



HAL
open science

Etude des corps glacés du système solaire à travers deux cibles majeures de l'exploration spatiale : la comète 67P/C-G et le satellite Europe

Nicolas Ligier

► To cite this version:

Nicolas Ligier. Etude des corps glacés du système solaire à travers deux cibles majeures de l'exploration spatiale : la comète 67P/C-G et le satellite Europe. Planétologie et astrophysique de la terre [astro-ph.EP]. Université Paris Saclay (COMUE), 2016. Français. NNT : 2016SACLS482 . tel-01599265v2

HAL Id: tel-01599265

<https://theses.hal.science/tel-01599265v2>

Submitted on 19 Oct 2017

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.

NNT : 2016SACLS482

THESE DE DOCTORAT
DE
L'UNIVERSITE PARIS-SACLAY
PREPAREE A
L'UNIVERSITE PARIS SUD
(INSTITUT D'ASTROPHYSIQUE SPATIALE)

ECOLE DOCTORALE N°127
Astronomie et Astrophysique d'Île de France

Spécialité de doctorat : Astronomie et Astrophysique

**Etude des corps glacés du système solaire à travers
deux cibles majeures de l'exploration spatiale:
la comète 67P/C-G et le satellite Europe**

Par

Mr Nicolas Ligier

Thèse présentée et soutenue à Orsay, le 5 décembre 2016 :

Composition du Jury :

Abergel Alain	Professeur, Université Paris-Saclay, IAS	Président du Jury
Grasset Olivier	Professeur, Université de Nantes, LPG	Rapporteur
Mosis Olivier	Professeur, Université Aix-Marseille, LAM	Rapporteur
Cottin Hervé	Professeur, Université Paris-Est Créteil, LISA	Examineur
Douté Sylvain	Directeur de Recherche, Université Grenoble Alpes, IPAG	Examineur
Poulet Francois	Astronome, Université Paris-Saclay, IAS	Directeur de thèse
Langevin Yves	Directeur de Recherche, Université Paris-Saclay, IAS	Co-directeur de thèse
Carter John	Astronome Adjoint, Université Paris-Saclay, IAS	Invité

REMERCIEMENTS

Définir une thèse comme étant seulement une entreprise complexe, semée d'obstacles, ponctuellement solitaire et déstabilisante, est très réducteur. En effet, en ce qui me concerne, ces trois années passées au sein de l'équipe Planétologie de l'IAS furent extrêmement enrichissantes, tant du point de vue humain que du point de vue scientifique. Je tiens donc à remercier chaleureusement ces personnes qui ont tout mis en oeuvre pour que cette thèse se déroule aussi bien.

Je voudrais commencer par remercier Alain Abergel, Olivier Grasset, Olivier Mouis, Hervé Cottin et Sylvain Douté d'avoir accepté de faire partie du jury de thèse. Je considère que le temps que vous avez passé à évaluer mes travaux est un cadeau de votre part, et cela a été un privilège de pouvoir vous rencontrer. Par ailleurs, vos questions et remarques pendant et après ma soutenance m'ont permis de voir les résultats de ma thèse sous un nouvel angle et m'ont fait entrevoir de nouvelles perspectives de recherches.

Ensuite, je tiens à exprimer ma gratitude à mes deux directeurs de thèse, Yves Langevin et François Poulet, pour m'avoir offert l'opportunité d'effectuer cette thèse dans des conditions particulièrement enviables. Merci d'avoir été si disponibles malgré vos emplois du temps incroyablement chargés, et aussi merci de m'avoir donné si souvent l'opportunité de présenter mes travaux lors de conférences internationales (5!) et lors de réunions MAJIS et COSIMA. Vous êtes pour beaucoup dans les retours positifs que j'ai reçu ainsi que dans les collaborations que j'ai pu entamer, et je vous en suis infiniment reconnaissant. Par ailleurs, je tiens à remercier sincèrement John Carter qui a ni plus ni moins joué le rôle de troisième directeur de thèse. Ta patience et ta pédagogie m'ont permis de mieux comprendre une bonne partie des données sur lesquelles j'ai travaillé, mais aussi de me rendre compte de toute la procédure (intellectuelle, technique...) qu'il est nécessaire de faire pour pouvoir en acquérir. Je suis convaincu que ma demande de temps d'observation au VLT n'aurait pas été acceptée sans tes précieux conseils, et je tiens à te remercier encore une fois pour le rôle immense que tu as eu dans la validation de ce qui est, et restera, mon premier projet scientifique.

Outre mes activités de recherche, j'ai été amené à dispenser des cours au sein du département des Sciences de la Terre et du laboratoire GEOPS. A mes débuts je redoutais un peu de passer du côté (obscur) enseignant, mais cela s'est toujours parfaitement déroulé, aussi bien avec les étudiants qu'avec l'ensemble des membres de l'équipe enseignante. Je tiens à remercier tout particulièrement Jennifer Fernando et Guillaume Charbonnier pour leurs précieux conseils durant ma première année, mais aussi Laure Dupeyrat, Julien Gargani et Frédéric Schmidt pour la confiance qu'ils m'ont immédiatement accordée.

Cette thèse s'est déroulée dans un laboratoire dynamique où règne une excellente ambiance. Je veux remercier l'ensemble des personnes (administratifs, ingénieurs, chercheurs) que j'y ai rencontré pour leur accueil et leur gentillesse. Je tiens à remercier chaleureusement les « stationnaires » Lionel Meslier et Vincent Hamm avec qui j'ai toujours passer de très bons moments autour d'une assiette de frites du CESFO. Je remercie aussi Donia Baklouti et Rosario Brunetto de l'équipe Astrochimie et Origines avec qui j'ai eu la chance de collaborer et qui m'ont éclairé sur des notions que je n'aurais jamais aussi bien comprises sans leur expertise. Enfin, je tiens à remercier sincèrement les trois autres membres permanents qui composent l'équipe Planétologie : Brigitte Gondet, je ne te remercierai jamais assez de m'avoir envoyé ce rapide e-mail qui m'a permis de trouver un post-doctorat, Jean-Pierre Bibring, tu as toujours été bienveillant et tu es un exemple de réussite scientifique, et Cédric Pilorget, pour ces bons moments autour d'un verre (de Coca!) et pour le partage de ton expertise sur divers sujets et autres questions que je me suis posé. Pour finir, je tiens à remercier tous les thésards et post-docs de l'IAS, ces gens avec qui j'ai partagé des croissants le mercredi matin ainsi que des fous rires lors de soirées Wii+Pizza. Parmi eux, je veux remercier plus spécialement mes 4 « co-bureaux » avec qui j'ai passé tant de bons moments : les deux ancêtres Julian et Joachim qui m'ont transmis le flambeau, et les deux petits jeunes Lucie et Pierre qui sont à leur tour les gardiens du temple (le bureau 316). Une dédicace toute particulière à Joachim qui a joué (consciemment) le rôle de bible IDL durant ma première année, mais surtout à Lucie dont les « ça va bien se passer », la bonne humeur et les goûts musicaux absolument atroces (!!!) m'ont permis de mieux vivre et de relativiser les petits coups de moins bien durant mes deux dernières années, et notamment au moment de la rédaction de ce manuscrit.

Pour conclure, bien évidemment, je dédie cette thèse à mes parents, mon frère, et ma famille en général. Les dernières années ne nous ont pas souvent fait de cadeaux mais la dignité, la force, le soutien et l'amour que vous m'avez transmis m'ont permis d'accomplir ce qui était, et est toujours, le rêve d'un enfant de 5 ans. Je vous le dois, et j'espère vous avoir rendu un peu de l'immense fierté que j'ai d'appartenir à cette famille.

Enfin, Marie, ma moitié, merci de me donner ce soutien, cette douceur et cet amour dont j'ai tant besoin. Ce sont des cadeaux qui embellissent chacun des jours de ma vie et je t'en suis amoureuxment reconnaissant.

Table des matières

I	Introduction générale	13
1	Europe et les autres satellites galiléens	14
1.1	Le système jovien	14
1.1.1	Généralités sur Jupiter ⁴	14
1.1.2	La structure interne de Jupiter	14
1.1.3	La magnétosphère jovienne	15
1.1.4	Satellites et anneaux	16
1.2	Les satellites galiléens	19
1.2.1	Surfaces	19
1.2.2	Composition atmosphérique	22
1.2.3	Formation, composition globale et structure interne	23
1.3	Le sujet d'étude : Europe	26
1.3.1	Se repérer sur Europe	27
1.3.2	Unités géomorphologiques	27
1.3.3	Caractéristiques chimiques de surface	32
1.3.4	Processus d'évolution de la surface	36
1.4	La spectroscopie de réflectance dans le proche infrarouge	38
1.4.1	La spectroscopie de réflectance de surface	38
1.4.2	Les absorptions dans le proche infrarouge et leurs origines	39
1.5	Problématiques et objectifs de l'étude d'Europe	41
2	Les grains cométaires	44
2.1	Les comètes	44
2.1.1	Les comètes dans l'Histoire	44
2.1.2	La structure cométaire	45
2.1.3	Les différentes classes de comètes et leurs réservoirs	46
2.1.4	L'histoire des comètes dans le système solaire	49
2.2	Les grains cométaires avant Rosetta	53
2.2.1	Composition chimique	53
2.2.2	Propriétés physiques	55
2.3	Problématiques et objectifs de l'étude des grains cométaires	58
II	Europe : acquisition et réduction des données	60
3	L'acquisition des données	61
3.1	L'instrument SINFONI du VLT	61
3.1.1	Un spectrographe de champ intégral	61
3.1.2	Une optique adaptative	62
3.2	La campagne d'observations	64
3.2.1	La méthodologie observationnelle	65
3.2.2	Les observations	66

4	La réduction des données	71
4.1	Le <i>pipeline</i> ESO/SINFONI avec GASGANO	71
4.1.1	Correction des principales valeurs aberrantes	72
4.1.2	Etalonnage de l'instrument	72
4.1.3	Construction des cubes 3D (x,y, λ)	74
4.2	Des données brutes à la carte globale en réflectance	76
4.2.1	Division par le spectre solaire	76
4.2.2	Construction de la mosaïque	78
4.2.3	Quantification de la dérive instrumentale	80
4.2.4	Les corrections photométriques	81
4.2.5	La cartographie	84
III	Europe : analyse, résultats et interprétations	90
5	Premières analyses	91
5.1	Les cartes d'albédo	91
5.2	Les signatures spectrales	93
5.3	Spectres caractéristiques des différentes structures géomorphologiques	94
5.3.1	Les <i>Regiones</i> de type chaos	95
5.3.2	Les <i>Regiones</i> de type plaines	95
5.3.3	Le cratère <i>Pwyll</i>	96
5.4	Première cartographie et température de la glace d'eau	96
5.4.1	Profondeur de bande et distribution spatiale associée	96
5.4.2	La bande à 1,65 μm comme proxy de la température à la surface	99
6	Modélisation spectrale et carte de composition	102
6.1	La modélisation linéaire	102
6.2	Présentation de la librairie spectrale cryogénique	103
6.2.1	Les glaces d'eau	103
6.2.2	L'acide sulfurique octahydraté	104
6.2.3	Les sels hydratés	105
6.3	Sélection des composés pour la modélisation spectrale à l'échelle globale	108
6.4	Les cartes de composition	112
6.4.1	Carte du RMS	112
6.4.2	Erreur sur les abondances	113
6.4.3	Carte de l'acide sulfurique hydraté	115
6.4.4	Cartes des glaces d'eau	116
6.4.5	Les sels chlorés de magnésium	118
7	Nature des processus à l'origine des espèces	122
7.1	L'origine et le cycle de l'acide sulfurique octahydraté	122
7.2	La glace d'eau : des caractéristiques loin d'être anodines	123
7.2.1	La distribution selon la taille des grains	123
7.2.2	Une cristallinité prédominante importante	129

