende (CV3) and Frontier Mountain 95002 (CO3)) to establish a protocol and obtain the reflectance spectrum of an isolated µm-sized grain with one-sided illumination, which is a common configuration for macroscopic measurements (spot size ~ mm) [9]. We first performed macroscopic measurements on these different materials prepared in the form of not compacted powder that we compare to the microscopic measurements made on the same samples. In Fig. 1 an average microscopic spectrum of the powder is compared to the macroscopic measurement on the same surface in the case of the meteorite DAG 684 and we find similar spectral features in terms of the 0.95 µm band position and shape.

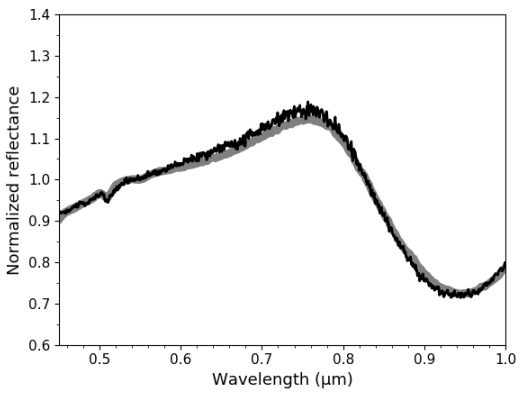


Figure 1 : Comparison between the average of the microscopic spectra (black), spot size 16 µm and the macroscopic measurement (gray), spot size 4 mm on the powder of DAG 684. Both spectra were normalized to their albedo value (0.55 µm) for a better comparison of the spectral shape.

To obtain the reflectance spectrum of an isolated grain it is necessary to take into account its different orientations with respect to the incident light. To investigate the effect of the orientation of the grain (versus the illuminating light), we performed measurements on a ~ 30 µm sized grain of DAG 684 with 4, 8, 20 and 40 different rotations. The obtained spectra are shown in Fig. 2. The reflectance spectra converge between 20 and 40 rotations (which corresponds to the number of rotations necessary for the grain to be illuminated at 360 °). Thus we obtain the spectrum of the isolated grain by rotating it in the observation plane over 360° and averaging the spectra obtained at 20 different rotation angles.

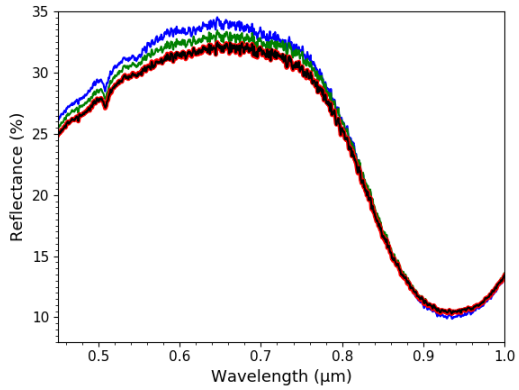


Figure 2 : Reflectance spectra obtained on an isolated grain (~ 30 µm) from DAG 684 with 4 (blue), 8 (green), 20 (red) and 40 (black) rotations.

Finally, we applied our analytical protocol to measure the reflectance spectra of three IDPs that we had analyzed with the old microscope which allowed only four rotations [7]: L2079 C18 (35×27µm), W7068 C40 (25×23µm) and L2071 E34 (22×20µm)**.** The first IDP is transferred onto a diamond window, the two others are kept on their original glass slides substrate as provided by NASA curator. The obtained reflectance spectra are represented in figure 3 below.

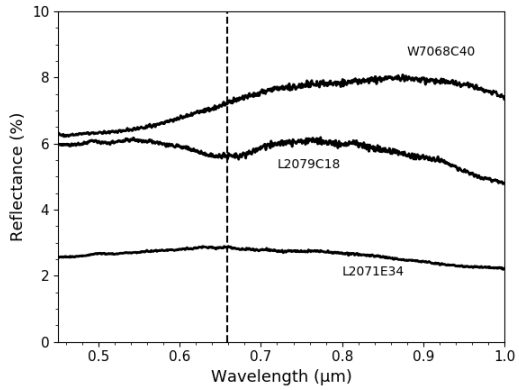


Figure 3 : Reflectance spectra obtained on three IDPs (L2079 C18, W7068 C40 and L2071 E34). The dotted line points out the feature around 0.66 µm for L2079 C18.

The reflectance levels of the analyzed IDPs are in good agreement with i/ those reported by Bradley et al. [5] and ii/ those reported by DeMeo et al. [9] for asteroids classes that have no meteoritic analogues. Note that with our previous set-up we observed a drastic fall of the reflectance beyond 0.8 µm which was due to the objective of the microscope (chromatic aberration) [7]. Fig. 3 shows that we have no longer this problem with our new setup. The IDP L2079 C18 spectrum exhibits an absorption band around 0.66 µm which could be attributed to phyllosilicate such as serpentine (which is commonly found in CS-IDPs) that have a feature between 0.6 and 0.7 µm. The IDP L2071 E34 has a reflectance level ~3% that could reveal a richness in carbonaceous material and/or the presence of magnetite induced by the atmospheric entry. The presence of magnetite produces a reflectance decrease and a drop-off of the slope [5]. The IDP W7068 C40 spectrum has a red slope and a reflectance level ~ 6% that could indicate a pristine IDP with no magnetite on its surface. The absence of the band between 0,6 and 0,7 µm in the two other IDPs could indicate that they are anhydrous and therefore belong to the class of CP-IDPs. These preliminary conclusions will be verified thanks to mid-IR and Raman measurements and comparisons with small bodies spectra will also be conducted.

Conclusion/future work: We show that it is possible to obtain reflectance spectra of micrometric isolated grains using one-sided illumination. We will in a forthcoming work apply this analytical technique to 17 other IDPs (available in our laboratory). We aim to complete our study with mid-IR and Raman measurements. The combination of the obtained results would help us to propose a classification and identification of the IDPs according to their Vis-NIR spectra (reflectance levels, shape of spectra, features). This could be performed with the IDPs still in their holders as sent by NASA. In a long term, our device will allow us to analyze grains returned by the Hayabusa2 and OSIRIS-REx missions for a direct comparison between the macroscopic reflectance spectra of the asteroids obtained by remote sensing measurements to laboratory spectra of micrometric grains collected from their surfaces.

Acknowledgments: We are grateful to the CAPTEM NASA for providing the IDPs. This work has been supported by the French spatial agency CNES, the PNP and the P2IO LabEx (ANR-10-LABX-0038) in the framework Investissements d'Avenir (ANR-11-IDEX-0003-01). We thank O. Mivumbi for help and support, A. Aléon-Toppani, D. Baklouti, C. Lantz, R. Urso and P. Vernazza for useful discussions.

References: [1] P. Vernazza et al. (2015) The Astrophysical Journal 806:204. [2] Love and Brownlee (1993) Science, 262, 550-553. [3] Ishii et al. (2008) Science, 319, 447-450. [4] Brunetto et al. (2011) Icarus, 212, 896-910. [5] J.P. Bradley et al. (1996) Meteoritics & Planetary Science 31, 394-402. [6] Merouane et al. (2014) The Astrophysical Journal 780:174. [7] Djouadi et al., (2018) 81st Annual Meeting of The Meteoritical Society. [8] Bonal et al., (2015) Meteoritics & Planetary Science 50, 1562-1576. [9] DeMeo, F.E., Carry, B., 2013. Icarus 226, 723-741.

VIS-NIR REFLECTANCE MICRO-SPECTROSCOPY OF IDPs

R. Maupin, Z. Djouadi, R. Brunetto, C. Lantz and O. Mivumbi, IAS, CNRS, UMR- 8617, Université Paris Sud, Bât. 121, F-91405 Orsay Cedex, France. E-mail: romain.maupin@ias.u-psud.fr

Introduction: Some classes of asteroids (B-, C-, Cb-, Cg-, P- and D-types, representing not less than 66% of the mass of the main belt) have no analogues clearly identified in the meteorite collections [1]. However, meteorites are not the only cosmomaterials found on Earth since no less than 30 000 tons of interplanetary dust particles (IDPs) enter the Earth's atmosphere each year [2]. IDPs originate from different parent bodies throughout the solar system [3, 4, 5]. Two IDP classes are identified, the Chondritic Smooth (CS-) IDPs that have platy and/or fibrous texture with mineralogy dominated by hydrous silicates and Chondritic Porous (CP-) IDPs that have a very porous texture with mineralogical component dominated by anhydrous silicates [6]. The reflectance measurements in the visible range (0.4 – 0.8 μm) performed on CP- and CS-IDPs in the 90s [7] and the simulated visible near infrared (Vis-NIR) spectra of IDPs with comparison of mid infrared (Mid-IR) spectra [1] have shown that IDPs may be good analogues to some asteroids and in particular to the classes not sampled by meteorites. These results are supported by the fact that some asteroids eject dust [8], as recently observed by OSIRIS-REx around Bennu asteroid (B-type) [9].
We report here the recent developments of a reflectance measurement device and the results obtained on the IDPs in the Vis-NIR range (0.45 – 1.0 μm). Mid-IR measurements (2.5 – 15 μm) are also performed at the French synchrotron SOLEIL (*https://www.synchrotron-soleil.fr/fr*) to better constrain the composition.

Experiments: Our setup, installed in a clean room, consists of a Vis-NIR spectrometer (Maya2000 Pro from Ocean Optics) coupled to a macroscope (Leica Z16 APO). A Vis-NIR optical fiber (100 or 50 μm in diameter) is used to collect the light diffused by the sample which is unilaterally illuminated by a halogen source through a 1000 μm diameter fiber (phase angle of ~ 45°). By changing the magnification and/or the diameter of the collection fiber it is possible to adapt the collection spot to the grain size down to 7 μm size. To obtain the reflectance spectrum of a micrometric grain with this setup, it is necessary to rotate the particle several times in the observation plane with respect to the incident light [10]. For the Mid-IR measurements the grains are transferred and crushed in a diamond compression cell [5, 11]. Transmission infrared spectroscopy (spectral resolution of 4 cm^{-1}) is performed on the SMIS beamline of SOLEIL thanks to a microscope coupled to a Fourier transform infrared spectrometer with its Mercury–Cadmium–Tellurium detector cooled with liquid nitrogen.

Results and discussion: We obtained spectra of 10 IDPs with reflectance levels covering a wide range (~ 1 to 11 % at 0.55 μm). The very low reflectance levels of some IDPs indicate that they could represent very dark asteroids like Ryugu, whose visible reflectance at 0.55 μm is 1.88 ± 0.17 % [12, 13]. The Vis-NIR spectra of IDPs show some absorption bands which are discussed using the Mid-IR measurements. IDPs exhibit also different spectral slopes. Some of IDPs have a red slope on the entire wavelength range, that will be compared with spectral slope of some asteroids. Other IDPs show a fall of the reflectance beyond 0.8 μm that can be produced by magnetite and/or by the absorption of minerals such as olivine and pyroxene.
We propose our analytical technique as a useful non-destructive tool to be applied on samples which will be collected by Hayabusa2 and OSIRIS-REx on asteroids Ryugu and Bennu. The laboratory spectra acquired on these precious grains will be compared to those obtained in-situ in space as well as by remote-sensing observations. Coupling other analytical techniques (FTIR and Raman) will be helpful to link the Vis-NIR spectra of grains (and thus their parent bodies surfaces) to their composition.