7.3	Les sels chlorés de magnésium	130
7.3.1	Remarque générale	130
7.3.2	L'origine du chlore et du magnésium	131
7.3.3	La formation des sels chlorés de magnésium	131
IV	Les grains cométaires par COSIMA	135
8	Le contexte de l'étude	136
8.1	La mission Rosetta	136
8.1.1	Génèse et développement de la mission	136
8.1.2	La comète 67P/Churyumov-Gerasimenko	137
8.1.3	Objectifs scientifiques	139
8.2	L'instrument COSIMA	140
8.2.1	Description générale de l'instrument	140
8.2.2	Principe et performance de l'analyse chimique	141
8.2.3	Principe de l'analyse physique	142
9	Méthodologie	144
9.1	Présentation des jeux de cibles étudiés	144
9.2	Détection automatisée des grains	151
9.2.1	Corrections photométriques	151
9.2.2	Superposition des cibles	152
9.2.3	Détection des grains	152
9.2.4	Artefacts résiduels et méthodes de minimisation	157
9.2.5	« Définition » d'un grain et conséquences	159
10	Résultats et interprétations	160
10.1	Cartes de détections et premiers résultats	160
10.2	Loi en puissance de la distribution en taille	167
10.2.1	Résultat global	168
10.2.2	Une évolution de la pente de la loi en puissance au cours de l'orbite ?	169
10.3	Caractérisation morphologique des particules	172
10.3.1	Les particules compactes	172
10.3.2	Les agrégats	173
10.3.3	Albédo des grains	177
10.4	Différences et similitudes entre les classes de particules	178
10.4.1	La morphologie des particules au cours de l'orbite	178
10.4.2	Evolution de la morphologie des particules après collectes	179
10.4.3	Un lien avec les poussières interplanétaires ?	180

Contexte d'étude et mode d'emploi de la thèse

L'évolution physico-chimique des corps glacés du système solaire est un sujet majeur de l'astronomie qui va de l'étude de la matière primitive dans le système solaire jusqu'à l'étude de l'évolution des surfaces, témoins majeurs des processus exogènes et endogènes affectant tout corps du système solaire. Depuis plus de vingt ans, l'Institut d'Astrophysique Spatiale est fortement impliqué dans ce domaine de recherche. En effet, avec la responsabilité de l'instrument CIVA et des contributions importantes sur les instruments COSIMA et VIRTIS, l'équipe a été un acteur majeur de la récente mission Rosetta/Philae qui a observé la comète 67P/Churyumov-Gerasimenko (67P/C-G). Par ailleurs, l'équipe est fortement impliquée depuis plusieurs années dans le développement du spectromètre imageur proche-infrarouge MAJIS de l'ambitieuse future mission JUICE de l'ESA à destination de Jupiter et ses satellites comme Europe. Cette thèse est donc intervenue dans un contexte particulièrement dynamique au sein de l'équipe, avec d'un côté l'analyse des données de la mission Rosetta et de l'autre la préparation de l'instrument MAJIS. Le déroulement de cette thèse a donc été constitué en deux phases majeures. En attendant l'arrivée des premières données Rosetta, la première phase a été consacrée à la réduction et à l'analyse de données acquises par l'instrument SINFONI, un spectromètre imageur infrarouge basée sur l'un des télescopes du Very Large Telescope (VLT) au Chili, dans le but de mieux appréhender la nature chimique de la surface de ce satellite galiléen mais aussi d'aider à préparer le budget radiométrique du futur instrument MAJIS. La seconde phase a été dédiée à l'analyse, la modélisation et l'interprétation des données réduites de SINFONI et, parallèlement, à l'étude des caractéristiques physiques des particules cométaires émises par l'activité du noyau de 67P/C-G à l'aide de l'imagerie de l'instrument COSIMA.

Le manuscrit de thèse s'articule autour de quatre parties. La **première partie** contient deux chapitres qui introduisent tour à tour les deux catégories de corps étudiés dans cette thèse. Le **chapitre 1** commence par présenter le système jovien dans son ensemble, avant de s'attarder un peu plus sur les quatre satellites galiléens, et tout particulièrement Europe. Ensuite, les caractéristiques géomorphologiques et chimiques de ce satellite, ainsi que les différents processus physiques dont ces caractéristiques sont issues, sont rappelées. Ce chapitre se conclut par la présentation (1) de la méthode choisie pour étudier Europe et (2) des différentes problématiques et objectifs associés à cette étude. Le **chapitre 2** présente les comètes de manière globale, en passant par leur structure, les différentes familles existantes et leur formation. Il est ensuite question des propriétés physiques et chimiques des grains cométaires avant de conclure sur les différentes problématiques et objectifs de l'étude de la physique des grains cométaires émis par la comète 67P/C-G.

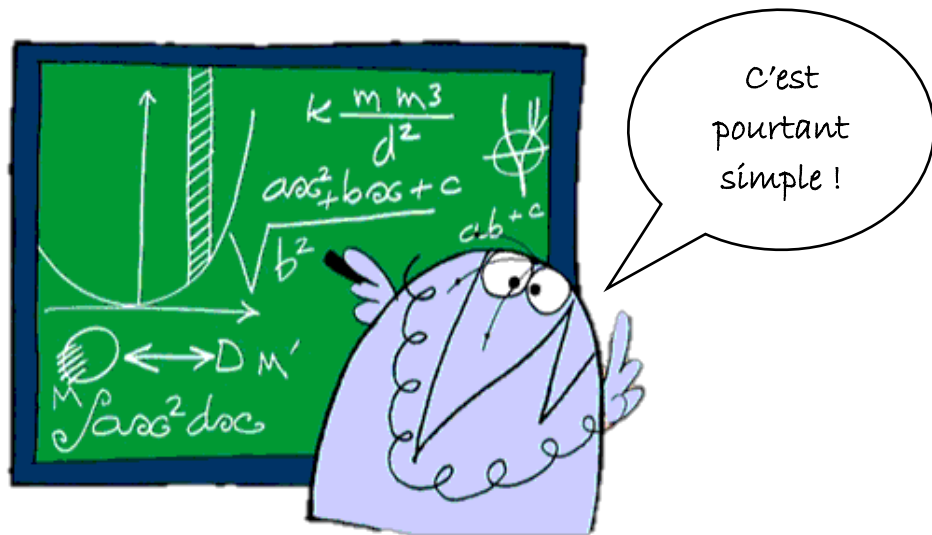
La **seconde partie** contient elle aussi deux chapitres, axé sur les données concernant Europe. Le **chapitre 3** est dédié à la présentation du spectromètre imageur proche-infrarouge SINFONI du VLT et des données acquises lors de la campagne d'observations entre octobre 2011 et janvier 2012. Le **chapitre 4** est une revue détaillée de la chaîne de réduction complexe mise en place dans le but de rendre les données exploitables scientifiquement. Cette réduction des données se fait en deux parties : la première consiste en l'étalonnage des données tandis que la seconde a pour but de passer d'un flux lumineux à un cube hyperspectral global en réflectance de la surface d'Europe.

La **troisième partie** est constituée de trois chapitres consacrés respectivement à l'analyse, la modélisation et l'interprétation des spectres en réflectance d'Europe. Les objectifs de l'analyse spectrale du **chapitre 5** sont de permettre une détermination qualitative, au premier ordre, de la nature des espèces chimiques présentes à la surface d'Europe. Des cartes de réflectance, des cartes de critères et des rapports spectraux y sont montrés, ainsi qu'une étude sur la nature et la température de la glace en surface. Ces analyses servent de point de départ au **chapitre 6** qui correspond à une analyse plus poussée, basée sur la modélisation spectrale. Après avoir présenté la modélisation linéaire des spectres et la librairie spectrale cryogénique utilisée pour le faire, une description du processus de sélection des composés pour la modélisation spectrale à l'échelle globale est effectuée. Les cartes de composition obtenues pour chacun des composés autre que l'eau sont montrées, et la relation entre la distribution de ces espèces et les grandes unités géomorphologiques est étudiée. Le **chapitre 7** est dédié à l'interprétation de ces cartes d'abondances en termes de processus à l'origine de leurs distributions et des espèces chimiques associées. La balance entre les processus exogènes et endogènes y est notamment débattue.

La **quatrième et dernière partie** concerne l'étude des grains cométaires dans le contexte de la mission Rosetta, mission spatiale lancée en mars 2004 et qui est arrivée à destination de la comète 67P/C-G plus de dix ans plus tard, en août 2014. Dans un premier temps, le **chapitre 8** replace cette mission dans son contexte. La comète et les objectifs scientifiques généraux y sont présentés, ainsi que l'instrument COSIMA, un spectromètre de masse d'ions secondaires à temps de vol permettant la collecte, l'imagerie et l'analyse chimique élémentaire des particules émises par le noyau cométaire durant sa période d'activité. Le **chapitre 9** débute par la présentation des six jeux de cibles qui ont été exposés l'un après l'autre, sur plus de vingt mois, à l'environnement proche du noyau cométaire. Il se poursuit par l'explication de la méthode mise en place pour la détection automatisée des particules et la détermination de la surface qu'elles recouvrent. Enfin, pour terminer, le **chapitre 10** correspond à la présentation des résultats obtenus et à leurs interprétations. Une loi en puissance de la distribution en taille des particules et leur typologie y sont discutées. Ces résultats apportent des contraintes pour les modèles de formation et d'activité cométaires.

Partie I

Introduction générale



1 Europe et les autres satellites galiléens

1.1 Le système jovien

1.1.1 Généralités sur Jupiter ♃

Jupiter (figure 1a) est la planète la plus grande et la plus massive du système solaire, avec un rayon équatorial (R_{eq}) de 71492 km (soit 11.2 fois le rayon terrestre) et une masse de $1.898 \times 10^{27} \text{ kg}$ (soit 317.8 fois la masse terrestre). Elle a été nommée en référence au dieu romain du même nom, dieu du ciel et roi des dieux dans la mythologie de la Rome Antique. Avec une période orbitale de 4335 jours (soit 11.87 années terrestres) pour un demi-grand axe de $7.784 \times 10^8 \text{ km}$ (soit 5.20 U.A.), Jupiter est la cinquième planète du système solaire, et la première planète géante. Sa période de rotation en 9.92 heures, la plus rapide du système solaire, explique son aplatissement équatorial très important avec un rayon polaire de 66854 km (soit environ 6.5 % inférieur à R_{eq}). Le système jovien a fait l'objet de nombreuses missions partiellement ou totalement dédiées à son étude :

- les sondes Pioneer 10 et 11 (survol), respectivement en 1973 et 1974
- les sondes Voyager 1 et 2 (survol), respectivement en 1978 et 1979
- la sonde Ulysses, qui survola deux fois Jupiter afin d'en étudier la magnétosphère, respectivement en 1992 et 2004
- la sonde Galileo, première sonde à se mettre en orbite autour de la planète, entre décembre 1995 et septembre 2003
- la sonde Cassini-Huygens (survol) à destination de la planète Saturne et de sa lune Titan (mission toujours en cours), en décembre 2000
- la sonde New-Horizons (survol) à destination de la planète naine Pluton et autres petits corps au-delà de son orbite (mission toujours en cours), en février 2007
- et récemment, la sonde Juno, qui s'est insérée en orbite autour de Jupiter le 5 Juillet dernier dans le but d'acquérir des données sur (1) la structure interne, (2) l'atmosphère et (3) la magnétosphère de la planète jusqu'en novembre 2017.

Ses nombreuses missions passées et actuelles ont recueilli une grande quantité de données qui, associées aux campagnes d'observations menées depuis le sol, ont permis de faire diverses découvertes et de mieux comprendre Jupiter, son environnement, et ses satellites.

1.1.2 La structure interne de Jupiter

Jupiter est une planète gazeuse, composée entre 87 % et 97 % d'hydrogène (sous forme atomique ou de dihydrogène) et d'hélium (GUILLOT et al. 2004). Bien que n'ayant jamais pu directement étudier la structure interne de Jupiter (figure 1b), les modèles récents s'accordent globalement pour dire que celle-ci est divisée en quatre couches différentes (HUBBARD et al. 2016, MILITZER et al. 2016). La couche la plus externe est une enveloppe gazeuse appauvrie en hélium (He) par rapport au rapport moyen $\frac{[\text{He}]}{[\text{H}_2]+[\text{He}]}$ de Jupiter. La partie supérieure de cette couche constitue l'atmosphère de la planète avec sa fameuse tache rouge et ses ceintures nuageuses (composées en partie d'ammoniac et d'eau) qui seraient soumises à des vents violents pouvant atteindre une vitesse de $160 - 170 \text{ m.s}^{-1}$ (SHOWMAN et al. 2000). La deuxième couche correspond à une zone de transition où des précipitations d'hélium liquide se produiraient. Pour certains auteurs, la phase gazeuse de cette couche étant toujours appauvrie en He, elle ne correspondrait qu'à la partie inférieure de la couche précédente

(INGERSOLL et al. 2004). La troisième couche, la plus épaisse des quatre, est constituée d'un manteau d'hydrogène métallique enrichie en hélium. Enfin, à l'instar des planètes telluriques, les modèles prédisent l'existence d'un noyau solide, très dense, de composition mal connue et dont la masse se situerait autour d'une quinzaine de masses terrestres (MILITZER et al. 2008, HUBBARD et al. 2016).