Acknowledgments: We are grateful to the CAPTEM NASA for providing the IDPs. This work is supported by the Programme National de Planétologie (PNP) of CNRS/INSU, co-funded by CNES. The authors also thank the ANR RAHIIA_SSOM and to the P2IO LabEx (ANR-10-LABX-0038) in the framework Investissements d'Avenir (ANR-11-IDEX-0003-01) for their supports.

References: [1] P. Vernazza et al. (2015) *The Astrophysical Journal 806 :204*. [2] Love and Brownlee. (1993) *Science, 262, 550-553*. [3] Dermott et al. (1994) *Nature, 369, 719-723*. [4] Liou et al. (1996) *Icarus, 124, 429-440*. [5] Brunetto et al. (2011) *Icarus, 212, 896-910*. [6] Bradley, J. P. (2003) *Treatise on Geochemistry, 1, 689*. [7] Bradley, et al. (1996) *Meteoritics & Planetary Science, 31, 394-402*. [8] Jewitt, D. (2012) *The Astronomical Journal, 143:66*. [9] Hergenrother et al. (2019) *Nature communications 10*, Article #1291. [10] Maupin et al., (2019) *50th Lunar and Planetary Science Conference (2019)*, Abstract #1775. [11] Merouane et al. (2014) *The Astrophysical Journal 780 :174*. [12] S. Watanabe et al., (2019) *Science 10.1126/science.aav8032*. [13] S. Sugita et al. (2019) *Science 10.1126/science.aaw0422*.

VIS-NIR DIFFUSE REFLECTANCE MICRO-SPECTROSCOPIC ANALYSIS OF IDPs

R. Maupin[1], Z. Djouadi[1], R. Brunetto[1], C. Lantz[1], A. Aléon-Toppani[1] and P. Vernazza[2],
[1]Université Paris-Saclay, CNRS, Institut d'Astrophysique Spatiale, 91405, Orsay, France.
[2]Aix Marseille Université, CNRS, CNES, Laboratoire d'Astrophysique de Marseille, Marseille, France.
E-mail: romain.maupin@universite-paris-saclay.fr

Introduction: Meteorites seem to come from a small number of primary parent bodies [1]. B-, C-, Cb-, Cg-, P- and D-types, representing not less than 66% of the mass of the main belt have no analogues clearly identified in the meteorite collections [2]. However, meteorites are not the only cosmomaterials found on Earth since no less than 30 000 tons of interplanetary dust particles (IDPs) enter the Earth's atmosphere each year [3]. IDPs originate from different parent bodies throughout the solar system [4, 5, 6]. The link between IDPs and asteroids can be investigated thanks to Vis-NIR spectroscopy commonly used for the classification of asteroids (0.4 - 2.5 µm). The reflectance measurements in the visible range (0.4 - 0.8 µm) performed on IDPs in the 90s [7] and the simulated visible near infrared (Vis-NIR) spectra of IDPs with comparison of mid infrared (Mid-IR) spectra [2] have shown that IDPs may be good analogues to some asteroids and in particular to the classes not sampled by meteorites. But Vis-NIR reflectance measurements of IDPs is challenging and we must understand how the measurement on an isolated micro-metric particle can be affected by physical parameters of the sample such as size, composition, and roughness.
We report here the requirements, the abilities as well as the limitations of the technique and the results obtained on 15 IDPs particles ranging 7-31 µm in size in the Vis-NIR range (0.45 - 1.0 µm).

Experiments: Our setup, installed in a clean room, consists of a Vis-NIR spectrometer (Maya2000 Pro from Ocean Optics) coupled to a macroscope (Leica Z16 APO). A Vis-NIR optical fiber (100 or 50 µm in diameter) is used to collect the light diffused by the sample which is unilaterally illuminated by a halogen source through a 1000 µm diameter fiber (phase angle of ~ 45°). By changing the magnification and/or the diameter of the collection fiber it is possible to adapt the collection spot to the grain size down to 7 µm size.

Results and discussion: To obtain a reliable reflectance spectrum of a micro-metric grain with this setup, we show that it is necessary to average spectra taken at different azimuth angles, by rotating the particle several times in the observation plane with respect to the incident light.
Based on the study of spectral slopes we found that for particles with sizes below ~ 17 µm the spectral slope increases linearly with decreasing particle sizes. This behavior is due to a bias encountered in the reflectance measurement in this size range, inducing thus a loss of the chemical information. For particle sizes larger than ~ 17 µm the spectral slopes seem randomly distributed between ~ -0.3 and 0.4 μm^{-1}, and the spectra must therefore carry chemical information of the particles.
We found that the visible reflectance levels of the IDPs show a multimodal distribution. There is a lack of IDPs with reflectance level ~ 5 and ~ 8%. In addition, the majority of IDPs have rather low reflectance levels (< 10%). Some particles have reflectance levels that may be influenced by the presence of magnetite, which is sometimes found in extraterrestrial materials and could form upon atmospheric entry.
Among the studied particles we identified an IDP (L2079C18) exhibiting a feature at 0.66 µm which is similar to the one observed by remote sensing at the surface of hydrated asteroids. This is the first detection of a hydration band in the reflectance spectrum of an IDP which could indicate a possible link between hydrated IDPs with hydrated asteroid surfaces.

Acknowledgments: We are grateful to the CAPTEM NASA for providing the IDPs. This work is supported by the Programme National de Planétologie (PNP) of CNRS/INSU, co-funded by CNES. The authors also thank the ANR RAHIIA SSOM and the P2IO LabEx (ANR-10-LABX0038) in the framework Investissements d'Avenir (ANR11-IDEX-0003-01) for their supports. We thank O. Mivumbi and Y. Longval for their help and technical support for the development of the device.

References: [1] R. Greenwood et al. (2020) *Geochimica et Cosmochimica Acta 277, 377-406*. [2] P. Vernazza et al. (2015) *The Astrophysical Journal 806 :204*. [3] Love and Brownlee. (1993) *Science, 262, 550-553*. [4] Dermott et al. (1994) *Nature, 369, 719-723*. [5] Liou et al. (1996) *Icarus, 124, 429-440*. [6] Brunetto et al. (2011) *Icarus, 212, 896-910*. [6] Bradley, J. P. (2003) *Treatise on Geochemistry, 1, 689*. [7] Bradley, et al. (1996) *Meteoritics & Planetary Science, 31, 394-402*.

Annexe D

Activités effectuées dans le cadre de la thèse

Sommaire

D.1 Enseignements 205
D.2 Vulgarisation scientifique 205
D.3 Représentant à l'ED127 205

D.1 Enseignements

Dans le cadre de ma thèse j'ai eu l'occasion d'effectuer des missions d'enseignements en tant que moniteur à l'université Paris-Saclay. J'ai effectué un service de 64 heures (eq TD) annuelles en moyenne.

— PCSO
— L1

D.2 Vulgarisation scientifique

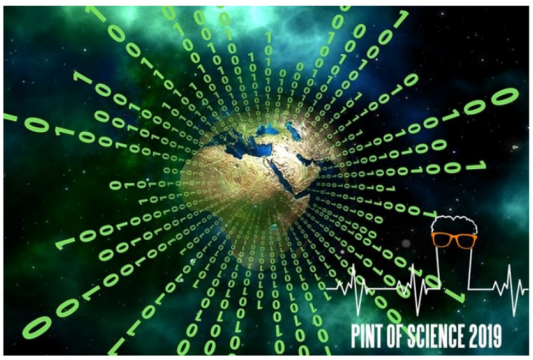
J'ai eu l'occasion de profiter de différents évènements pour participer à la vulgarisation des sciences et de notre discipline auprès de différents public.

— Fête de la science (animation d'un atelier spectro)
— 80 ans du CNRS (animation d'un atelier spectro)
— Stage de 3ème (animation d'un atelier spectro et d'un cours d'introduction à la physique de l'astrophysique).
— Conférence grand publique (Pint Of Science)

D.3 Représentant à l'ED127

J'ai été représentant des doctorant au sein de l'école doctorale 127 de 2018 à 2020

De l'arithmétique aux poussières d'étoiles



Le festival Pint of Science débarque à Dourdan

Une soirée pour voyager à la fois dans le temps et dans l'espace ! On remontera le temps pour aller aux origines des mathématiques avec un conte sur l'arithmétique basé sur les écrits de Diophante d'Alexandrie. Puis, nous écouterons un chercheur qui fait le ménage dans l'espace : il collecte la poussière interplanétaire pour y retrouver les explications sur l'origine de notre Système Solaire.

Au programme :

Quand l'Histoire (des maths) s'écrit dans les marges par Olivier Fouquet (enseignant-chercheur, Université Paris-Sud)

En astrophysique il n'y a pas que la taille qui compte ! par Romain Maupin (doctorant, Université Paris-Sud)

FIGURE D.1

Bibliographie

[Abe et al.(2020)] Abe, S., Ogawa, T., Maeda, K., Arai, T. 2020. Sodium variation in Geminid meteoroids from (3200) Phaethon. Planetary and Space Science 194. doi :10.1016/j.pss.2020.105040

[Adams(1974)] 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. Journal of Geophysical Research 79, 4829–4836. doi :10.1029/JB079i032p04829

[Agee et al.(1995)] Agee, C. B., Li, J., Shannon, M. C., Circone, S. 1995. Pressure-temperature phase diagram for the Allende meteorite. Journal of Geophysical Research 100, 17725–17740. doi :10.1029/95JB00049

[Altobelli et al.(2018)] Altobelli, N. and 6 colleagues 2018. Dust contribution to space weathering of asteroid surfaces. EGU General Assembly Conference Abstracts.

[Anders and Grevesse(1989)] Anders, E., Grevesse, N. 1989. Abundances of the elements : Meteoritic and solar. Geochimica et Cosmochimica Acta 53, 197–214. doi :10.1016/0016-7037(89)90286-X

[Bancelin(2017)] David Bancelin. Etude de la dynamique des astéroïdes géocroiseurs : Application à (99942) Apophis. Planétologie et astrophysique de la terre [astro-ph.EP]. Observatoire de Paris, 2011. Français. fftel00675557f

[Bardyn et al.(2017)] Bardyn, A. and 25 colleagues 2017. Carbon-rich dust in comet 67P/Churyumov-Gerasimenko measured by COSIMA/Rosetta. Monthly Notices of the Royal Astronomical Society 469, S712–S722. doi :10.1093/mnras/stx2640

[Barucci et al.(2012)] Barucci, M. A. and 12 colleagues 2012. Overview of Lutetia's surface composition. Planetary and Space Science 66, 23–30. doi :10.1016/j.pss.2011.11.009

[Battandier et al.(2018)] Battandier, M. and 6 colleagues 2018. Characterization of the organic matter and hydration state of Antarctic micrometeorites : A reservoir distinct from carbonaceous chondrites. Icarus 306, 74–93. doi :10.1016/j.icarus.2018.02.002

[Battandier (2019)] Battandier, M. 2019. Etude d'une série de micrométéorites antarctiques : caractérisation multianalytique et comparaison à des chondrites carbonées. Astrophysique galactique [astro-ph.GA]. Université Grenoble Alpes, 2018. Français. ffNNT : 2018GREAU034ff. fftel-01991841f

[Bauer et al.(2015)] Bauer, J. M. and 21 colleagues 2015. The NEOWISE-Discovered Comet Population and the CO + CO_2 Production Rates. The Astrophysical Journal 814. doi :10.1088/0004-637X/814/2/85

[Beck et al.(2010)] Beck, P. and 11 colleagues 2010. Hydrous mineralogy of CM and CI chondrites from infrared spectroscopy and their relationship with low albedo asteroids. Geochimica et Cosmochimica Acta 74, 4881–4892. doi :10.1016/j.gca.2010.05.020

[Beck et al.(2011)] Beck, P. and 7 colleagues 2011. NIR spectral trends of HED meteorites : Can we discriminate between the magmatic evolution, mechanical mixing and observation geometry effects ?. Icarus 216, 560–571. doi :10.1016/j.icarus.2011.09.015

[Beck et al.(2012)] Beck, P., Pommerol, A., Thomas, N., Schmitt, B., Moynier, F., Barrat, J.-A. 2012. Photometry of meteorites. Icarus 218, 364–377. doi :10.1016/j.icarus.2011.12.005

[Bell(1988)] Bell, J. F. 1988. A probable asteroidal parent body for the CO or CV chondrites. Meteoritics 23, 256–257.

[Bergin and Langer(1997)] Bergin, E. A., Langer, W. D. 1997. Chemical Evolution in Preprotostellar and Protostellar Cores. The Astrophysical Journal 486, 316–328. doi :10.1086/304510

[Bertaux and Lallement(2017)] Bertaux, J.-L., Lallement, R. 2017. Diffuse interstellar bands carriers and cometary organic material*. Monthly Notices of the Royal Astronomical Society 469, S646–S660. doi :10.1093/mnras/stx2231

[Bertout et al.(1988)] Bertout, C., Basri, G., Bouvier, J. 1988. Accretion Disks around T Tauri Stars. The Astrophysical Journal 330, 350. doi :10.1086/166476

[Binzel and Xu(1993)] Binzel, R. P., Xu, S. 1993. Chips off of Asteroid 4 Vesta : Evidence for the Parent Body of Basaltic Achondrite Meteorites. Science 260, 186–191. doi :10.1126/science.260.5105.186

[Bohren and Huffman(1983)] Bohren, C. F., Huffman, D. R. 1983. Absorption and scattering of light by small particles. New York : Wiley, 1983.

[Bonal et al.(2006)] Bonal, L., Quirico, E., Bourot-Denise, M., Montagnac, G. 2006. Determination of the petrologic type of CV3 chondrites by Raman spectroscopy of included organic matter. Geochimica et Cosmochimica Acta 70, 1849–1863. doi :10.1016/j.gca.2005.12.004

[Bonal et al.(2015)] Bonal, L. and 12 colleagues 2015. Visible-IR and Raman microspectroscopic investigation of three Itokawa particles collected by Hayabusa : Mineralogy and degree of space weathering based on nondestructive analyses. Meteoritics and Planetary Science 50, 1562–1576. doi :10.1111/maps.12496

[Bradley et al.(1984)] Bradley, J. P., Brownlee, D. E., Fraundorf, P. 1984. Discovery of Nuclear Tracks in Interplanetary Dust. Science 226, 1432–1434. doi :10.1126/science.226.4681.1432

[Bradley and Brownlee(1991)] Bradley, J. P., Brownlee, D. E. 1991. An Interplanetary Dust Particle Linked Directly to Type CM Meteorites and an Asteroidal Origin. Science 251, 549–552. doi :10.1126/science.251.4993.549

[Bradley(1994)] Bradley, J. P. 1994. Nanometer-scale mineralogy and petrography of fine-grained aggregates in anhydrous interplanetary dust particles. Geochimica et Cosmochimica Acta 58, 2123–2134. doi :10.1016/0016-7037(94)90290-9

[Bradley et al.(1996)] Bradley, J. P., Keller, L. P., Brownlee, D. E., Thomas, K. L. 1996. Reflectance spectroscopy of interplanetary dust particles. Meteoritics and Planetary Science 31, 394–402. doi :10.1111/j.1945-5100.1996.tb02077.x

[Bradley et al.(1999)] Bradley, J. P. and 8 colleagues 1999. An infrared spectral match between GEMS and interstellar grains. Science 285, 1716–1718. doi :10.1126/science.285.5434.1716

[Bradley(2003)] Bradley, J. P. 2003. Interplanetary Dust Particles. Treatise on Geochemistry 1, 711. doi :10.1016/B0-08-043751-6/01152-X

[Bradley(2005)] Bradley, J. P. 2005. Interplanetary Dust Particles. Meteorites 689.

[Brearley(1993)] Brearley, A. J. 1993. Matrix and fine-grained rims in the unequilibrated CO3 chondrite, ALHA77307 : Origins and evidence for diverse, primitive nebular dust components. Geochimica et Cosmochimica Acta 57, 1521–1550. doi :10.1016/0016-7037(93)90011-K

[Brearley and Jones(1998)] Brearley, A.J., Jones, R.H. 1997. Chondritic meteorites. In : Papike, J.J. (Ed.), Planetary Materials, vol 36, p. 3-001 - 3-398. Mineralogical Society of America. ISBN 0-939950-46-4

[Brearley(2006)] Brearley, A. J. 2006. The Action of Water. Meteorites and the Early Solar System II 584.

[Brown et al.(2010)] Brown, A. J., Calvin, W. M., McGuire, P. C., Murchie, S. L. 2010. Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM) south polar mapping : First Mars year of observations. Journal of Geophysical Research (Planets) 115. doi :10.1029/2009JE003333

[Brown(2014)] Brown, A. J. 2014. Spectral bluing induced by small particles under the Mie and Rayleigh regimes. Icarus 239, 85–95. doi :10.1016/j.icarus.2014.05.042

[Brunetto et al.(2009)] Brunetto, R. and 6 colleagues 2009. Comparison of the Raman spectra of ion irradiated soot and collected extraterrestrial carbon. Icarus 200, 323–337. doi :10.1016/j.icarus.2008.11.004

[Brunetto et al.(2011)] Brunetto, R. and 10 colleagues 2011. Mid-IR, Far-IR, Raman micro-spectroscopy, and FESEM-EDX study of IDP L2021C5 : Clues to its origin. Icarus 212, 896–910. doi :10.1016/j.icarus.2011.01.038

[Brunetto et al.(2014)] Brunetto, R. and 15 colleagues 2014. Ion irradiation of Allende meteorite probed by visible, IR, and Raman spectroscopies. Icarus 237, 278–292. doi :10.1016/j.icarus.2014.04.047

[Brunetto et al.(2015)] Brunetto, R., Loeffler, M. J., Nesvorný, D., Sasaki, S., Strazzulla, G. 2015. Asteroid Surface Alteration by Space Weathering Processes. Asteroids IV 597–616. doi :10.2458/azu_uapress_9780816532131-ch031

[Burbine(1998)] Burbine, T. H. 1998. Could G-class asteroids be the parent bodies of the CM chondrites ?. Meteoritics and Planetary Science 33, 253–258. doi :10.1111/j.1945-5100.1998.tb01630.x

[Burbine(2014)] Burbine, T. H. 2014. Asteroids. Planets, Asteriods, Comets and The Solar System 365–415.

[Burns(1993)] Burns, R. G. 1993. Mineralogical Applications of Crystal Field Theory. Mineralogical Applications of Crystal Field Theory, by Roger G. Burns, pp. 575. ISBN 0521430771. Cambridge, UK : Cambridge University Press, September 1993. 575.

[Bus and Binzel(2002)] Bus, S. J., Binzel, R. P. 2002. Phase II of the Small Main-Belt Asteroid Spectroscopic Survey. A Feature-Based Taxonomy. Icarus 158, 146–177. doi :10.1006/icar.2002.6856

[Buseck and Hua(1993)] Buseck, P. R., Hua, X. 1993. Matrices of Carbonaceous Chondrite Meteorites. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 21, 255–305. doi :10.1146/annurev.ea.21.050193.001351

[Busemann et al.(2007)] Busemann, H., Alexander, M. O., Nittler, L. R. 2007. Characterization of insoluble organic matter in primitive meteorites by microRaman spectroscopy. Meteoritics and Planetary Science 42, 1387–1416. doi :10.1111/j.1945-5100.2007.tb00581.x

[Busemann et al.(2009)] Busemann, H. and 7 colleagues 2009. Ultra-primitive interplanetary dust particles from the comet 26P/Grigg-Skjellerup dust stream collection. Earth and Planetary Science Letters 288, 44–57. doi :10.1016/j.epsl.2009.09.007

[Campins and Ryan(1989)] Campins, H., Ryan, E. V. 1989. The Identification of Crystalline Olivine in Cometary Silicates. The Astrophysical Journal 341, 1059. doi :10.1086/167563

[Cassan et al.(2012)] Cassan, A. and 41 colleagues 2012. One or more bound planets per Milky Way star from microlensing observations. Nature 481, 167–169. doi :10.1038/nature10684

[Chan et al.(2020)] Chan, Q. H. S., Franchi, I. A., Zhao, X., Stephant, A., Wright, I. P., Alexander, C. M. O. 2020. Organics preserved in anhydrous interplanetary dust particles : Pristine or not ?. Meteoritics and Planetary Science 55, 1320–1348. doi :10.1111/maps.13414

[Chapman(2004)] Chapman, C. R. 2004. Space Weathering of Asteroid Surfaces. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 32, 539–567. doi :10.1146/annurev.earth.32.101802.120453

[Chyba and Sagan(1992)] Chyba, C. F., Sagan, C. 1992. Endogenous production, exogenous delivery and impact-shock synthesis of organic molecules : an inventory for the origins of life. Nature 335, 125–132. https ://doi.org/10.1038/355125a0

[Clark et al.(2002)] Clark, B. E., Hapke, B., Pieters, C., Britt, D. 2002. Asteroid Space Weathering and Regolith Evolution. Asteroids III 585–599.

[Clark et al.(2009)] Clark, B. E., Ockert-Bell, M. E., Cloutis, E. A., Nesvorny, D., Mothé-Diniz, T., Bus, S. J. 2009. Spectroscopy of K-complex asteroids : Parent bodies of carbonaceous meteorites ?. Icarus 202, 119–133. doi :10.1016/j.icarus.2009.02.027

[Clark et al.(2008)] Clark, R. N. and 11 colleagues 2008. Compositional mapping of Saturn's satellite Dione with Cassini VIMS and implications of dark material in the Saturn system. Icarus 193, 372–386. doi :10.1016/j.icarus.2007.08.035

[Clark et al.(2010)] Clark, R. N. and 7 colleagues 2010. Rayleigh Scattering in Reflectance Spectra of the Moon. Lunar and Planetary Science Conference.

[Clark et al.(2012)] Clark, R. N. and 13 colleagues 2012. The surface composition of Iapetus : Mapping results from Cassini VIMS. Icarus 218, 831–860. doi :10.1016/j.icarus.2012.01.008

[Cloutis et al.(2018)] Cloutis EA, Izawa MRM, Beck P. 2018. Reflectance spectroscopy of chondrites. In Primitive Meteorites and Asteroids : Physical, Chemical, and Spectroscopic Observations Paving the Way to Exploration. Elsevier. 2018. p. 273-343 https ://doi.org/10.1016/B978-0-12-813325-5.00004-5

[Comelli et al.(2016)] Comelli, D. and 12 colleagues 2016. The meteoritic origin of Tutankhamun's iron dagger blade. Meteoritics and Planetary Science 51, 1301–1309. doi :10.1111/maps.12664

[Connelly et al.(2012)] Connelly, J. N., Bizzarro, M., Krot, A. N., Nordlund, Å., Wielandt, D., Ivanova, M. A. 2012. The Absolute Chronology and Thermal Processing of Solids in the Solar Protoplanetary Disk. Science 338, 651. doi :10.1126/science.1226919

[Connors et al.(2011)] Connors, M., Wiegert, P., Veillet, C. 2011. Earth's Trojan asteroid. Nature 475, 481–483. doi :10.1038/nature10233

[Cooper et al.(1997)] Cooper, G. W., Thiemens, M. H., Jackson, T. L., Chang, S. 1997. Sulfur and hydrogen isotope anomalies in meteorite sulfonic acids.. Science 277, 1072. doi :10.1126/science.277.5329.1072

[Cooper and Mustard(1999)] Cooper, C. D., Mustard, J. F. 1999. Effects of Very Fine Particle Size on Reflectance Spectra of Smectite and Palagonitic Soil. Icarus 142, 557–570. doi :10.1006/icar.1999.6221

[Cronin and Chang(1993)] Cronin, J. R., Chang, S. 1993. Organic matter in meteorites : molecular and isotopic analyses of the Murchison meteorite.. The Chemistry of Life's Origins 416, 209–258.