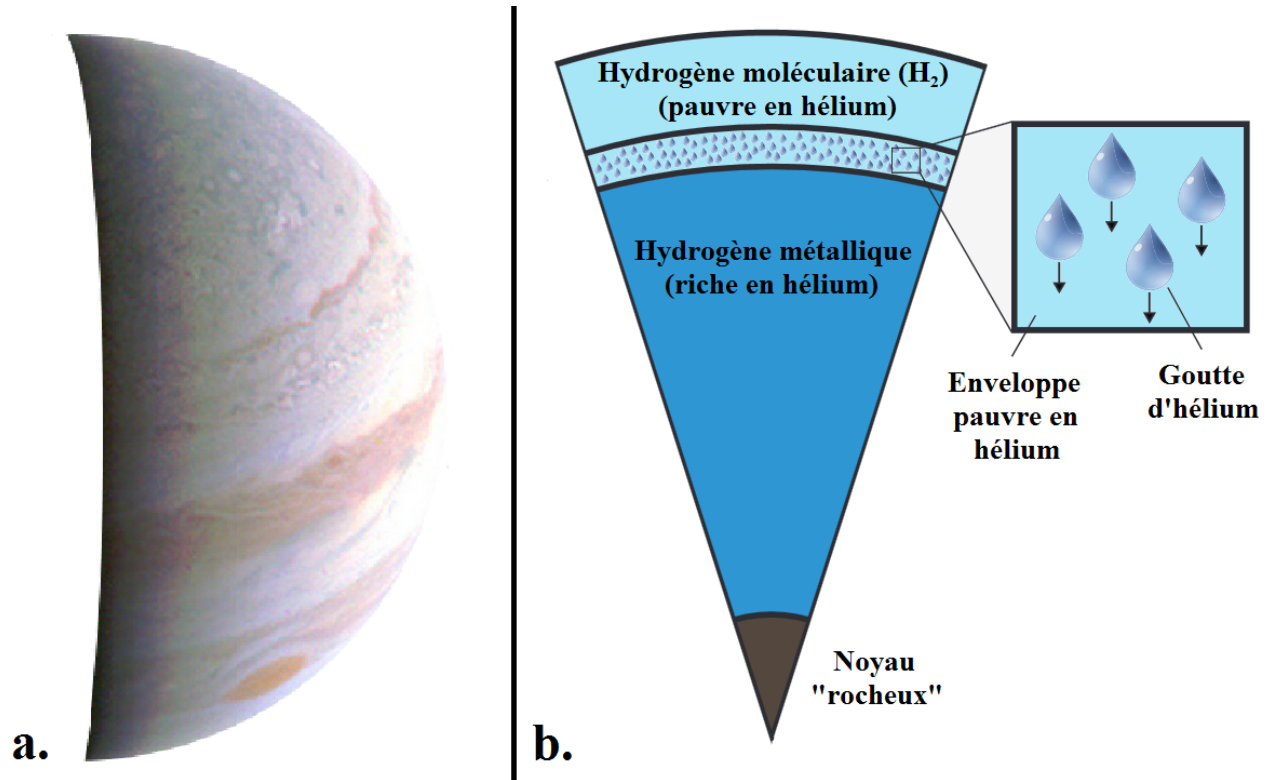


FIGURE 1 – (a) Mosaïque d'images de Jupiter acquise par la caméra couleur JunoCam de la sonde Juno peu de temps avant son premier survol rapproché de la géante gazeuse. Outre le pôle Nord de la géante gazeuse, cette image permet de voir la grande tache rouge (dont les dimensions sont supérieures aux dimensions de la Terre) ainsi que les ceintures nuageuses inhomogènes présentant des structures complexes. (b) Schéma de la structure interne de Jupiter, d'après HUBBARD et al. (2016).

1.1.3 La magnétosphère jovienne

La présence de la couche épaisse d'hydrogène métallique évoquée précédemment est à l'origine du champ magnétique et donc de la magnétosphère de la planète, la plus grande cavité du système solaire déviant l'écoulement du vent solaire en s'étendant quasiment jusqu'à l'orbite de Saturne. La magnétosphère de Jupiter diffère de la plupart des autres magnétosphères du système solaire dans la mesure où elle tire une partie du plasma qui y circule de son satellite Io, lune galiléenne dont l'atmosphère, générée par un volcanisme très intense (voir section 1.2), alimente la magnétosphère de Jupiter d'environ 1000 kg.s^{-1} sous formes d'espèces neutres comme SO_2 , SO , S , O et Na , ou ionisées comme S^+ , S^{2+} , S^{3+} , O^+ , O^{2+} et Na^+ (KUPO et al. 1976, BAGENAL et al. 1981, WILSON et al. 2002, THOMAS et al. 2004). Les espèces neutres forment alors un nuage qui suit Io dans sa révolution autour de Jupiter, tandis que les ions émis dans la magnétosphère vont alors être piégés dans le plan équatorial du champ magnétique à une distance comprise entre 5 et 10 fois le R_{J} (THOMAS

et al. 2004, SAUR et al. 2004, KHURANA et al. 2004), formant ainsi une structure toroïdale en co-rotation avec la rotation de Jupiter et de son champ magnétique communément appelé le tore de plasma d’Io (figure 2). La vitesse de rotation du champ magnétique étant bien supérieure à la vitesse orbitale d’Io (74 km.s^{-1} contre 17 km.s^{-1}), les ions nouvellement créés sont rapidement accélérés. L’énergie nécessaire à cette accélération est fournie par la rotation de Jupiter à travers la mise en place d’un courant électrique, appelé courant de Birkeland, se refermant au niveau de l’ionosphère de Jupiter (BAGENAL 1989) et pouvant engendrer la formation d’aurores boréales aux pôles de la planète géante (CONNERNEY et al. 1993, CLARKE et al. 1996).

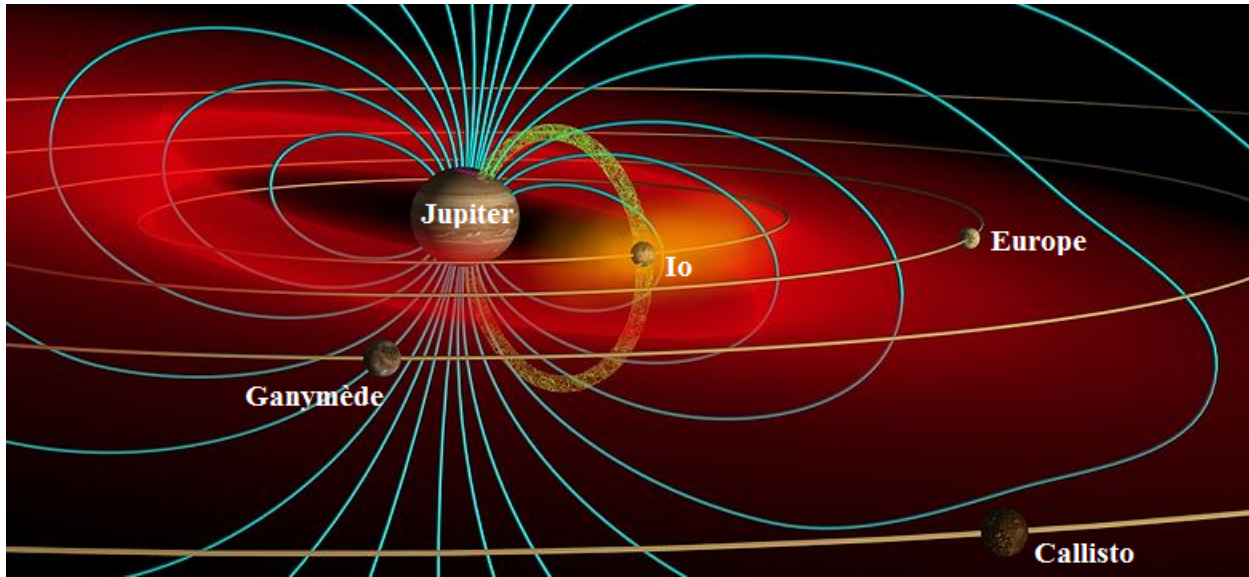


FIGURE 2 – Schéma de la magnétosphère jovienne où sont représentés ses quatre principaux satellites et leurs orbites (courbes oranges), ses lignes de champ magnétique (courbes bleues), le tore de plasma et le nuage d’éléments neutre d’Io (diffus, respectivement en rouge et jaune), et le courant de Birkeland reliant Io aux pôles de Jupiter (anneau vert). On remarque que le plan équatorial de la magnétosphère de Jupiter est légèrement incliné (9.6°) par rapport au plan équatorial de rotation de la planète.

1.1.4 Satellites et anneaux

Au sein de la magnétosphère de Jupiter se trouvent des entités solides en orbite autour de la planète géante. On peut classer ses entités selon trois catégories : les satellites galiléens, les satellites non-galiléens et les anneaux.

Les satellites galiléens

Le 7 janvier 1610, à Padoue, Galileo Galilei (1564–1642 ap. J.-C.) va faire la première observation d’un groupe de satellites qui plus tard porteront son nom, mais il ne le sait pas encore. Ce soir là, il est intrigué par trois « étoiles fixes » alignées par rapport à Jupiter, deux à l’est et une à l’Ouest. Le lendemain, il constata avec stupéfaction que ces « étoiles » sont en mouvement : elles sont toujours alignées mais se trouvent maintenant toutes les trois à l’ouest de Jupiter, alors que la planète se déplace d’est en ouest. Les observations suivantes lui font conclure que ces « étoiles » sont en fait des objets tournant autour de Jupiter, ce qui va à l’encontre du modèle géocentrique. Galilée les avaient nommés Principharus,

Victripharus, Cosmipharus, et Ferdinandipharus en l’honneur des princes Médicis. Kepler, en 1611, appellera ces objets « satellites » ; on les nomme satellites galiléens. Dans le même temps, le 8 Janvier 1610 à Nuremberg, Simon Marius (1573–1624 ap. J.-C.) fait la même observation que Galilée. Si la paternité de la découverte des satellites en revient à Galilée, les appellations Io, Europe, Ganymède et Callisto données par Simon Marius ont prévalu.

La taille importante des satellites galiléens leur a permis d’atteindre l’équilibre hydrostatique, leur conférant une forme quasi-sphérique. Il est intéressant d’observer que la masse volumique des satellites décroît avec l’augmentation de l’éloignement à Jupiter. Aussi, à l’instar de la Lune, leurs périodes de rotation sont synchrones avec leurs périodes orbitales. Pour des raisons de stabilité orbitale, leurs orbites sont très peu excentriques, très faiblement inclinées, et les périodes sont en résonance 4 :2 :1 pour les trois satellites les plus proches. La table 1 reprend les principales caractéristiques orbitales et physiques de ces lunes. Par ailleurs, une présentation de leurs surfaces, de leurs atmosphères et de leurs structures internes sera effectuée en section 1.2.

Satellites	Io	Europe	Ganymède	Callisto
Rayon équatorial r	1821.6 km	1560.8 km	2631.2 km	2410.3 km
Masse volumique ρ	3528 kg/m ³	3014 kg/m ³	1942 kg/m ³	1834 kg/m ³
Demi-grand axe a	5.89 R_J	9.38 R_J	14.97 R_J	26.33 R_J
Période orbitale p	1.769 jours	3.551 jours	7.155 jours	16.69 jours
Excentricité e	0.0041	0.0094	0.0013	0.0074
Inclinaison i	0.036°	0.466°	0.177°	0.192°

TABLE 1 – Caractéristiques physiques et orbitales principales des satellites galiléens d’après les éphémérides du JPL (http://ssd.jpl.nasa.gov/?sat_elem#jupiter) et de DALTON et al. (2010a).