[Cruikshank and Hartmann(1984)] Cruikshank, D. P., Hartmann, W. K. 1984. The Meteorite-Asteroid Connection : Two Olivine-Rich Asteroids. Science 223, 281–283. doi :10.1126/science.223.4633.281

[Dartois et al.(2005)] Dartois, E., Muñoz Caro, G. M., Deboffle, D., Montagnac, G., D'Hendecourt, L. 2005. Ultraviolet photoproduction of ISM dust. Laboratory characterisation and astrophysical relevance. Astronomy and Astrophysics 432, 895–908. doi :10.1051/0004-6361 :20042094

[Dartois et al.(2013)] Dartois, E. and 16 colleagues 2013. UltraCarbonaceous Antarctic micrometeorites, probing the Solar System beyond the nitrogen snow-line. Icarus 224, 243–252. doi :10.1016/j.icarus.2013.03.002

[Dartois et al.(2018)] Dartois, E. and 7 colleagues 2018. Dome C ultracarbonaceous Antarctic micrometeorites. Infrared and Raman fingerprints. Astronomy and Astrophysics 609. doi :10.1051/0004-6361/201731322

[Delbo et al.(2014)] Delbo, M. and 8 colleagues 2014. Thermal fatigue as the origin of regolith on small asteroids. Nature 508, 233–236. doi :10.1038/nature13153

[DeMeo et al.(2009)] DeMeo, F. E., Binzel, R. P., Slivan, S. M., Bus, S. J. 2009. An extension of the Bus asteroid taxonomy into the near-infrared. Icarus 202, 160–180. doi :10.1016/j.icarus.2009.02.005

[DeMeo and Carry(2013)] DeMeo, F. E., Carry, B. 2013. The taxonomic distribution of asteroids from multi-filter all-sky photometric surveys. Icarus 226, 723–741. doi :10.1016/j.icarus.2013.06.027

[Derenne and Robert(2010)] Derenne, S., Robert, F. 2010. Model of molecular structure of the insoluble organic matter isolated from Murchison meteorite. Meteoritics and Planetary Science 45, 1461–1475. doi :10.1111/j.1945-5100.2010.01122.x

[Dermott et al.(1984)] Dermott, S. F., Nicholson, P. D., Burns, J. A., Houck, J. R. 1984. Origin of the Solar System dust bands discovered by IRAS. Nature 312, 505–509. doi :10.1038/312505a0

[Dermott et al.(2002)] Dermott, S. F., Durda, D. D., Grogan, K., Kehoe, T. J. J. 2002. Asteroidal Dust. Asteroids III 423–442.

[Dionnet et al.(2018)] Dionnet, Z. and 7 colleagues 2018. Organic and mineralogic heterogeneity of the Paris meteorite followed by FTIR hyperspectral imaging. Meteoritics and Planetary Science 53, 2608–2623. doi :10.1111/maps.13178

[Duke and Silver(1967)] Duke, M. B., Silver, L. T. 1967. Petrology of eucrites, howardites and mesosiderites. Geochimica et Cosmochimica Acta 31, 1637–1665. doi :10.1016/0016-7037(67)90112-3

[Elkins-Tanton et al.(2011)] Elkins-Tanton, L. T., Weiss, B. P., Zuber, M. T. 2011. Chondrites as samples of differentiated planetesimals. Earth and Planetary Science Letters 305, 1–10. doi :10.1016/j.epsl.2011.03.010

[Farinella et al.(1998)] Farinella, P., Vokrouhlický, D., Hartmann, W. K. 1998. Meteorite Delivery via Yarkovsky Orbital Drift. Icarus 132, 378–387. doi :10.1006/icar.1997.5872

[Fedele et al.(2010)] Fedele, D., van den Ancker, M. E., Henning, T., Jayawardhana, R., Oliveira, J. M. 2010. Timescale of mass accretion in pre-main-sequence stars. Astronomy and Astrophysics 510. doi :10.1051/0004-6361/200912810

[Ferrari and Robertson(2000)] Ferrari, A. C., Robertson, J. 2000. Interpretation of Raman spectra of disordered and amorphous carbon. Physical Review B 61, 14095–14107. doi :10.1103/PhysRevB.61.14095

[Flynn(1996)] Flynn, G. J. 1996. Sources of 10 Micron Interplanetary Dust : the Contribution from the Kuiper Belt. IAU Colloq. 150 : Physics, Chemistry, and Dynamics of Interplanetary Dust 104, 171.

[Flynn et al.(2003)] Flynn, G. J., Keller, L. P., Feser, M., Wirick, S., Jacobsen, C. 2003. The origin of organic matter in the solar system : evidence from the interplanetary dust particles. Geochimica et Cosmochimica Acta 67, 4791–4806. doi :10.1016/j.gca.2003.09.001

[Flynn et al.(2008)] Flynn, G. J., Keller, L. P., Wirick, S., Jacobsen, C. 2008. Organic matter in interplanetary dust particles. Organic Matter in Space 251, 267–276. doi :10.1017/S174392130802173X

[Fornasier et al.(2014)] Fornasier, S., Lantz, C., Barucci, M. A., Lazzarin, M. 2014. Aqueous alteration on main belt primitive asteroids : Results from visible spectroscopy. Icarus 233, 163–178. doi :10.1016/j.icarus.2014.01.040

[Fornasier et al.(2015)] Fornasier, S. and 53 colleagues 2015. Spectrophotometric properties of the nucleus of comet 67P/Churyumov-Gerasimenko from the OSIRIS instrument onboard the ROSETTA spacecraft. Astronomy and Astrophysics 583. doi :10.1051/0004-6361/201525901

[Fray et al.(2016)] Fray, N. and 41 colleagues 2016. High-molecular-weight organic matter in the particles of comet 67P/Churyumov-Gerasimenko. Nature 538, 72–74. doi :10.1038/nature19320

[Gaffey et al.(1993)] Gaffey, M. J. and 6 colleagues 1993. Mineralogical Variations within the S-Type Asteroid Class. Icarus 106, 573–602. doi :10.1006/icar.1993.1194

[Gaffey and Gilbert(1998)] Gaffey, M. J., Gilbert, S. L. 1998. Asteroid 6 Hebe : The probable parent body of the H-Type ordinary chondrites and the IIE iron meteorites. Meteoritics and Planetary Science 33, 1281–1295. doi :10.1111/j.1945-5100.1998.tb01312.x

[Garaud and Lin(2007)] Garaud, P., Lin, D. N. C. 2007. The Effect of Internal Dissipation and Surface Irradiation on the Structure of Disks and the Location of the Snow Line around Sun-like Stars. The Astrophysical Journal 654, 606–624. doi :10.1086/509041

[Garrod et al.(2008)] Garrod, R. T., Widicus Weaver, S. L., Herbst, E. 2008. Complex Chemistry in Star-forming Regions : An Expanded Gas-Grain Warm-up Chemical Model. The Astrophysical Journal 682, 283–302. doi :10.1086/588035

[Germani et al.(1990)] Germani, M. S., Bradley, J. P., Brownlee, D. E. 1990. Automated thin-film analyses of hydrated interplanetary dust particles in the analytical electron microscope. Earth and Planetary Science Letters 101, 162–179. doi :10.1016/0012-821X(90)90151-M

[Gilmour(2003)] Gilmour, I. 2003. Structural and Isotopic Analysis of Organic Matter in Carbonaceous Chondrites. Treatise on Geochemistry 1, 711. doi :10.1016/B0-08-043751-6/01146-4

[Gladman et al.(1997)] Gladman, B. J. and 9 colleagues 1997. Dynamical lifetimes of objects injected into asteroid belt resonances. Science 277, 197–201. doi :10.1126/science.277.5323.197

[Gomes et al.(2005)] Gomes, R., Levison, H. F., Tsiganis, K., Morbidelli, A. 2005. Origin of the cataclysmic Late Heavy Bombardment period of the terrestrial planets. Nature 435, 466–469. doi :10.1038/nature03676

[Gounelle et al.(2006)] Gounelle, M., Spurný, P., Bland, P. A. 2006. The orbit and atmospheric trajectory of the Orgueil meteorite from historical records. Meteoritics and Planetary Science 41, 135–150. doi :10.1111/j.1945-5100.2006.tb00198.x

[Ghosh and McSween(1998)] Ghosh, A., McSween, H. Y. 1998. A Thermal Model for the Differentiation of Asteroid 4 Vesta, Based on Radiogenic Heating. Icarus 134, 187–206. doi :10.1006/icar.1998.5956

[Gradie and Veverka(1980)] Gradie, J., Veverka, J. 1980. The composition of the Trojan asteroids. Nature 283, 840–842. doi :10.1038/283840a0

[Gradie et al.(1980)] Gradie, J. C., Veverka, J., Buratti, B. J. 1980. The Effects of Photometric Geometry on Spectral Reflectance. Lunar and Planetary Science Conference.

[Grady et al.(2002)] Grady, M. M., Verchovsky, A. B., Franchi, I. A., Wright, I. P., Pillinger, C. T. 2002. Light element geochemistry of the Tagish Lake CI2 chondrite : Comparison with CI1 and CM2 meteorites. Meteoritics and Planetary Science 37, 713–735. doi :10.1111/j.1945-5100.2002.tb00851.x

[Greenberg(1986)] Greenberg, J. M. 1986. Predicting that comet Halley is dark. Nature 321, 385. doi :10.1038/321385a0

[Greenwood et al.(2020)] Greenwood, R. C., Burbine, T. H., Franchi, I. A. 2020. Linking asteroids and meteorites to the primordial planetesimal population. Geochimica et Cosmochimica Acta 277, 377–406. doi :10.1016/j.gca.2020.02.004

[Grimm and McSween(1993)] Grimm, R. E., McSween, H. Y. 1993. Heliocentric Zoning of the Asteroid Belt by Aluminum-26 Heating. Science 259, 653–655.

[Grossemy(2008)] Grossemy, F. 2008. Des grains cométaires en laboratoire : premiers résultats de la mission Stardust. PhD thesis, Université Paris Sud-Paris XI, 2008.