Les satellites non-galiléens

A ce jour, l’existence de 63 satellites non-galiléens a été confirmée. Ces satellites, aux formes irrégulières et possédant un rayon moyen inférieur à 100 km, peuvent être classifiés selon deux groupes : les satellites proches et les satellites lointains. Le premier groupe est constitué de 4 satellites (Amalthée, Thébé, Adrastée et Métis) dont les orbites sont intérieures à celle d’Io et subdivisent les anneaux de Jupiter (voir paragraphe suivant). Ces satellites furent découverts en 1979 lors du passage de la sonde Voyager 1 à proximité de la planète géante, à l’exception d’Amalthée, le plus grand des quatre, qui fut découvert le 9 septembre 1892 par l’astronome américain Edward Emerson Barnard (1857–1923 ap. J.-C.). Du fait de leur petite taille et de leur extrême proximité de Jupiter (1.79 R_J pour Métis, le plus proche), il est particulièrement difficile de les observer et d’en déduire leurs caractéristiques physiques. Cependant, leurs paramètres orbitaux ont pu être déterminés et indiquent que, à l’instar des satellites galiléens, ils sont en rotation synchrone et que leurs orbites sont quasi-sphériques avec des inclinaisons orbitales quasi-nulles. Les satellites lointains, qui sont donc au nombre de 59, ont des caractéristiques physiques comparables à celles des satellites proches mais ils diffèrent radicalement de ceux-ci par leurs caractéristiques orbitales. En effet, avec des demi-grands axes $a > 100 R_J$, ils orbitent tous bien au-delà de Callisto, soit sur des orbites progrades comme Thémisto et Himalia, soit sur des orbites rétrogrades ($i > 90^\circ$) comme Pasiphaé. Leurs inclinaisons et excentricités orbitales indiquent que, selon

toute vraisemblance, ces satellites ont été capturés plutôt que formés dans la nébuleuse proto-jovienne. La prédominance des satellites lointains ayant des orbites rétrogrades par rapport à ceux ayant des orbites progrades (52 rétrogrades pour 7 progrades) s’explique par les perturbations gravitationnelles engendrées par les satellites galiléens : ces derniers, progrades, auraient tendance à éjecter plus facilement les satellites lointains aux orbites progrades que ceux aux orbites rétrogrades (ASTAKHOV et al. 2003). La table 2 reprend les principales caractéristiques orbitales et physiques de cinq de ces lunes.

Satellites	Métis	Amalthée	Thémisto	Himalia	Pasiphaé
Rayon équatorial r	21.5 km	83.5 km	4 [†] km	85 [†] km	30 [†] km
Masse volumique ρ	3000 ^{!!} kg/m ³	862 kg/m ³	2600 ^{!!} kg/m ³	2600 ^{!!} kg/m ³	2600 ^{!!} kg/m ³
Demi-grand axe a	1.79 R_{J}	2.54 R_{J}	105.00 R_{J}	160.31 R_{J}	330.44 R_{J}
Période orbitale p	0.295 jours	0.498 jours	130.02 jours	250.56 jours	743.61 jours
Excentricité e	0.0012	0.0032	0.2435	0.1586	0.4062
Inclinaison i	0.019°	0.380°	42.977°	28.612°	151.413°

TABLE 2 – Caractéristiques physiques et orbitales principales de cinq satellites non-galiléens d’après les éphémérides du JPL (http://ssd.jpl.nasa.gov/?sat_elem#jupiter) et des résultats obtenus par THOMAS et al (1998), BURNS et al (1999), PORCO et al. (2003), BURNS et al. (2004) et JEWITT et al. (2004). Le symbole [†] indique que le rayon moyen est supposé à partir de la magnitude visuelle en faisant une hypothèse sur l’albédo. Le symbole ^{!!} indique que la masse volumique est supposée.

Les anneaux

A l’instar des trois autres planètes géantes du système solaire, Jupiter possède un système d’anneaux. Ces anneaux, beaucoup moins étendus et beaucoup plus sombres que les anneaux glacés de Saturne, ont été découverts au moment du survol de Voyager 1, à partir d’un cliché obtenu par la caméra grand angle de l’instrument ISS (Imaging Science System) après un temps d’exposition de 11 minutes (OWEN et al. 1979). Ce système possède trois composantes : le halo, l’anneau principal et l’anneau gossamer. Le halo, la première des trois composantes en partant de la surface de Jupiter, s’étend entre 1.29 R_{J} et 1.71 R_{J} sur une épaisseur atteignant 20000 – 40000 km en son centre (BURNS et al. 2004). Au fur et à mesure que la distance à Jupiter augmente, l’épaisseur du halo diminue graduellement jusqu’à aboutir à un anneau « plan » d’une centaine de kilomètre d’épaisseur (OCKERT-BELL et al. 1999), l’anneau principal, à une distance d’environ 1.71 R_{J} . Cet anneau, le plus visible des trois, est majoritairement composé des débris des satellites Métis et Adrastée qui y circulent, ce dernier servant même de frontière externe à 1.806 R_{J} (BURNS et al. 1999, OCKERT-BELL et al. 1999). Enfin, au-delà de l’orbite d’Adrastée se trouve l’anneau gossamer, qui est le plus faible en termes d’épaisseur optique, ce qui explique sa découverte plus tardive, en l’occurrence 6 ans après la découverte des deux autres composantes (SHOWALTER et al. 1985). Il est souvent divisé en deux anneaux. Le premier se trouve entre les orbites d’Adrastée et Amalthée, tandis que le second démarre au niveau de l’orbite d’Amalthée et s’évanouit progressivement au-delà de celle de Thébé, le dernier satellite proche orbitant à 3.11 R_{J} (OCKERT-BELL et al. 1999, BURNS et al. 2004). Comme pour les deux autres anneaux, l’anneau de gossamer est composé de poussières arrachées aux satellites proches, en l’occurrence très majoritairement des lunes Amalthée et Thébé.

1.2 Les satellites galiléens

1.2.1 Surfaces

Les différentes missions à destination ou survolant simplement le système jovien ont révélé la très grande diversité des surfaces des quatre satellites galiléens (figure 3), que ce soit en termes de couleur et d'albédo, de composition chimique et de géomorphologie.

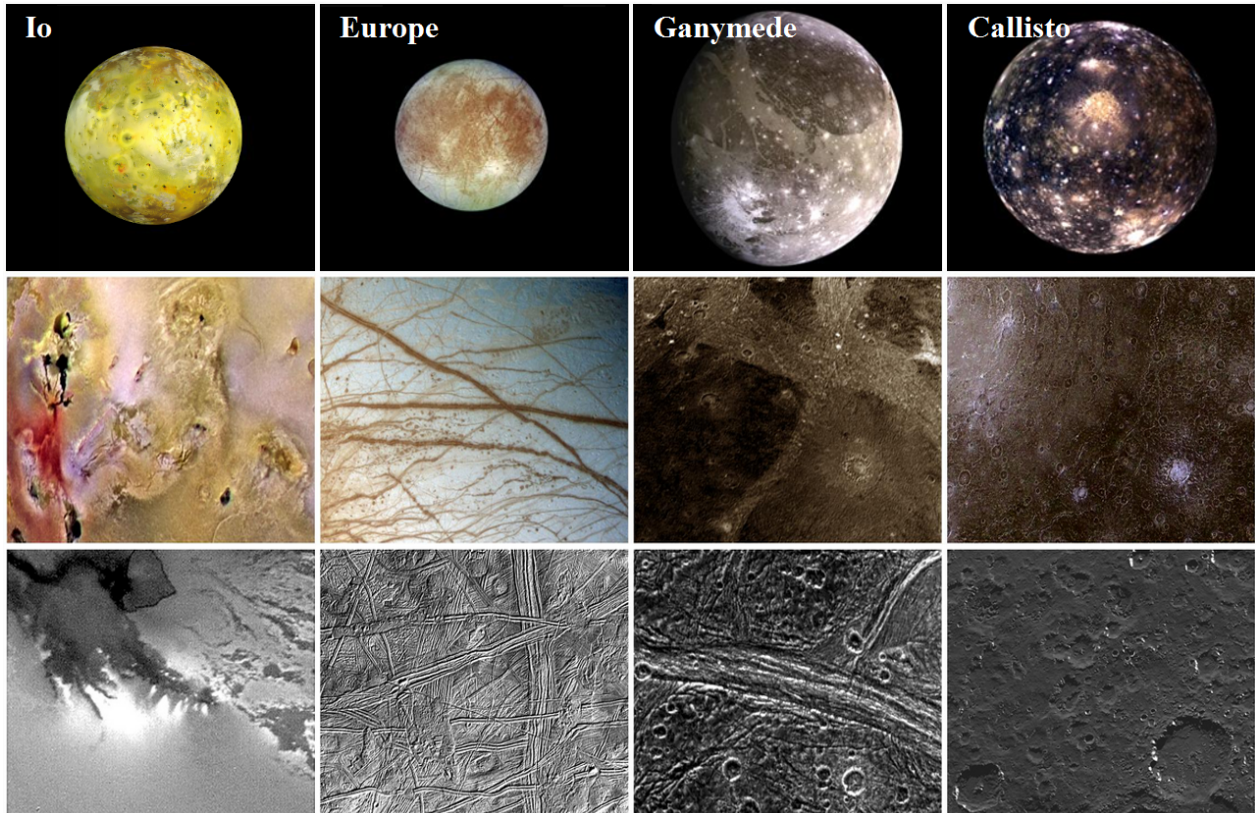


FIGURE 3 – Les satellites galiléens observés à différentes échelles. Les images supérieures montrent une vue globale de chacun de ces corps en respectant leur taille relative. Les couleurs ont été obtenues en combinant différentes images à des longueurs d'onde différentes afin de correspondre à ce que devrait voir l'oeil humain. Les images médianes sont un zoom (environ $\times 10$) par rapport aux images supérieures et permettent de mettre en lumière les larges structures géomorphologiques à la surface, comme des caldeiras volcaniques sur Io, de nombreuses « lignes » et petites tâches brunâtres pour Europe, des régions rainurées claires recoupant des terrains sombres sur Ganymède, ou encore un cratère d'impact multi-annulaire sur Callisto. Les images inférieures correspondent à la plus haute résolution spatiale (jusqu'à 20 m/pixel) obtenue pour des zones précises de la surface des lunes galiléennes. On y observe des structures très diverses : une surface très homogène d'où s'échappent des panaches volcaniques pour Io, de multiples crêtes et creux s'entrecoupant sur Europe, une fracture peu cratérisée avec de part et d'autre des terrains plus cratérisés pour Ganymède, et enfin une surface fortement érodée et cratérisée pour Callisto. A noter que, quelle que soit l'image de la figure, le Nord pointe vers le haut. Source des images : NASA/JPL/DLR.

Couleurs et albédos

Les premières différences notables entre les satellites concernent leurs couleurs et leurs albédos. La surface d'Io est globalement jaune pâle, ponctuée de tâches sombres et possède un albédo géométrique (A_g) à $0.47\ \mu\text{m}$ égal à 0.48 ± 0.02 (SIMONELLI et al. 1984). La surface d'Europe est très claire, brillante avec des zones étendues brunes orangées principalement sur l'hémisphère orbital arrière (voir sous-section 1.3.1), entraînant une dichotomie marquée

de l'albédo géométrique du satellite à $0.47 \mu m$: $A_g = 0.71$ pour l'hémisphère orbital arrière, contre $A_g = 0.92$ pour l'hémisphère orbital avant (DOMINGUE et al. 1991). Enfin, les deux derniers satellites Ganymède et Callisto ont des surfaces globalement grises, claire pour Ganymède et sombre pour Callisto, avec des tâches très brillantes correspondant aux cratères d'impacts. Comme pour Europe, une dichotomie existe entre les hémisphères orbitaux avant et arrière, mais de façon beaucoup moins marquée que pour Europe : respectivement $A_g = 0.43 \pm 0.02$ et $A_g = 0.46 \pm 0.02$ pour les hémisphères avant et arrière de Ganymède, contre respectivement $A_g = 0.20 \pm 0.02$ et $A_g = 0.23 \pm 0.02$ pour les hémisphères avant et arrière de Callisto (BURATTI 1991).