[Guhathakurta and Draine(1989)] Guhathakurta, P., Draine, B. T. 1989. Temperature Fluctuations in the Interstellar Grains. I. Computational Method and Sublimation of Small Grains. The Astrophysical Journal 345, 230. doi :10.1086/167899

[Günay et al.(2018)] Günay, B. and 7 colleagues 2018. Aliphatic hydrocarbon content of interstellar dust. Monthly Notices of the Royal Astronomical Society 479, 4336–4344. doi :10.1093/mnras/sty1582

[Hahn et al.(2002)] Hahn, J. M., Zook, H. A., Cooper, B., Sunkara, B. 2002. Clementine Observations of the Zodiacal Light and the Dust Content of the Inner Solar System. Icarus 158, 360–378. doi :10.1006/icar.2002.6881

[Haisch et al.(2001)] Haisch, K. E., Lada, E. A., Lada, C. J. 2001. Disk Frequencies and Lifetimes in Young Clusters. The Astrophysical Journal 553, L153–L156. doi :10.1086/320685

[Hamilton(2000)] Hamilton, V. E. 2000. Thermal infrared emission spectroscopy of the pyroxene mineral series. Journal of Geophysical Research 105, 9701–9716. doi :10.1029/1999JE001112

[Hamilton(2010)] Hamilton, V. E. 2010. Thermal infrared (vibrational) spectroscopy of Mg-Fe olivines : A review and applications to determining the composition of planetary surfaces. Chemie der Erde / Geochemistry 70, 7–33. doi :10.1016/j.chemer.2009.12.005

[Hamilton et al.(2019)] Hamilton, V. E. and 33 colleagues 2019. Evidence for widespread hydrated minerals on asteroid (101955) Bennu. Nature Astronomy 3, 332–340. doi :10.1038/s41550-019-0722-2

[Hansen and Travis(1974)] Hansen, J. E., Travis, L. D. 1974. Light scattering in planetary atmospheres. Space Science Reviews 16, 527–610. doi :10.1007/BF00168069

[Hapke(1993)] Hapke, B. 1993. Theory of reflectance and emittance spectroscopy. Topics in Remote Sensing, Cambridge, UK : Cambridge University Press, |c1993.

[Hapke(2001)] Hapke, B. 2001. Space weathering from Mercury to the asteroid belt. Journal of Geophysical Research 106, 10039–10074. doi :10.1029/2000JE001338

[Hayashi and Oinuma(1967)] Hayashi, H., Oinuma, K. 1967. Si-O absorption band near 1000 cm^{-1} and OH absorption bands of chlorite. The American Mineralogist 52, 1206–1210. doi :10.1007/BF00168069

[Hendrix and Vilas(2006)] Hendrix, A. R., Vilas, F. 2006. The Effects of Space Weathering at UV Wavelengths : S-Class Asteroids. The Astronomical Journal 132, 1396–1404. doi :10.1086/506426

[Hergenrother et al.(2019)] Hergenrother, C. and 19 colleagues 2019. (101955) Bennu is an Active Asteroid. EPSC-DPS Joint Meeting 2019.

[Hewins et al.(2021)] R.H. Hewins, R. H. and 18 colleagues 2021. NORTHWEST AFRICA (NWA) 12563 and ungrouped C2 chondrites : Alteration styles and relationships to asteroids Geochimica et Cosmochimica Acta, 0016-7037. https ://doi.org/10.1016/j.gca.2021.06.035

[Hirakawa et al.(2021)] Hirakawa, N., Kebukawa, Y., Furukawa, Y., Kondo, M., Nakano, H., Kobayashi, K. 2021. Aqueous alteration without initial water : possibility of organic-induced hydration of anhydrous silicates in meteorite parent bodies. Earth, Planets, and Space 73. doi :10.1186/s40623-020-01352-6

[Hiroi et al.(2001)] Hiroi, T., Zolensky, M. E., Pieters, C. M. 2001. The Tagish Lake Meteorite : A Possible Sample from a D-Type Asteroid. Science 293, 2234–2236. doi :10.1126/science.1063734

[Housen and Wilkening(1982)] Housen, K. R., Wilkening, L. L. 1982. Regoliths on Small Bodies in the Solar System. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 10, 355. doi :10.1146/annurev.ea.10.050182.002035

[Hu and Winarski(2016)] Hu, Z. W., Winarski, R. P. 2016. In situ 3-D mapping of pore structures and hollow grains of interplanetary dust particles with phase contrast X-ray nanotomography. Meteoritics and Planetary Science 51, 1632–1642. doi :10.1111/maps.12674

[Huang et al.(2000)] Huang, E., Chen, C. H., Huang, T., Lin, E. H., Xu, J.-. an . 2000. Raman spectroscopic characteristics of Mg-Fe-Ca pyroxenes. American Mineralogist 85, 473–479. doi :10.2138/am-2000-0408

[Hunt and Vincent(1968)] Hunt, G. R., Vincent, R. K. 1968. The Behavior of Spectral Features in the Infrared Emission from Particulate Surfaces of Various Grain Sizes. Journal of Geophysical Research 73, 6039. doi :10.1029/JB073i018p06039

[Ipatov et al.(2008)] Ipatov, S. I., Kutyrev, A. S., Madsen, G. J., Mather, J. C., Moseley, S. H., Reynolds, R. J. 2008. Dynamical zodiacal cloud models constrained by high resolution spectroscopy of the zodiacal light. Icarus 194, 769–788. doi :10.1016/j.icarus.2007.11.009

[Izawa et al.(2015)] Izawa, M. R. M. and 7 colleagues 2015. Variability, absorption features, and parent body searches in "spectrally featureless" meteorite reflectance spectra : Case study - Tagish Lake. Icarus 254, 324–332. doi :10.1016/j.icarus.2015.04.013

[Izawa et al.(2019)] Izawa, M. R. M. and 6 colleagues 2019. Spectral reflectance properties of magnetites : Implications for remote sensing. Icarus 319, 525–539. doi :10.1016/j.icarus.2018.10.002

[Jambon (2017)] Jambon 2017. Bronze Age iron : Meteoritic or not ? A chemical strategy. Journal of Archaeological Science 88, 47-53. https ://doi.org/10.1016/j.jas.2017.09.008

[Jewitt(2012)] Jewitt, D. 2012. The Active Asteroids. The Astronomical Journal 143. doi :10.1088/0004-6256/143/3/66

[Jewitt et al.(2013)] Jewitt, D., Li, J., Agarwal, J. 2013. Discovery of the Dust Tail of Asteroid (3200) Phaethon. AAS/Division for Planetary Sciences Meeting Abstracts #45.

[Johansen et al.(2015)] Johansen, A., Mac Low, M.-M., Lacerda, P., Bizzarro, M. 2015. Growth of asteroids, planetary embryos, and Kuiper belt objects by chondrule accretion. Science Advances 1. doi :10.1126/sciadv.1500109

[Johnson and Fanale(1973)] Johnson, T. V., Fanale, F. P. 1973. Optical Properties of Carbonaceous Chondrites and Their Relationship to Asteroids. Journal of Geophysical Research 78, 8507–8518. doi :10.1029/JB078i035p08507

[Jones(2004)] Jones, A. P. 2004. Dust Destruction Processes. Astrophysics of Dust 309, 347.

[Jones(2012)] Jones, A. P. 2012. Variations on a theme - the evolution of hydrocarbon solids (Corrigendum). III. Size-dependent properties - the optEC$_{(s)}$(a) model. Astronomy and Astrophysics 545. doi :10.1051/0004-6361/201118483e

[Kaib and Quinn(2009)] Kaib, N. A., Quinn, T. 2009. Reassessing the Source of Long-Period Comets. Science 325, 1234. doi :10.1126/science.1172676

[Kawasaki et al.(2020)] Kawasaki, N., Wada, S., Park, C., Sakamoto, N., Yurimoto, H. 2020. Variations in initial ^{26}Al/^{27}Al ratios among fine-grained Ca-Al-rich inclusions from reduced CV chondrites. Geochimica et Cosmochimica Acta 279, 1–15. doi :10.1016/j.gca.2020.03.045

[Keil(2000)] Keil, K. 2000. Thermal alteration of asteroids : evidence from meteorites. Planetary and Space Science 48, 887–903. doi :10.1016/S0032-0633(00)00054-4

[Keller and Buseck(1990)] Keller, L. P., Buseck, P. R. 1990. Aqueous alteration in the Kaba CV3 carbonaceous chondrite. Geochimica et Cosmochimica Acta 54, 2113–2120. doi :10.1016/0016-7037(90)90274-O

[Keller et al.(1992)] Keller, L. P., Thomas, K. L., McKay, D. S. 1992. An interplanetary dust particle with links to CI chondrites. Geochimica et Cosmochimica Acta 56, 1409–1412. doi :10.1016/0016-7037(92)90072-Q

[Kerker(1969)] Kerker, M. 1969. The scattering of light and other electromagnetic radiation.. The scattering of light and other electromagnetic radiation., by Kerker, M.. London (UK) : Academic Press, 666 p..

[King et al.(2017)] King, A. J., Schofield, P. F., Russell, S. S. 2017. Type 1 aqueous alteration in CM carbonaceous chondrites : Implications for the evolution of water-rich asteroids. Meteoritics and Planetary Science 52, 1197–1215. doi :10.1111/maps.12872

[Kirkwood(1891)] Kirkwood, D. 1891. On the Origin of Gaps in the Zone of Asteroids. Sidereal Messenger 10, 194–196.

[Klock et al.(1989)] Klock, W., Thomas, K. L., McKay, D. S., Palme, H. 1989. Unusual olivine and pyroxene composition in interplanetary dust and unequilibrated ordinary chondrites. Nature 339, 126–128. doi :10.1038/339126a0

[Kokubo and Ida(2002)] Kokubo, E., Ida, S. 2002. Formation of Protoplanet Systems and Diversity of Planetary Systems. The Astrophysical Journal 581, 666–680. doi :10.1086/344105

[Krishnamurthy et al.(1992)] Krishnamurthy, R. V., Epstein, S., Cronin, J. R., Pizzarello, S., Yuen, G. U. 1992. Isotopic and molecular analyses of hydrocarbons and monocarboxylic acids of the Murchison meteorite. Geochimica et Cosmochimica Acta 56, 4045–4058. doi :10.1016/0016-7037(92)90015-B

[Krot et al.(2009)] Krot, A. N. and 15 colleagues 2009. Origin and chronology of chondritic components : A review. Geochimica et Cosmochimica Acta 73, 4963–4997. doi :10.1016/j.gca.2008.09.039

[Kuebler et al.(2006)] Kuebler, K. E., Jolliff, B. L., Wang, A., Haskin, L. A. 2006. Extracting olivine (Fo Fa) compositions from Raman spectral peak positions. Geochimica et Cosmochimica Acta 70, 6201–6222. doi :10.1016/j.gca.2006.07.035

[Kvenvolden et al.(1970)] Kvenvolden, K., Lawless, J., Pering, K., Peterson, E., Flores, J., Ponnamperuma, C. 1970. Evidence for Extraterrestrial Amino-acids and Hydrocarbons in the Murchison Meteorite. Nature 228, 923–926. doi :10.1038/228923a0

[Lacerda et al.(2014)] Lacerda, P. and 11 colleagues 2014. The Albedo-Color Diversity of Transneptunian Objects. The Astrophysical Journal 793. doi :10.1088/2041-8205/793/1/L2

[Lantz et al.(2015)] Lantz, C. and 8 colleagues 2015. Ion irradiation of the Murchison meteorite : Visible to mid-infrared spectroscopic results. Astronomy and Astrophysics 577. doi :10.1051/0004-6361/201425398

bibitem[Lantz et al.(2017)]2017Icar..285...43L Lantz, C. and 6 colleagues 2017. Ion irradiation of carbonaceous chondrites : A new view of space weathering on primitive asteroids. Icarus 285, 43–57. doi :10.1016/j.icarus.2016.12.019

[Lantz et al.(2018)] Lantz, C., Binzel, R. P., DeMeo, F. E. 2018. Space weathering trends on carbonaceous asteroids : A possible explanation for Bennu's blue slope ?. Icarus 302, 10–17. doi :10.1016/j.icarus.2017.11.010

[Lauretta et al.(2019)] Lauretta, D. S. and 57 colleagues 2019. Episodes of particle ejection from the surface of the active asteroid (101955) Bennu. Science 366, 3544. doi :10.1126/science.aay3544

[Lebofsky et al.(1986)] Lebofsky, L. A. and 8 colleagues 1986. A refined "standard" thermal model for asteroids based on observations of 1 Ceres and 2 Pallas. Icarus 68, 239–251. doi :10.1016/0019-1035(86)90021-7

[Le Roy et al.(2015)] Le Roy, L. and 6 colleagues 2015. COSIMA calibration for the detection and characterization of the cometary solid organic matter. Planetary and Space Science 105, 1–25. doi :10.1016/j.pss.2014.08.015

[Levison et al.(2015)] Levison, H. F., Kretke, K. A., Duncan, M. J. 2015. Growing the gas-giant planets by the gradual accumulation of pebbles. Nature 524, 322–324. doi :10.1038/nature14675

[Lin and Papaloizou(1986)] Lin, D. N. C., Papaloizou, J. 1986. On the Tidal Interaction between Protoplanets and the Protoplanetary Disk. III. Orbital Migration of Protoplanets. The Astrophysical Journal 309, 846. doi :10.1086/164653

[Liou et al.(1995)] Liou, J. C., Dermott, S. F., Xu, Y. L. 1995. The contribution of cometary dust to the zodiacal cloud. Planetary and Space Science 43, 717–722. doi :10.1016/0032-0633(95)00065-D

[Love and Brownlee(1991)] Love, S. G., Brownlee, D. E. 1991. Heating and thermal transformation of micrometeoroids entering the Earth's atmosphere. Icarus 89, 26–43. doi :10.1016/0019-1035(91)90085-8

[Love and Brownlee(1993)] Love, S. G., Brownlee, D. E. 1993. A Direct Measurement of the Terrestrial Mass Accretion Rate of Cosmic Dust. Science 262, 550–553. doi :10.1126/science.262.5133.550

[Love et al.(1994)] Love, S. G., Joswiak, D. J., Brownlee, D. E. 1994. Densities of Stratospheric Micrometeorites. Icarus 111, 227–236. doi :10.1006/icar.1994.1142

[Luu and Jewitt(1990)] Luu, J. X., Jewitt, D. C. 1990. Charge-Coupled Device Spectra of Asteroids. I. Near-Earth and 3 :1 Resonance Asteroids. The Astronomical Journal 99, 1985. doi :10.1086/115481

[Marchi et al.(2005)] Marchi, S., Brunetto, R., Magrin, S., Lazzarin, M., Gandolfi, D. 2005. Space weathering of near-Earth and main belt silicate-rich asteroids : observations and ion irradiation experiments. Astronomy and Astrophysics 443, 769–775. doi :10.1051/0004-6361 :20053525

[Marchi et al.(2009)] Marchi, S., Delbo', M., Morbidelli, A., Paolicchi, P., Lazzarin, M. 2009. Heating of near-Earth objects and meteoroids due to close approaches to the Sun. Monthly Notices of the Royal Astronomical Society 400, 147–153. doi :10.1111/j.1365-2966.2009.15459.x

[Masset and Snellgrove(2001)] Masset, F., Snellgrove, M. 2001. Reversing type II migration : resonance trapping of a lighter giant protoplanet. Monthly Notices of the Royal Astronomical Society 320, L55–L59. doi :10.1046/j.1365-8711.2001.04159.x

[Masset and Papaloizou(2003)] Masset, F. S., Papaloizou, J. C. B. 2003. Runaway Migration and the Formation of Hot Jupiters. The Astrophysical Journal 588, 494–508. doi :10.1086/373892

[Matrajt et al.(2005)] Matrajt, G., Muñoz Caro, G. M., Dartois, E., D'Hendecourt, L., Deboffle, D., Borg, J. 2005. FTIR analysis of the organics in IDPs : Comparison with the IR spectra of the diffuse interstellar medium. Astronomy and Astrophysics 433, 979–995. doi :10.1051/0004-6361 :20041605

[Matrajt et al.(2012)] Matrajt, G., Messenger, S., Brownlee, D., Joswiak, D. 2012. Diverse forms of primordial organic matter identified in interplanetary dust particles. Meteoritics and Planetary Science 47, 525–549. doi :10.1111/j.1945-5100.2011.01310.x

[Matsuno et al.(2021)] Matsuno, J. and 8 colleagues 2021. Condensation of Glass with Multimetal Nanoparticles : Implications for the Formation Process of GEMS Grains. The Astrophysical Journal 911. doi :10.3847/1538-4357/abe5a0

[Maupin et al.(2020)] Maupin, R., Djouadi, Z., Brunetto, R., Lantz, C., Aléon-Toppani, A., Vernazza, P. 2020. Vis-NIR Reflectance Microspectroscopy of IDPs. The Planetary Science Journal 1. doi :10.3847/PSJ/abbb98

[McCollom(2016)] McCollom, T. M. 2016. Abiotic methane formation during experimental serpentinization of olivine. Proceedings of the National Academy of Science 113, 13965–13970. doi :10.1073/pnas.1611843113

[McCord et al.(1970)] McCord, T. B., Adams, J. B., Johnson, T. V. 1970. Asteroid Vesta : Spectral Reflectivity and Compositional Implications. Science 168, 1445–1447. doi :10.1126/science.168.3938.1445

[McSween et al.(2013)] McSween, H. Y. and 11 colleagues 2013. Dawn ; the Vesta-HED connection ; and the geologic context for eucrites, diogenites, and howardites. Meteoritics and Planetary Science 48, 2090–2104. doi :10.1111/maps.12108

[Merk and Prialnik(2006)] Merk, R., Prialnik, D. 2006. Combined modeling of thermal evolution and accretion of trans-neptunian objects—Occurrence of high temperatures and liquid water. Icarus 183, 283–295. doi :10.1016/j.icarus.2006.02.011

[Mendoza V.(1968)] Mendoza V., E. E. 1968. Infrared Excesses in T Tauri Stars and Related Objects. The Astrophysical Journal 151, 977. doi :10.1086/149497

[Merouane et al.(2012)] Merouane, S., Djouadi, Z., Le Sergeant d'Hendecourt, L., Zanda, B., Borg, J. 2012. Hydrocarbon Materials of Likely Interstellar Origin from the Paris Meteorite. The Astrophysical Journal 756. doi :10.1088/0004-637X/756/2/154

[Merouane et al.(2014)] Merouane, S., Djouadi, Z., Le Sergeant d'Hendecourt, L. 2014. Relations between Aliphatics and Silicate Components in 12 Stratospheric Particles Deduced from Vibrational Spectroscopy. The Astrophysical Journal 780. doi :10.1088/0004-637X/780/2/174

[Messenger et al.(2003)] Messenger, S., Keller, L. P., Stadermann, F. J., Walker, R. M., Zinner, E. 2003. Samples of Stars Beyond the Solar System : Silicate Grains in Interplanetary Dust. Science 300, 105–108. doi :10.1126/science.1080576

[Mie(1908)] Mie, G. 1908. Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen. Annalen der Physik 330, 377–445. doi :10.1002/andp.19083300302

[Mischenko et al.(2000)] Mischenko, MI., Wiscombe, WJ., Hovenier, JW., Travis, LD. 2000. Overview of Scattering by Nonspherical Particles. in Light Scattering by Nonspherical Particles : Theory, Measurements, and Applications. Academic Press, New York, pp. 29-60.

[Morbidelli et al.(2005)] Morbidelli, A., Levison, H. F., Tsiganis, K., Gomes, R. 2005. Chaotic capture of Jupiter's Trojan asteroids in the early Solar System. Nature 435, 462–465. doi :10.1038/nature03540

[Morbidelli and Crida(2007)] Morbidelli, A., Crida, A. 2007. The dynamics of Jupiter and Saturn in the gaseous protoplanetary disk. Icarus 191, 158–171. doi :10.1016/j.icarus.2007.04.001

[Morbidelli et al.(2016)] Morbidelli, A. and 8 colleagues 2016. Fossilized condensation lines in the Solar System protoplanetary disk. Icarus 267, 368–376. doi :10.1016/j.icarus.2015.11.027

[Moroz et al.(1998)] Moroz, L. V., Arnold, G., Korochantsev, A. V., Wäsch, R. 1998. Natural Solid Bitumens as Possible Analogs for Cometary and Asteroid Organics :. 1. Reflectance Spectroscopy of Pure Bitumens. Icarus 134, 253–268. doi :10.1006/icar.1998.5955

[Mustard and Hays(1997)] Mustard, J. F., Hays, J. E. 1997. Effects of Hyperfine Particles on Reflectance Spectra from 0.3 to 25 μm. Icarus 125, 145–163. doi :10.1006/icar.1996.5583

[Nakamura(2005)] Nakamura, T. 2005. Post-hydration thermal metamorphism of carbonaceous chondrites. Journal of Mineralogical and Petrological Sciences 100, 260–272. doi :10.2465/jmps.100.260

[Nesvorný et al.(2003)] Nesvorný, D., Bottke, W. F., Levison, H. F., Dones, L. 2003. Recent Origin of the Solar System Dust Bands. The Astrophysical Journal 591, 486–497. doi :10.1086/374807

[Nesvorný et al.(2010)] Nesvorný, D., Jenniskens, P., Levison, H. F., Bottke, W. F., Vokrouhlický, D., Gounelle, M. 2010. Cometary Origin of the Zodiacal Cloud and Carbonaceous Micrometeorites. Implications for Hot Debris Disks. The Astrophysical Journal 713, 816–836. doi :10.1088/0004-637X/713/2/816

[Oka et al.(2011)] Oka, A., Nakamoto, T., Ida, S. 2011. Evolution of Snow Line in Optically Thick Protoplanetary Disks : Effects of Water Ice Opacity and Dust Grain Size. The Astrophysical Journal 738. doi :10.1088/0004-637X/738/2/141

[Park et al.(2015)] Park, J. and 8 colleagues 2015. Approach to multifunctional device platform with epitaxial graphene on transition metal oxide. Scientific Reports 5. doi :10.1038/srep14374

[Pearson et al.(2006)] Pearson, V. K., Sephton, M. A., Franchi, I. A., Gibson, J. M., Gilmour, I. 2006. Carbon and nitrogen in carbonaceous chondrites : Elemental abundances and stable isotopic compositions. Meteoritics and Planetary Science 41, 1899–1918. doi :10.1111/j.1945-5100.2006.tb00459.x

[Perna et al.(2018)] Perna, D. and 8 colleagues 2018. A spectroscopic survey of the small near-Earth asteroid population : Peculiar taxonomic distribution and phase reddening. Planetary and Space Science 157, 82–95. doi :10.1016/j.pss.2018.03.008

[Perèz et al.(2020)] Perèz, J.-Ph., Carles, R., Fleckinger, R. 2020. Électromagnétisme. Dunod, EAN :9782100806652, pp. 0-768.