Composition chimique

Les variations de couleurs et d'albédos évoquées précédemment correspondent généralement à des compositions chimiques de surface différentes selon le satellite. La surface d'Io est composée quasi-exclusivement de composés soufrés. L'espèce majoritaire est la glace de dioxyde de soufre (SO_2), espèce dont la phase gazeuse est connue pour être produite en quantité importante dans les régions à l'activité volcanique intense, et une importante variété moléculaire de polysulfures (S_8 , S_4 , S_3 , S_2 , etc...) serait à l'origine de la couleur jaunâtre d'Europe ainsi que des teintes orangées visibles par endroit (SPENCER et al. 2000, MCEWEN et al. 2004). Pour la surface d'Europe, de Ganymède et de Callisto, l'espèce dominante est la glace d'eau (DALTON et al. 2010a), d'où l'appellation « satellites glacés » attribuée à ces trois satellites. Les spectres NIMS/Galileo typiques de ces trois satellites sont présentés figure 4. En plus de la glace d'eau, la surface d'Europe montre localement une concentration très importante ($\sim 90\%$) d'un autre composé soufré : l'acide sulfurique hydraté (CARLSON et al. 1999c, CARLSON et al. 2005). Cette espèce est principalement présente à la surface de l'hémisphère orbital arrière, tandis que la glace d'eau est l'espèce très largement majoritaire de l'hémisphère orbital avant (cette dichotomie compositionnelle et son origine seront abordées plus en détail dans les sous-sections 1.3.3 et 1.3.4). La présence de différents sels à la surface d'Europe et Ganymède a aussi été évoquée pour expliquer l'asymétrie des absorptions de la glace d'eau (MCCORD et al. 1998b, MCCORD et al. 2001b), mais aussi pour expliquer la coloration brune orangée dans le visible de certaines régions de l'hémisphère orbital arrière d'Europe (HAND et al. 2015). Toutefois la présence de ce type d'espèces n'a jamais pu être formellement confirmée. Par ailleurs, les spectres infrarouge de Callisto présentent des absorptions assez nettes à $4.01 - 4.02 \mu m$ et $4.26 \mu m$, indiquant ainsi la présence de glaces de CO_2 et SO_2 en plus de la glace d'eau (MCCORD et al. 1998a, HIBBITS et al. 2000, MOORE et al. 2004). Comme hypothèse, afin d'expliquer le faible albédo de Callisto pour un corps composé de glace d'eau (observée en plus forte abondance au niveau des cratères d'impacts), la glace de Callisto serait probablement « salie » de composants sombres comme les silicates et les espèces hydrocarbonées (DALTON et al. 2010b).

Géomorphologie et taux de cratérisation

Le dernier aspect de la surface différenciant les quatre lunes concerne les structures géomorphologiques, et notamment les cratères d'impacts. Io est certainement le corps le plus actif du système solaire. En effet, cette lune possède un volcanisme si intense qu'aucun cratère d'impact n'a pu être décelé malgré la caméra haute résolution SSI de Galileo qui cartographia plus de 80% de sa surface avec une résolution supérieure ou égale à 3.2 km/pixel (dont

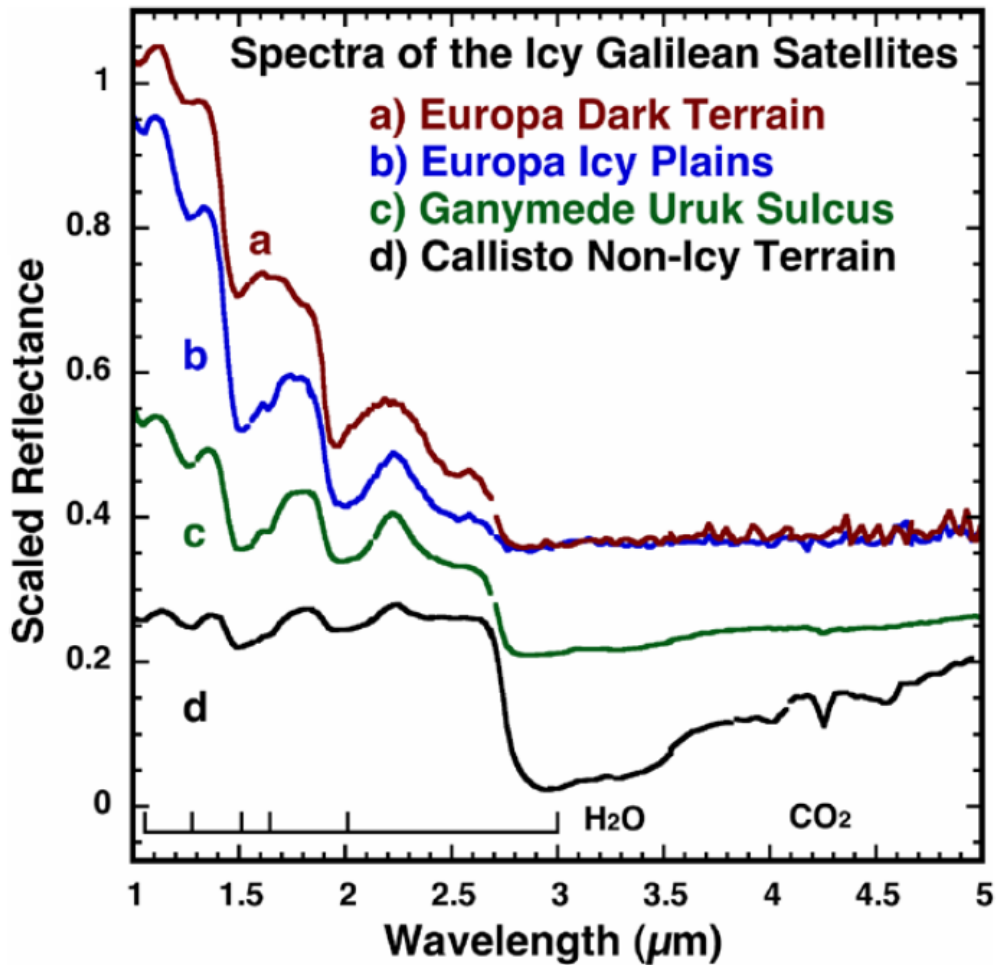


FIGURE 4 – Spectres NIMS des trois lunes galiléennes glacées de Jupiter. Dans ces spectres, les bandes d’absorptions majeures se situent à $\sim 1.0 \mu\text{m}$, $\sim 1.25 \mu\text{m}$, $\sim 1.5 \mu\text{m}$, $\sim 2.0 \mu\text{m}$ et $\sim 3.0 \mu\text{m}$. Comme nous le verrons plus tard dans ce chapitre, toutes ces bandes d’absorptions sont caractéristiques de la glace d’eau, indiquant ainsi la prédominance de cette espèce chimique à la surface des trois satellites glacés. Cette figure est issue de DALTON et al. (2010a).

environ 10 % de la surface à moins de $0.5 \text{ km}/\text{pixel}$). Cette non-détection de cratères traduit un taux de resurfaçage élevé et donc une surface extrêmement jeune : avec un taux de resurfaçage de $0.55 - 1.06 \text{ cm}/\text{an}$, l’âge de la surface serait de $189000 - 364000$ ans (MCEWEN et al. 2004). À défaut de cratères, les deux structures géomorphologiques les plus communes à la surface d’Io sont donc les caldeiras volcaniques (ou *paterae*), où des épanchements de lave ont pu être observés par Galileo, et de longues chaînes montagneuses. Concernant Europe, Galileo a mis en évidence une quarantaine de cratères $\geq 1 \text{ km}$ de diamètre (DOGGETT et al. 2009), dont le plus visible est le cratère *Pwyll*. Un âge moyen de $50 - 60$ millions d’années a été estimé pour la surface de la lune glacée (PAPPALARDO et al. 1999, ZAHNLE et al. 2003, SCHENK et al. 2004). Outre les cratères, Europe présente une grande variété de structures géomorphologiques : plaines, bandes, creux, crêtes, ou encore chaos. Ces différentes structures seront abordées en détail dans la sous-section 1.3.2. La surface de Ganymède est généralement subdivisée en deux parties : les terrains sombres et les terrains clairs rainurés, représentant respectivement $\sim 1/3$ et $\sim 2/3$ de la surface (PAPPALARDO et al. 2004). La densité de cratères des terrains sombres est bien plus élevée que celle des terrains clairs rainurés, indiquant une

différence d'âge entre ces deux types de terrains : $\sim 4 \times 10^9$ *ans* pour les premiers contre $\sim 2 \times 10^9$ *ans* pour les seconds (ZAHNLE et al. 2003, SCHENK et al. 2004). Pour terminer, comme la surface de Ganymède, celle de Callisto garde de nombreuses traces du bombardement météoritique. Le plus large bassin d'impact du satellite est un bassin multi-annulaire, de 1800 *km* de diamètre, nommé *Valhalla* (MOORE et al. 2004). D'après ZAHNLE et al. (2003), ce cratère se serait formé il y a $\sim 2 \times 10^9$ *ans*, contre un âge situé entre 4.0×10^9 *ans* et 4.3×10^9 *ans* pour le reste de la surface (SCHENK et al. 2004). L'ensemble des cratères à la surface de Callisto sont soumis à un processus érosif dû au cycle répété de sublimation et déposition d'une glace volatile, comme le CO_2 (MOORE et al. 1999). Ce processus entraîne une dégradation lente et progressive des cratères d'impacts anciens et, dans le même temps, engendre la formation de « *knobs* », petits reliefs positifs, très escarpés, avec un profil en forme de pointe et correspondant aux bords consolidés d'anciens cratères d'impacts (MOORE et al. 1999, BASILEVSKY et al. 2002, MOORE et al. 2004).

1.2.2 Composition atmosphérique

Les quatre satellites galiléens possèdent une atmosphère. Les détections de ces atmosphères, très ténues, furent effectuées par la sonde spatiale Pioneer 10 pour la lune volcanique Io et par les sondes Voyager pour les lunes glacées Europe, Ganymède et Callisto. En émettant des panaches de gaz et de poussières, le volcanisme intense d'Io alimente l'atmosphère du satellite et est donc à l'origine d'une quantité importante d'espèces présentes dans celui-ci, dont l'espèce dominante et la première à avoir été détectée est le dioxyde de soufre, SO_2 (PEARL et al. 1979). Une dizaine d'autres espèces chimiques (SO , S_2 , S , O , Na , K , Cl , NaCl , H , etc...) ont par la suite été découvertes à partir de données acquises au sol ou depuis la sonde Galileo (MCGRATH et al. 2004, LELLOUCH 2005). Pour conclure, l'atmosphère d'Io serait soumise à des variations spatiales et temporelles. En effet, STROBEL et al. (2001) ont observé une diminution de la densité atmosphérique d'un à deux ordres de grandeur entre l'équateur et les latitudes supérieures à 45° , et TSANG et al. (2016) ont récemment démontré, à partir de données du télescope Gemini North basé à Hawaï, que le SO_2 atmosphérique d'Io s'effondrait à la surface à chaque passage du satellite dans l'ombre de Jupiter. Cette dernière découverte explique pourquoi, malgré l'importante activité volcanique prenant place à la surface, aucun minéral silicaté n'a encore été détecté. Les atmosphères d'Europe, Ganymède et Callisto sont très différentes de celle d'Io. En effet, étant complètement dépourvues d'espèces contenant du soufre, ces atmosphères proposent une diversité chimique moins riche avec comme constituant majoritaire le dioxygène, O_2 (MCGRATH et al. 2004). Des différences existent aussi entre les atmosphères des trois satellites glacés. Callisto est la seule des trois où la présence de dioxyde de carbone (CO_2) a été établie (CARLSON et al. 1999a), et la présence des éléments alcalins neutres Na et K a seulement été formellement confirmée pour Europe (BROWN et al. 1996, BROWN 2001, LEBLANC et al. 2002). Les atmosphères présentes autour de ces satellites sont principalement, voire exclusivement, générées par le bombardement de leurs surfaces par le plasma jovien, entraînant la « pulvérisation » de certaines espèces (comme l' H_2O) et la formation d'autres (comme O_2) à partir des produits de cette pulvérisation (JOHNSON et al. 1997, MCGRATH et al. 2004).

1.2.3 Formation, composition globale et structure interne

Chacun des satellites galiléens présente des différences de structure et de composition interne (figure 5). Ces informations ont été obtenues de manière indirecte à travers la caractérisation des moments d’inertie, des champs gravitationnels et des champs magnétiques des quatre satellites, principalement grâce aux données acquises par la sonde Galileo lors de ses multiples survols proches.