[Pieters(1983)] Pieters, C. M. 1983. Strength of mineral absorption features in the transmitted component of near-infrared reflected light - First results from RELAB. Journal of Geophysical Research 88, 9534–9544. doi :10.1029/JB088iB11p09534

[Pommerol and Schmitt(2008)] Pommerol, A., Schmitt, B. 2008. Strength of the H_2O near-infrared absorption bands in hydrated minerals : Effects of measurement geometry. Journal of Geophysical Research (Planets) 113. doi :10.1029/2008JE003197

[Quirico et al.(2016)] Quirico, E. and 36 colleagues 2016. Refractory and semi-volatile organics at the surface of comet 67P/Churyumov-Gerasimenko : Insights from the VIRTIS/Rosetta imaging spectrometer. Icarus 272, 32–47. doi :10.1016/j.icarus.2016.02.028

[Raymond et al.(2005)] Raymond, S. N., Quinn, T., Lunine, J. I. 2005. Terrestrial Planet Formation in Disks with Varying Surface Density Profiles. The Astrophysical Journal 632, 670–676. doi :10.1086/433179

[Raymond et al.(2009)] Raymond, S. N., O'Brien, D. P., Morbidelli, A., Kaib, N. A. 2009. Building the terrestrial planets : Constrained accretion in the inner Solar System. Icarus 203, 644–662. doi :10.1016/j.icarus.2009.05.016

[Raynal et al.(2000)] Raynal, P. I. and 7 colleagues 2000. Synchrotron infrared microscopy of micron-sized extraterrestrial grains. Planetary and Space Science 48, 1329–1339. doi :10.1016/S0032-0633(00)00113-6

[Reche(2008)] Rémy Reche. De la dynamique des jeunes systèmes planétaires. Astrophysique [astro-ph]. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2008. Français. fftel-00482592f

[Remusat et al.(2005)] Remusat, L., Derenne, S., Robert, F. 2005. New insight on aliphatic linkages in the macromolecular organic fraction of Orgueil and Murchison meteorites through ruthenium tetroxide oxidation. Geochimica et Cosmochimica Acta 69, 4377–4386. doi :10.1016/j.gca.2005.05.003

[Remusat et al.(2007)] Remusat, L., Robert, F., Derenne, S. 2007. The insoluble organic matter in carbonaceous chondrites : Chemical structure, isotopic composition and origin Comptes Rendus Geoscience 339, 895-906. https ://doi.org/10.1016/j.crte.2007.10.001

[Remusat (2014)] Remusat, L. 2014. Organic material in meteorites and the link to the origin of life BIO Web of Conferences 2, 03001. doi :10.1051/bioconf/20140203001

[Rietmeijer(2002)] Rietmeijer, F. 2002. The Earliest Chemical Dust Evolution in the Solar Nebula. Chemie der Erde / Geochemistry 62, 1–45. doi :10.1078/0009-2819-00001

[Ringwood(1966)] Ringwood, A. E. 1966. Chemical evolution of the terrestrial planets. Geochimica et Cosmochimica Acta 30, 41–104. doi :10.1016/0016-7037(66)90090-1

[Roccatagliata et al.(2011)] Roccatagliata, V. and 7 colleagues 2011. Disk Evolution in OB Associations : Deep Spitzer/IRAC Observations of IC 1795. The Astrophysical Journal 733. doi :10.1088/0004-637X/733/2/113

[Rojas et al.(2021)] Rojas, J. and 9 colleagues 2021. The micrometeorite flux at Dome C (Antarctica), monitoring the accretion of extraterrestrial dust on Earth. Earth and Planetary Science Letters 560. doi :10.1016/j.epsl.2021.116794

[Rubin(1989)] Rubin, A. E. 1989. Size-Frequency Distributions of Chondrules in CO3 Chondrites. Meteoritics 24, 179. doi :10.1111/j.1945-5100.1989.tb00960.x

[Ryan and Woodward(2010)] Ryan, E. L., Woodward, C. E. 2010. Rectified Asteroid Albedos and Diameters from IRAS and MSX Photometry Catalogs. The Astronomical Journal 140, 933–943. doi :10.1088/0004-6256/140/4/933

[Ryder(2002)] Ryder, G. 2002. Mass flux in the ancient Earth-Moon system and benign implications for the origin of life on Earth. Journal of Geophysical Research (Planets) 107. doi :10.1029/2001JE001583

[Sadezky et al.(2005)] Sadezky, A., Muckenhuber, H., Grothe, H., Niessner, R., Pöschl, U. 2005. Raman microspectroscopy of soot and related carbonaceous materials : Spectral analysis and structural information. Carbon 43, 1731-1742.

[Salisbury et al.(1987)] Salisbury, J. W., Walter, L. S., Norma, V. 1987. USGS Publications Warehouse, 87-263, doi :10.3133/ofr87263

[Salisbury et al.(1991)] Salisbury, J. W., D'Aria, D. M., Jarosewich, E. 1991. Midinfrared (2.5-13.5 μm) reflectance spectra of powdered stony meteorites. Icarus 92, 280–297. doi :10.1016/0019-1035(91)90052-U

[Salisbury and Wald(1992)] Salisbury, J. W., Wald, A. 1992. The role of volume scattering in reducing spectral contrast of reststrahlen bands in spectra of powdered minerals. Icarus 96, 121–128. doi :10.1016/0019-1035(92)90009-V

[Sanchez et al.(2012)] Sanchez, J. A., Reddy, V., Nathues, A., Cloutis, E. A., Mann, P., Hiesinger, H. 2012. Phase reddening on near-Earth asteroids : Implications for mineralogical analysis, space weathering and taxonomic classification. Icarus 220, 36–50. doi :10.1016/j.icarus.2012.04.008

[Sandford and Walker(1985)] Sandford, S. A., Walker, R. M. 1985. Laboratory infrared transmission spectra of individual interplanetary dust particles from 2.5 to 25 microns.. The Astrophysical Journal 291, 838–851. doi :10.1086/163120

[Sandford and Bradley(1989)] Sandford, S. A., Bradley, J. P. 1989. Interplanetary dust particles collected in the stratosphere : Observations of atmospheric heating and constraints on their interrelationship and sources. Icarus 82, 146–166. doi :10.1016/0019-1035(89)90028-6

[Schmitt-Kopplin et al.(2010)] Schmitt-Kopplin, P. and 8 colleagues 2010. High molecular diversity of extraterrestrial organic matter in Murchison meteorite revealed 40 years after its fall. Proceedings of the National Academy of Science 107, 2763–2768. doi :10.1073/pnas.0912157107

[Schulz et al.(2015)] Schulz, R. and 24 colleagues 2015. Comet 67P/Churyumov-Gerasimenko sheds dust coat accumulated over the past four years. Nature 518, 216–218. doi :10.1038/nature14159

[Sears and Dodd(1988)] Sears, D. W. G., Dodd, R. T. 1988. Overview and classification of meteorites.. Meteorites and the Early Solar System 3–31.

[Siskin et al.(1995)] Siskin, M., Scouten, C.G., Rose, K.D., Aczel, T., Colgrove, S.G., Pabst Jr., R.E. 1995. Detailed structural characterization of the organic material in Rundle Ramsay Crossing and Green River oil shales. Snape, C. (Ed.), Composition, Geochemistry and Conversion of Oil Shales. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 143–158. https ://doi.org/10.1007/978-94-011-0317-6

[Sonett and Reynolds(1979)] Sonett, C. P., Reynolds, R. T. 1979. Primordial heating of asteroidal parent bodies.. Asteroids 822–848.

[Starkey et al.(2013)] Starkey, N. A., Franchi, I. A., Alexander, C. M. O. 2013. A Raman spectroscopic study of organic matter in interplanetary dust particles and meteorites using multiple wavelength laser excitation. Meteoritics and Planetary Science 48, 1800–1822. doi :10.1111/maps.12196

[Stebbins et al.(1939)] Stebbins, J., Huffer, C. M., Whitford, A. E. 1939. Space Reddening in the Galaxy.. The Astrophysical Journal 90, 209. doi :10.1086/144099

[Strom et al.(1989)] Strom, K. M., Strom, S. E., Edwards, S., Cabrit, S., Skrutskie, M. F. 1989. Circumstellar Material Associated with Solar-Type Pre-Main-Sequence Stars : A Possible Constraint on the Timescale for Planet Building. The Astronomical Journal 97, 1451. doi :10.1086/115085

[Sultana et al.(2021)] Sultana, R., Poch, O., Beck, P., Schmitt, B., Quirico, E. 2021. Visible and near-infrared reflectance of hyperfine and hyperporous particulate surfaces. Icarus 357. doi :10.1016/j.icarus.2020.114141

[Sunshine et al.(1990)] Sunshine, J. M., Pieters, C. M., Pratt, S. F. 1990. Deconvolution of mineral absorption bands : An improved approach. Journal of Geophysical Research 95, 6955–6966. doi :10.1029/JB095iB05p06955

[Sunshine and Pieters(1998)] Sunshine, J. M., Pieters, C. M. 1998. Determining the composition of olivine from reflectance spectroscopy. Journal of Geophysical Research 103, 13675–13688. doi :10.1029/98JE01217

[Tholen and Barucci(1989)] Tholen, D. J., Barucci, M. A. 1989. Asteroid taxonomy.. Asteroids II, 298–315.

[Thomas et al.(1993)] Thomas, K. L., Blanford, G. E., Keller, L. P., Klock, W., McKay, D. S. 1993. Carbon abundance and silicate mineralogy of anhydrous interplanetary dust particles. Geochimica et Cosmochimica Acta 57, 1551–1566. doi :10.1016/0016-7037(93)90012-L

[Tomeoka and Buseck(1990)] Tomeoka, K., Buseck, P. R. 1990. Phyllosilicates in the Mokoia CV carbonaceous chondrite : Evidence for aqueous alteration in an oxidizing environment. Geochimica et Cosmochimica Acta 54, 1745–1754. doi :10.1016/0016-7037(90)90405-A

[Toppani and Libourel(2003)] Toppani, A., Libourel, G. 2003. Factors controlling compositions of cosmic spinels : application to atmospheric entry conditions of meteoritic materials. Geochimica et Cosmochimica Acta 67, 4621–4638. doi :10.1016/ S0016-7037(03)00383-1

[Tsiganis et al.(2005)] Tsiganis, K., Gomes, R., Morbidelli, A., Levison, H. F. 2005. Origin of the orbital architecture of the giant planets of the Solar System. Nature 435, 459–461. doi :10.1038/nature03539

[Tsumura et al.(2010)] Tsumura, K. and 16 colleagues 2010. Observations of the Near-infrared Spectrum of the Zodiacal Light with CIBER. The Astrophysical Journal 719, 394–402. doi :10.1088/0004-637X/719/1/394

[Urey and Craig(1953)] Urey, H. C., Craig, H. 1953. The composition of the stone meteorites and the origin of the meteorites. Geochimica et Cosmochimica Acta 4, 36–82. doi :10.1016/0016-7037(53)90064-7

[Usui et al.(2011)] Usui, F. and 12 colleagues 2011. Asteroid Catalog Using Akari : AKARI/IRC Mid-Infrared Asteroid Survey. Publications of the Astronomical Society of Japan 63, 1117–1138. doi :10.1093/pasj/63.5.1117

[Van Schmus and Wood(1967)] Van Schmus, W. R., Wood, J. A. 1967. A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites. Geochimica et Cosmochimica Acta 31, 747, IN7, 755–754, IN10, 765. doi :10.1016/S0016-7037(67)80030-9

[van de Hulst(1957)] van de Hulst, H. C. 1957. Light Scattering by Small Particles. Light Scattering by Small Particles, New York : John Wiley & Sons, 1957.