Masse volumique et modèle de formation des satellites

La première grandeur physique transcrivant ces variabilités d’une lune à l’autre est la masse volumique. Celle-ci décroît progressivement avec l’éloignement par rapport à Jupiter. Ainsi, Io, Europe, Ganymède et Callisto ont respectivement les masses volumiques moyennes ($\bar{\rho}$) suivantes : $\bar{\rho}_{Io} = 3527.5 \pm 2.9 \text{ kg.m}^{-3}$, $\bar{\rho}_{Europe} = 2989 \pm 46 \text{ kg.m}^{-3}$, $\bar{\rho}_{Ganymède} = 1942.0 \pm 4.8 \text{ kg.m}^{-3}$ et $\bar{\rho}_{Callisto} = 1834.4 \pm 3.4 \text{ kg.m}^{-3}$ (SCHUBERT et al. 2004). Ainsi, bien que la surface d’Europe soit plus riche en glace d’eau que les surfaces de Ganymède et Callisto du fait de son albédo nettement plus élevé, les masses volumiques des trois satellites glacés expriment que le volume total de glace d’eau est plus important pour les deux satellites les plus éloignés de Jupiter. Ce gradient compositionnel est généralement attribué au fait que les satellites galiléens se seraient formés dans un disque autour de Jupiter où la température diminuait avec l’augmentation de la distance par rapport à la planète géante. Les modèles de formation des satellites galiléens estiment que la ligne de stabilité de la glace d’eau devait probablement se trouver au niveau de l’orbite de formation de Ganymède (LUNINE et al. 1982), avant de migrer vers Jupiter durant la phase finale de croissance des satellites, jusqu’à une distance inférieure à l’orbite d’origine d’Europe lui permettant ainsi d’accréter une masse d’eau correspondant à 8 % de sa masse totale (CANUP et al. 2009).

Des corps différenciés

Grâce aux mesures du potentiel gravitationnel durant la mission Galileo, différentes études se sont attelées à la détermination du moment d’inertie de chacun des satellites qui, combiné à une mesure de leurs masses et dimensions, permet d’obtenir des modèles de leurs structures internes. Les modèles obtenus montrent que les trois lunes Io, Europe et Ganymède ont probablement des structures internes suivant le schéma terrestre à trois couches (c’est à dire une lithosphère, un manteau silicaté et un noyau métallique), alors que la structure interne de Callisto pourrait ne pas comprendre de noyau métallique et ne serait constituée que d’une lithosphère et d’un manteau très épais en deux parties, ou en un seul bloc avec une variation compositionnelle progressive (ANDERSON et al. 2001a, SOHL et al. 2002, NAGEL et al. 2004, SCHUBERT et al. 2004). La lithosphère d’Io aurait une composition à peu près semblable à celle de la Terre à l’époque archéenne (MCEWEN et al. 1998) avec une épaisseur comprise entre 15 km et 100 km selon les modèles (MCKINNON et al. 2001, ANDERSON et al. 2001b, MCEWEN et al. 2004). Les lithosphères des trois autres satellites sont composées majoritairement de glace d’eau, avec des épaisseurs d’environ 150 km, 900 km et 650 km respectivement pour Europe, Ganymède et Callisto (SOHL et al. 2002). Recouvert par sa croûte de glace, l’épais manteau de Callisto de 1800 km est composé d’un mélange de glace d’eau, dont la fraction massique de la glace d’eau diminuerait avec la profondeur soit progressivement (NAGEL et al. 2004, SOHL et al. 2002) soit de manière marquée (SOHL et al. 2002, SCHUBERT et al.

2004), et de roches silicatées et de métaux. Sous leur lithosphère, les trois autres satellites ont au moins deux couches très distinctes, à savoir un manteau silicaté ($\rho \approx 3000 - 3500 \text{ kg.m}^{-3}$) recouvrant un noyau métallique de composition méconnue. La nature chimique méconnue du noyau engendre des variations importantes dans les modèles quant à son épaisseur, et donc indirectement sur l'épaisseur du manteau. En effet, selon que les noyaux soient modélisés avec 100 % de fer ($\rho \approx 8000 \text{ kg.m}^{-3}$) ou avec un mélange de 50 % de fer et de 50 % sulfure de fer ($\rho \approx 5150 \text{ kg.m}^{-3}$), la taille relative du noyau est comprise entre 37 % et 52 % du rayon total d'Io, entre 13 % et 45 % du rayon total d'Europe (pour Europe l'incertitude sur l'épaisseur de la lithosphère glacée, comprise entre 120 km et 170 km, joue aussi un rôle important), et entre 25 % et 33 % du rayon total de Ganymède (SOHL et al. 2002).

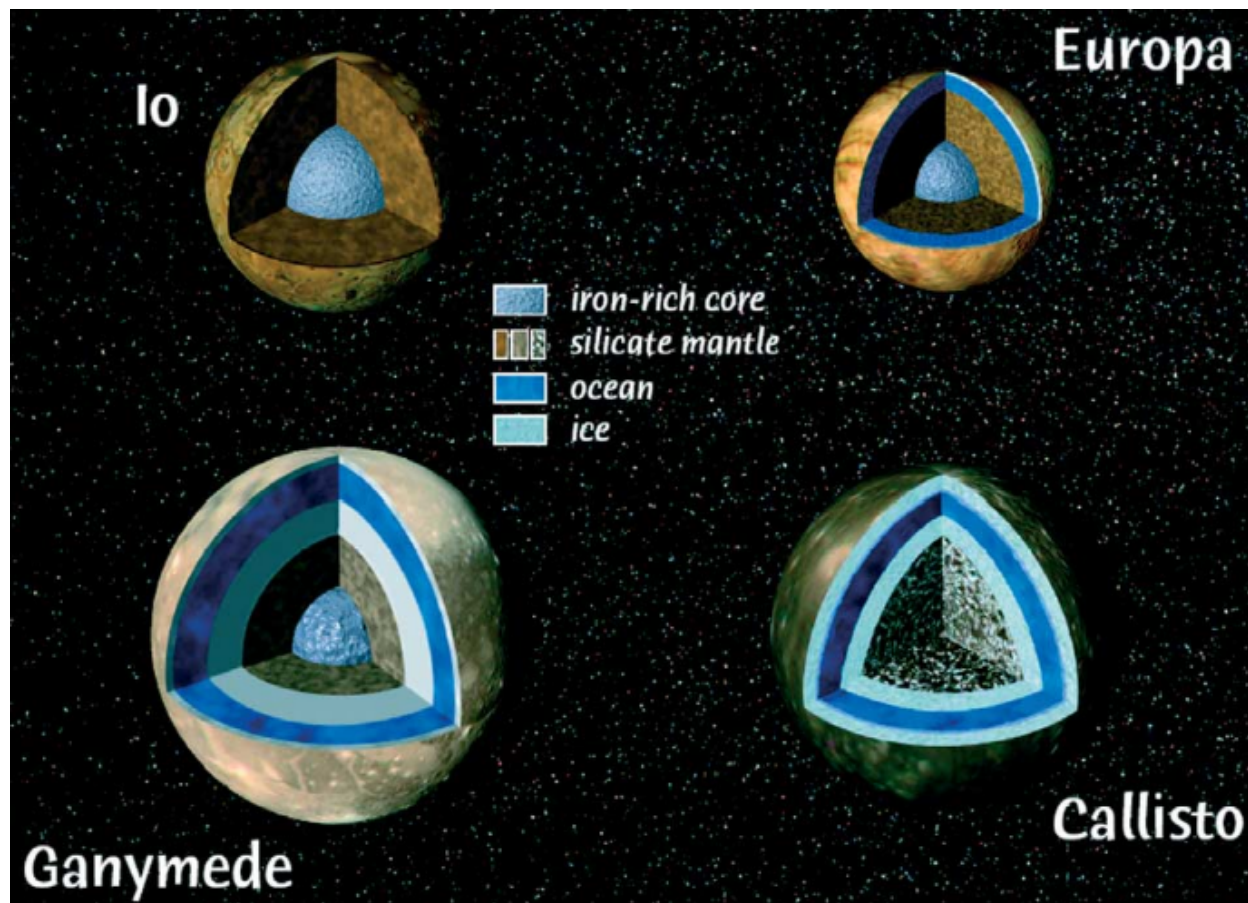


FIGURE 5 – Modèle de structures internes des satellites galiléens. Les satellites sont représentés selon leur taille relative. Io, Europe et Ganymède possèderaient un cœur métallique majoritairement ferrique entouré d'un manteau silicaté en fusion (au moins partiellement) dans le cas d'Io. Callisto serait quasiment non-différencié, avec une couche la plus interne constituée d'un mélange de glace d'eau, de roches et de métaux. Tandis que la couche la plus externe d'Io serait une très fine lithosphère silicatée, les couches externes des trois satellites glacés seraient constituées majoritairement de glace d'eau devenant liquide à une certaine profondeur. Source de l'image : SOTIN et al. (2004).

Des océans sous-glaciaires

L'étude de l'interaction entre les satellites et le champ magnétique de Jupiter a mis en évidence l'existence d'un champ magnétique induit pour les satellites glacés (KHURANA et al. 1998, KIVELSON et al. 2002), et même d'un champ magnétique intrinsèque pour Ga-

nymède (KIVELSON et al. 1996, SCHUBERT et al. 1996). Pour Io, l'existence d'un champ magnétique induit ou intrinsèque n'a pas pu être définitivement confirmée du fait de son environnement complexe avec la présence du tore de plasma, du nuage de sodium et du courant de Birkeland (KIVELSON et al. 2001). L'existence d'un champ magnétique induit nécessite la présence de couches conductrices dans l'environnement proche ou au sein des satellites glacés. En l'occurrence, selon les résultats de KHURANA et al. (1998) et KIVELSON et al. (2002), les perturbations du champ magnétique de Jupiter aux abords de ces satellites ne peuvent être expliquées que par la présence d'une ou plusieurs couches d'eaux salées sous-glaciaires. D'après SOTIN et al. (2004), les couches d'eau liquide de Ganymède et Callisto sont emprisonnées au sein de leurs croûtes glacées, tandis que celle d'Europe serait en contact avec le manteau silicaté (figure 5). Depuis la fin de la mission Galileo, un modèle reproduisant la faible oscillation de la position des émissions aurorales de Ganymède a permis de confirmer la présence d'un océan sous-glaciaire sur ce satellite (SAUR et al. 2015), soulignant le fort potentiel exobiologique de ce satellite qui, par ailleurs, est l'objectif principal de la future mission spatiale JUICE de l'Agence Spatiale Européenne avec un lancement prévu en 2022. La figure 6 tirée de l'article de GRASSET et al. (2013) reprend l'ensemble des contraintes physiques qui seront apportées par cette mission afin de contraindre précisément la localisation de ces océans sous-glaciaires, et plus particulièrement celui de Ganymède.

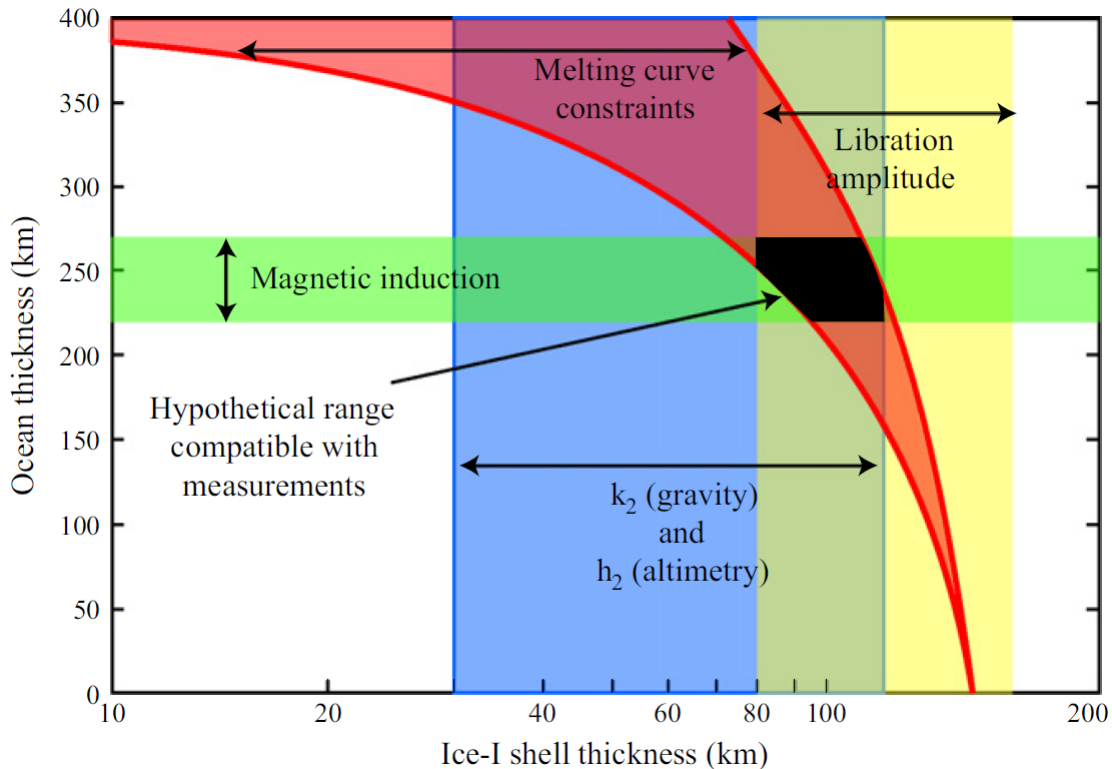


FIGURE 6 – Représentation schématique de la future stratégie de JUICE pour contraindre les propriétés de l'océan interne de Ganymède. Des données gravimétriques et altimétriques (bleu) seront couplées à une étude du champ magnétique induit de Ganymède (vert), ainsi qu'à des observations visant à déterminer l'amplitude de ses librations physiques (jaune) causées par la variabilité de l'attraction de Jupiter sur Ganymède du fait de la structure interne inhomogène du satellite. Enfin, des recherches concernant la stabilité de l'eau à l'état liquide (rouge) permettront d'affiner encore un peu plus le champ des possibles (noir) pour cet océan sous-glaciaire. Source de l'image : GRASSET et al. (2013).