[Verbiscer et al.(2007)] Verbiscer, A., French, R., Showalter, M., Helfenstein, P. 2007. Enceladus : Cosmic Graffiti Artist Caught in the Act. Science 315, 815. doi :10.1126/science.1134681

[Vernazza et al.(2014)] Vernazza, P. and 9 colleagues 2014. Multiple and Fast : The Accretion of Ordinary Chondrite Parent Bodies. The Astrophysical Journal 791. doi :10.1088/0004-637X/791/2/120

[Vernazza et al.(2015)] Vernazza, P. and 11 colleagues 2015. Interplanetary Dust Particles as Samples of Icy Asteroids. The Astrophysical Journal 806. doi :10.1088/0004-637X/806/2/204

[Vilas and Gaffey(1989)] Vilas, F., Gaffey, M. J. 1989. Phyllosilicate Absorption Features in Main-Belt and Outer-Belt Asteroid Reflectance Spectra. Science 246, 790–792. doi :10.1126/science.246.4931.790

[Vincent and Hunt(1968)] Vincent, R. K., Hunt, G. R. 1968. Infrared reflectance from mat surfaces. Applied Optics 7, 53. doi :10.1364/AO.7.000053

[Vinogradoff et al.(2020)] Vinogradoff, V., Le Guillou, C., Bernard, S., Viennet, J. C., Jaber, M., Remusat, L. 2020. Influence of phyllosilicates on the hydrothermal alteration of organic matter in asteroids : Experimental perspectives. Geochimica et Cosmochimica Acta 269, 150–166. doi :10.1016/j.gca.2019.10.029

[Vollmer et al.(2009)] Vollmer, C., Hoppe, P., Stadermann, F. J., Floss, C., Brenker, F. E. 2009. NanoSIMS analysis and Auger electron spectroscopy of silicate and oxide stardust from the carbonaceous chondrite Acfer 094. Geochimica et Cosmochimica Acta 73, 7127–7149. doi :10.1016/j.gca.2009.08.015

[Walsh et al.(2011)] Walsh, K. J., Morbidelli, A., Raymond, S. N., O'Brien, D. P., Mandell, A. M. 2011. A low mass for Mars from Jupiter's early gas-driven migration. Nature 475, 206–209. doi :10.1038/nature10201

[Weisberg et al.(2006)] Weisberg, M. K., McCoy, T. J., Krot, A. N. 2006. Systematics and Evaluation of Meteorite Classification. Meteorites and the Early Solar System II 19.

[Whipple(1983)] Whipple, F. L. 1983. 1983 TB and the Geminid Meteors. International Astronomical Union Circular 3881.

[Williams and Cieza(2011)] Williams, J. P., Cieza, L. A. 2011. Protoplanetary Disks and Their Evolution. Annual Review of Astronomy and Astrophysics 49, 67–117. doi :10.1146/annurev-astro-081710-102548

[Wooden(2002)] Wooden, D. H. 2002. Comet Grains : Their IR Emission and Their Relation to ISm Grains. Earth Moon and Planets 89, 247–287. doi :10.1023/A :1021515023679

[Wooden(2008)] Wooden, D. H. 2008. Cometary Refractory Grains : Interstellar and Nebular Sources. Space Science Reviews 138, 75–108. doi :10.1007/s11214-008-9424-2

[Yang et al.(2009)] Yang, B., Jewitt, D., Bus, S. J. 2009. Comet 17P/Holmes in Outburst : The Near Infrared Spectrum. The Astronomical Journal 137, 4538–4546. doi :10.1088/0004-6256/137/5/4538

[Yang and Ishiguro(2015)] Yang, H., Ishiguro, M. 2015. Origin of Interplanetary Dust through Optical Properties of Zodiacal Light. The Astrophysical Journal 813. doi :10.1088/0004-637X/813/2/87

[Yesiltas and Kebukawa(2016)] Yesiltas, M., Kebukawa, Y. 2016. Associations of organic matter with minerals in Tagish Lake meteorite via high spatial resolution synchrotron-based FTIR microspectroscopy. Meteoritics and Planetary Science 51, 584–595. doi :10.1111/maps.12609

[Zolensky(1987)] Zolensky, M. E. 1987. Refractory Interplanetary Dust Particles. Science 237, 1466–1468. doi :10.1126/science.237.4821.1466

[Zolensky and Barrett(1994)] Zolensky, M. E., Barrett, R. A. 1994. Compositional Variations and Pyroxenes in Chondritic Interplanetary Dust Particles. Meteoritics 29, 616. doi :10.1111/j.1945-5100.1994.tb00774.x

[Zolensky and Thomas(1995)] Zolensky, M. E., Thomas, K. L. 1995. Iron and iron-nickel sulfides in chondritic interplanetary dust particles. Geochimica et Cosmochimica Acta 59, 4707–4712. doi :10.1016/0016-7037(95)00329-0

[Zolensky et al.(2002)] Zolensky, M. E. and 6 colleagues 2002. Mineralogy of Tagish Lake : An ungrouped type 2 carbonaceous chondrite. Meteoritics and Planetary Science 37, 737–761. doi :10.1111/j.1945-5100.2002.tb00852.x

[Zuber et al.(2011)] Zuber, M. T. and 6 colleagues 2011. Origin, Internal Structure and Evolution of 4 Vesta. Space Science Reviews 163, 77–93. doi :10.1007/s11214-011-9806-8

université PARIS-SACLAY | ÉCOLE DOCTORALE Astronomie et Astrophysique d'Île-de-France (AAIF)

Titre : Caractérisation multi-longueurs d'onde d'IDPs et comparaison avec les corps primitifs du Système solaire

Mots clés : poussières cosmiques, petits corps, expériences en laboratoire, spectroscopie

Résumé : L'étude de la formation et de l'évolution de notre Système solaire se fait selon plusieurs approches : i/ l'analyse de matière extraterrestre primitive retrouvée sur Terre en laboratoire, telles que les IDPs (Interplanetary Dust Particles), les météorites et les micrométéorites provenant en grande majorité des surfaces primitives du Système solaire (astéroïdes, comètes). ii/ l'observation des objets du Système solaire (planètes, astéroïdes, comètes) et d'autres systèmes planétaires en formation. iii/ les missions spatiales qui effectuent sur ces corps des analyses in-situ (Rosetta, Hayabusa2, OSIRIS-REx) et des retours d'échantillons (Stardust, Hayabusa 1&2, OSIRIS-REx). Les analyses de laboratoire sur des matériaux extraterrestres récupérés sur Terre permettent d'obtenir des informations très précises sur la chimie et les assemblages de la matière extraterrestre à différentes échelles. Cependant, pour replacer ces analyses dans un contexte astrophysique il est nécessaire d'identifier le corps parent de l'objet analysé (astéroïde ou comète). Ce lien n'est pas toujours évident à établir et peut se faire suivant différents critères, dont certains spectroscopiques (pentes, albédo, bandes d'absorptions) notamment dans la gamme du Vis-NIR ($0,4 - 2,5\,\mu m$) souvent utilisée pour l'observation de ces corps. Les météorites constituent les objets les plus communément étudiés en laboratoire mais ne permettent pas aujourd'hui de représenter la diversité des petits corps du Système solaire. Les IDPs représentent une grande quantité de la matière extraterrestre accrétée chaque année par la Terre et sont étudiés en laboratoire depuis 1981. Mais peu d'études ont tenté jusqu'à présent de faire le lien entre les IDPs et les surfaces primitives du Système solaire avec des mesures de réflectances Vis-NIR. Dans ce contexte, nous avons analysé 15 IDPs fournis par la NASA. Après avoir développé un dispositif de mesure de réflectance Vis-NIR ($0,45-1,0\,\mu m$) en salle blanche, un protocole de mesure a été mis en place pour obtenir le spectre de réflectance d'un grain isolé de taille micrométrique et un spectre Vis-NIR de chaque IDP a été obtenu. Ces mêmes IDPs ont été ensuite analysés en IR au synchrotron SOLEIL et en Raman permettant une analyse multi-longueur d'onde de ces échantillons. Les analyses IR et Raman permettent d'obtenir des informations précises sur la chimie (minéraux et organiques) des IDPs et de la matière extraterrestre en général. Tandis que la gamme du Visible permet une comparaison avec les spectres observationnels des surfaces primitives du Système solaire. Pour la première fois nous avons fait le lien entre un IDP hydraté et les astéroïdes de types Ch/Cgh. Les données IR pourront être également utilisées pour l'interprétation des données d'observation qui seront fournies par le futur télescope JWST (instrument MIRI) qui sera lancé en novembre 2021 et qui sondera la poussière dans les disques protoplanétaires et dans le milieu interstellaire et qui apportera de nouvelles observations des petits corps du Système solaire.

université PARIS-SACLAY

ÉCOLE DOCTORALE
Astronomie
et Astrophysique
d'Île-de-France (AAIF)

Title : Multiwavelength characterization of IDPs and comparison to the primitive bodies of the Solar System

Keywords : cosmic dust, small bodies, laboratory experiments, spectroscopy

Abstract : The formation and evolution of our Solar System is studied according to several approaches : i/ the analysis of primitive extraterrestrial matter found on Earth in the laboratory, such as IDPs (Interplanetary Dust Particles), meteorites and micrometeorites coming mostly from primitive surfaces of the Solar System (asteroids, comets). ii/ the observation of objects in the Solar System (planets, asteroids, comets) and other planetary systems in formation. iii/ space missions which carry out in-situ analyzes on these small bodies (Rosetta, Hayabusa2, OSIRIS-REx) and sample returns (Stardust, Hayabusa 1 & 2, OSIRIS-REx). Laboratory analyzes of extraterrestrial materials retrieved on Earth provide very precise information on the chemistry and assemblages of extraterrestrial matter at different scales. However, to place these analyzes in an astrophysical context it is necessary to identify the parent body of the analyzed object (asteroid or comet). This link is not always easy to establish and can be made according to different criteria, including spectroscopic ones (slopes, albedo, absorption bands) especially in the Vis-NIR range ($0.4 - 2.5\,\mu m$) often used for the observation of these bodies. Meteorites are the most commonly studied objects in the laboratory, but today they cannot represent the diversity of small bodies in the Solar System. IDPs represent a large amount of extraterrestrial matter accreted each year by Earth, they are studied in the laboratory since 1981. But few studies have so far attempted to link IDPs to the primitive surfaces of the Solar System with Vis-NIR reflectance measurements. In this context, we analyzed 15 IDPs provided by NASA. After setting up a Vis-NIR reflectance measurement device ($0.45 - 1.0\,\mu m$) in a clean room, a measurement protocol was established to acquire the reflectance spectrum of an isolated micrometric grain, we thus obtained a Vis-NIR spectrum for each IDP, these same IDPs were then analyzed by IR microscopy at the SOLEIL synchrotron and by Raman allowing a multi-wavelength analysis of these samples. IR and Raman analyzes provide precise information on the chemistry (mineral and organic) of IDPs and extraterrestrial material in general, while the Visible range allows a comparison with the observational spectra of the primitive surfaces of the Solar System. For the first time we established a link between a hydrated IDP and Ch/Cgh type asteroids. The obtained IR data in this work, could also be used for the interpretation of the observational data which will be provided by the future JWST telescope (MIRI instrument) which will be launched in November 2021 and which will probe the dust in the protoplanetary disks and in the interstellar medium and which will bring new observations of small bodies in the Solar System.

Maison du doctorat de l'université Paris-Saclay
2ème étage aile ouest, Ecole normale supérieure Paris-Saclay
4 avenue des Sciences,
91190 Gif sur Yvette, France