1.3 Le sujet d'étude : Europe

Des quatre satellites galiléens, Europe est actuellement considérée comme étant le corps ayant le potentiel exobiologique le plus important. En effet, avec un âge de surface estimé à $50 - 60 \times 10^6 \text{ ans}$ (PAPPALARDO et al. 1999, ZAHNLE et al. 2003, SCHENK et al. 2004), Europe possède très probablement encore aujourd'hui une activité tectonique et volcanique en lien avec son océan sous-glaciaire (SCHMIDT et al. 2011, KATTENHORN et al. 2014, ROTH et al. 2014). Par ailleurs, en interagissant avec un manteau silicaté fournissant de l'énergie et une grande variété d'éléments chimiques, cet océan sous-glaciaire réunit beaucoup de critères nécessaires au développement d'une activité exobiologique (CHYBA 2000, PRISCU et al. 2012, figure 7). La surface d'Europe devrait, selon toute vraisemblance, exhiber des traces chimiques provenant directement de cet océan sous-glaciaire et pouvant par conséquent nous renseigner sur sa composition et notamment sur la présence ou non d'espèces chimiques corrélées avec cette éventuelle activité biologique. C'est pourquoi, au cours de cette thèse, je me suis essentiellement intéressé à Europe. J'ai tout particulièrement étudié la composition chimique de sa surface à partir de nouvelles données acquises par le spectromètre imageur proche infrarouge monté sur l'un des télescopes du VLT (Very Large Telescope) situé dans la Cordillère des Andes au Chili (voir section 3.1).

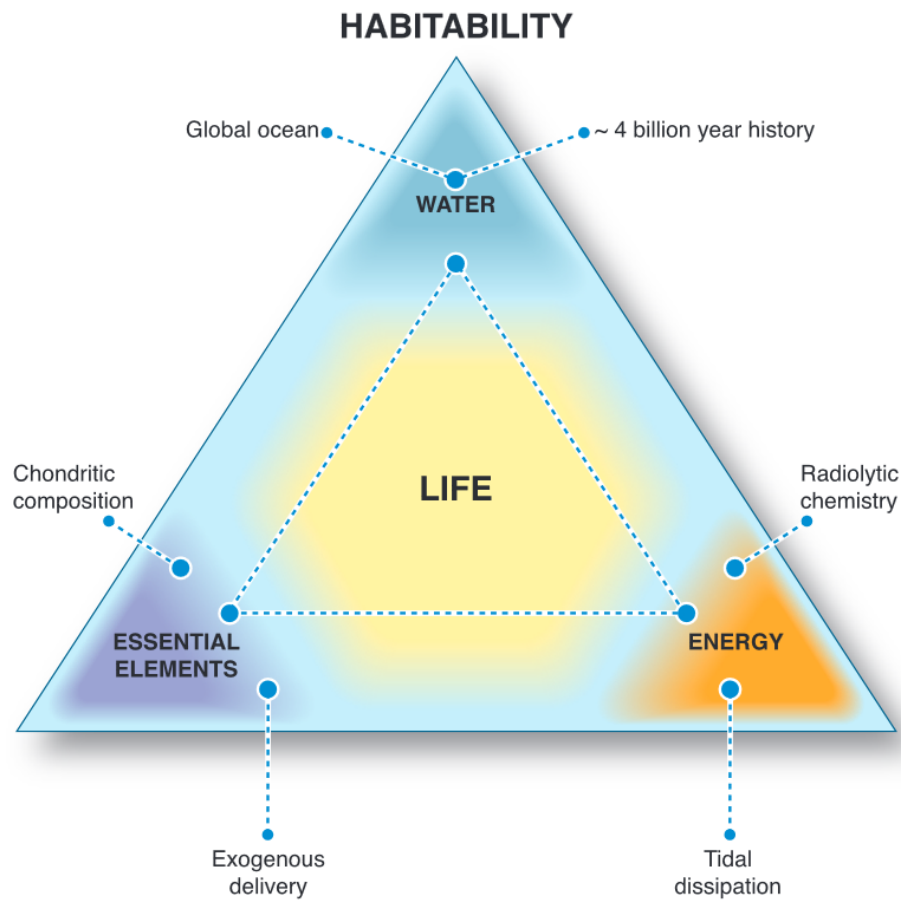


FIGURE 7 – L'habitabilité d'Europe d'après PRISCU et al. (2012). Le très fort potentiel exobiologique d'Europe réside dans le fait que cette lune possède les trois conditions nécessaires au développement de la vie dans le sens où nous l'entendons actuellement : (1) de l'eau liquide pérenne, (2) un apport énergétique, (3) les éléments chimiques jouant le rôle de « briques » pour le développement de la vie (ex : C, H, N, O, P, S, etc...)

1.3.1 Se repérer sur Europe

Avant d'étudier en détail la surface d'Europe, il est important de décrire comment s'y repérer. Puisqu'ils sont en rotation synchrone autour de Jupiter, la longitude 0° des satellites galiléens est établie à la longitude du point sub-jovien, c'est à dire le point de la surface se trouvant sur l'équateur du satellite et étant au plus proche de la surface de Jupiter. A l'ouest de ce point sub-jovien se trouve l'hémisphère orbital avant, tandis qu'à l'est se trouve l'hémisphère orbital arrière. Ces deux hémisphères se rejoignent à nouveau au niveau du point anti-jovien, dont la longitude est par définition de $180^\circ W$. L'ensemble de ces informations sont représentées dans la figure 8.

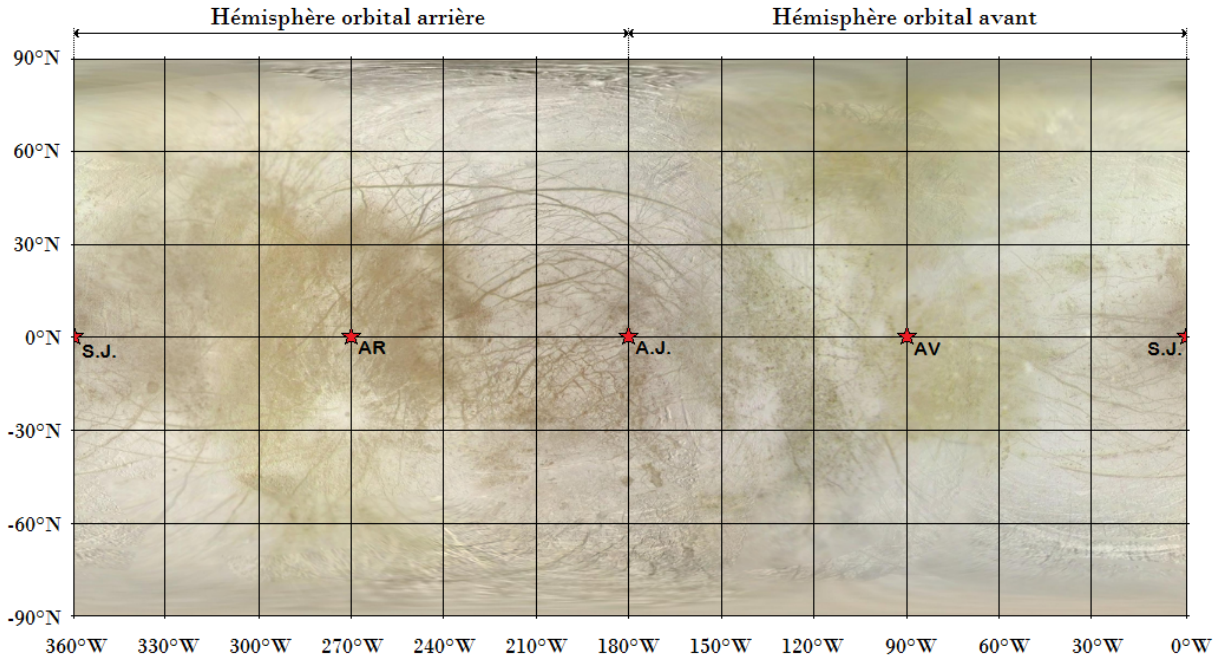


FIGURE 8 – Surface d'Europe (couleur réelle) projetée selon une projection équirectangulaire où sont représentés quatre points importants : le point sub-jovien “S.J.”, le point anti-jovien “A.J.”, l’apex de l’hémisphère orbital arrière “AR” et l’apex de l’hémisphère orbital avant “AV”.

1.3.2 Unités géomorphologiques

Malgré la mission Galileo, la topographie de la surface d'Europe est très mal connue. En effet, seulement 5 % de sa surface a pu être imagée par stéréoscopie, et les données photométriques ne concernent que 20 % de la surface et sont soumises à de grosses incertitudes du fait des variations de l'albédo à la surface (DOGGETT et al. 2009). Toutefois, l'analyse de ces données semblent montrer que la surface d'Europe est relativement plate avec des reliefs n'excédant pas les 2 km . Cependant, une variété importante de caractéristiques a pu être observée. L'UAI (Union Astronomique Internationale) a assigné des noms dérivés de la mythologie grecque et de la mythologie celte à sept types de structures (<http://planetary-names.wr.usgs.gov/>) : les “*regiones*”, les chaos, les cratères, les larges structures annulaires, les “*flexus*”, les “*lineae*” et les “*maculae*”. Ces structures sont décrites en grande majorité à partir des définitions données par DOGGETT et al. (2009).

Regiones

Les *regiones* (singulier : *regio*) correspondent à de grandes zones géographiques qui se distinguent généralement par un albédo plus clair ou plus sombre par rapport aux terrains environnants. L'ensemble des *regiones*, telles que définies par DOGGETT et al. (2009), sont présentées dans la figure 9. Il en existe sept : “*Annwn*” ($320^{\circ}W$, $20^{\circ}N$), “*Argadnel*” ($209^{\circ}W$, $-15^{\circ}N$), “*Balgatan*” ($30^{\circ}W$, $-50^{\circ}N$), “*Dyfed*” ($250^{\circ}W$, $10^{\circ}N$), “*Falga*” ($210^{\circ}W$, $30^{\circ}N$), “*Moytura*” ($294^{\circ}W$, $-50^{\circ}N$), “*Powys*” ($145^{\circ}W$, $0^{\circ}N$), et “*Tara*” ($75^{\circ}W$, $-10^{\circ}N$). Il en existe deux grands types : les plaines claires (comme *Falga* et *Balgatan*) qui sont généralement traversées par de longues *lineae* (voir plus loin), et les régions sombres (comme *Annwn* et *Dyfed*) qui sont globalement constituées de chaos (COLLINS et al. 2009).

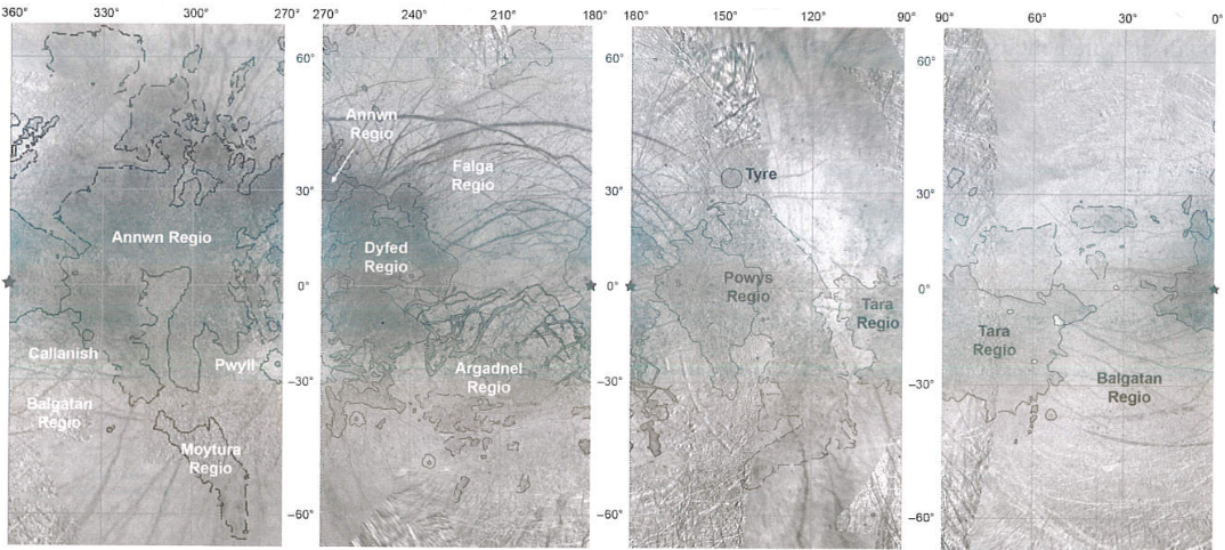


FIGURE 9 – Surface d’Europe en projection Mercator. Les frontières des grandes *regiones* (ainsi que quelques autres unités géomorphologiques que nous verrons plus tard) sont représentées par un fin trait noir (sauf *Argadnel* et *Balgatan*). Les petites étoiles noires représentent le point sub-jovien ($0^{\circ}W$, $0^{\circ}N$) et le point anti-jovien ($180^{\circ}W$, $0^{\circ}N$). Source de l’image : DOGGETT et al. (2009).

Chaos

Les chaos sont par définition des terrains chaotiques, accidentés, correspondant soit à des blocs polygonaux brisés d’anciens terrains, séparés les uns des autres par une matrice plus ou moins fine, soit à de petites tâches elliptiques en relief (aussi appelées “*lenticulae*”), avec une surface grumeleuse et une teinte de couleurs pouvant être plus sombre (rouge-orange dans le visible) que celle des terrains environnants (figure 10). Ces structures se trouvent un peu partout sur Europe et, d’après les estimations de COLLINS et al. (2009), recouvriraient approximativement un quart de la surface d’Europe. DOGGETT et al. (2009) dénombrent cinq chaos bien distincts, d’un diamètre entre 20 km et 150 km : “*Arran*” ($81^{\circ}W$, $13^{\circ}N$), “*Conamara*” ($273^{\circ}W$, $10^{\circ}N$), “*Murias*” ($84^{\circ}W$, $22^{\circ}N$), “*Narbeth*” ($273^{\circ}W$, $-26^{\circ}N$) et “*Rathmore*” ($75^{\circ}W$, $25^{\circ}N$). Le processus de formation des chaos, qui pose encore de nombreuses questions aujourd’hui, fera l’objet d’un paragraphe dans la sous-section 1.3.4.

Cratères

Bien que la surface soit géologiquement très jeune, plus de 40 cratères de plus de 1 km de

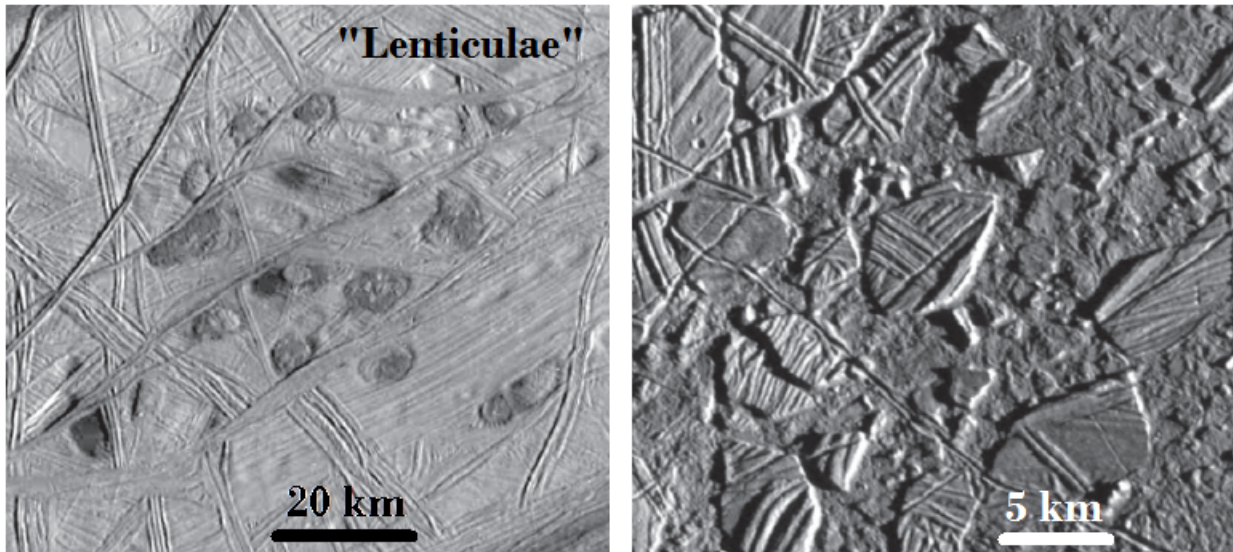


FIGURE 10 – Les deux types de chaos à la surface d’Europe. Les *lenticulae* sont localisées dans la plaine *Falga*, tandis que les blocs polygonaux appartiennent au chaos *Conamara*. D’un point de vue morphologique, les chaos comme celui de *Conamara* sont fréquemment associés à une banquise en train de se fragmenter (CARR et al. 1998). Source des images : NASA/Galileo/SSI.

diamètre ont été détectés. Le plus grand d’entre eux fait 50 km de diamètre et est nommé “*Taliesin*” (138°W , -23°N), mais le plus visible est le cratère “*Pwyll*” (271°W , -25°N) dont les éjectas particulièrement brillants laissent envisager qu’il s’agit d’une des plus jeunes structures formées à la surface du satellite, avec un âge probablement inférieur à 10^6 ans (BIERHAUS et al. 2009). A l’instar des corps à surface rocheuse comme la Terre et la Lune, les petits cratères ont une forme simple de bol tandis que les cratères larges, plus complexes, ont une forme d’assiette à fond plat avec des pics centraux et des terrasses au niveau de leurs bordures dans certains cas (MOORE et al. 2001, SCHENK et al. 2009). Toutefois, la rhéologie d’une croûte de glace n’étant pas la même que celle d’une croûte silicatée, la transition entre les cratères simples et les cratères complexes s’effectue environ à $4-5\text{ km}$ pour Europe, versus $10-20\text{ km}$ pour les planètes de type terrestre (DOGGETT et al. 2009, SCHENK et al. 2009).

Les larges structures annulaires

Les impacts météoritiques les plus importants donnent naissance à des cratères particuliers présentant de larges structures annulaires, concentriques, où les anneaux les plus externes possèdent un diamètre d’une centaine de kilomètres, voire plus (figure 11). Ces cratères seraient les reliques d’un impact très ancien (MOORE et al. 1998) durant lequel l’impacteur aurait atteint une couche de glace “chaude” ou d’eau liquide (DOGGETT et al. 2009, SCHENK et al. 2009). Seulement deux de ces structures ont pu être détectées sur la surface d’Europe : “*Callanish*” (335°W , -17°N) et “*Tyre*” (147°W , 34°N).

Flexus

Un *flexus* (figure 12) est une longue chaîne de segments cycloïdaux, allant dans la même direction, et d’une taille comparable au sein d’un même *flexus*. Ces segments cycloïdaux, d’une centaine de kilomètres de long, se forment généralement à haute latitude afin d’accommoder les fortes contraintes tectoniques auxquelles la croûte glacée est soumise et qui

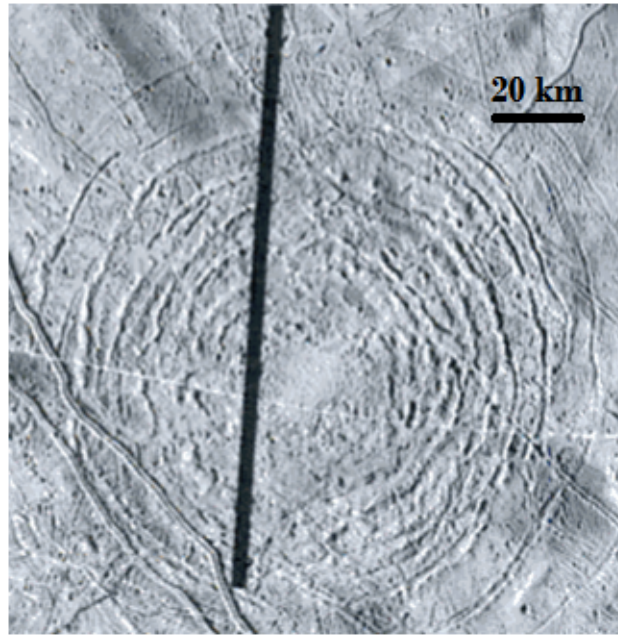


FIGURE 11 – Le cratère *Tyre* et son jeu d’anneaux concentriques. Il s’agit du plus large cratère d’impact d’Europe : le diamètre de l’anneau externe est d’environ 150 km , tandis que la partie centrale du cratère a un diamètre de 38 km (SCHENK et al. 2009). Source de l’image : NASA/Galileo/SSI.

sont engendrées par les effets de marée dus à l’énorme attraction gravitationnelle exercée par Jupiter (HOPPA et al. 1999). Un *flexus* peut atteindre plus de 1000 km de long et être composé d’une dizaine de segments, et ces segments mettraient moins d’une période orbitale d’Europe, soit à peine plus de 85 heures, pour se former. Bien que les effets marées y soient encore plus importants, aucun *flexus* n’a été observé sur Io, ni même sur Ganymède et Callisto. Toujours selon HOPPA et al. (1999), cette absence de détection sur les autres satellites galiléens suggèrerait que la formation de ces *flexus* ne soit possible que sous trois conditions que seule Europe posséderait : (1) un océan global sous-glaciaire, (2) de très importants effets de marées et (3) une lithosphère fragile. Actuellement, cinq *flexus* (tous localisés dans l’hémisphère Sud) possèdent un nom : “*Cilicia*” (172°W , -60°N), “*Delphi*” (174°W , -68°N), “*Gortyna*” (145°W , -42°N), “*Phocis*” (198°W , -45°N) et “*Sidon*” (183°W , -66°N). Le plus grand *flexus* est *Cilicia*, avec une longueur d’approximativement 1312 km (DOGGETT et al. 2009).

Lineae

Les *lineae* (figure 13) sont les structures les plus nombreuses et les plus facilement observables à la surface d’Europe. Il s’agit de longues marques droites ou courbes, de teinte claire ou sombre, avec un relief tantôt positif (*lineae* « crêtes ») tantôt négatif (*lineae* « creuses »). Les largeurs des *lineae* sont généralement comprises entre 200 m et 4 km , leurs longueurs dépassent fréquemment les 1000 km (la plus grande des *lineae* mesurant environ 3548 km) et l’altitude de leurs crêtes peut atteindre 350 m (DOGGETT et al. 2009). Les *lineae* peuvent avoir des topographies assez diverses, souvent classées selon quatre catégories : (1) les creux « simples », (2) les creux à flancs légèrement relevés, (3) les crêtes doubles (deux crêtes parallèles séparées l’une de l’autre par un creux), et (4) les crêtes complexes composées d’au

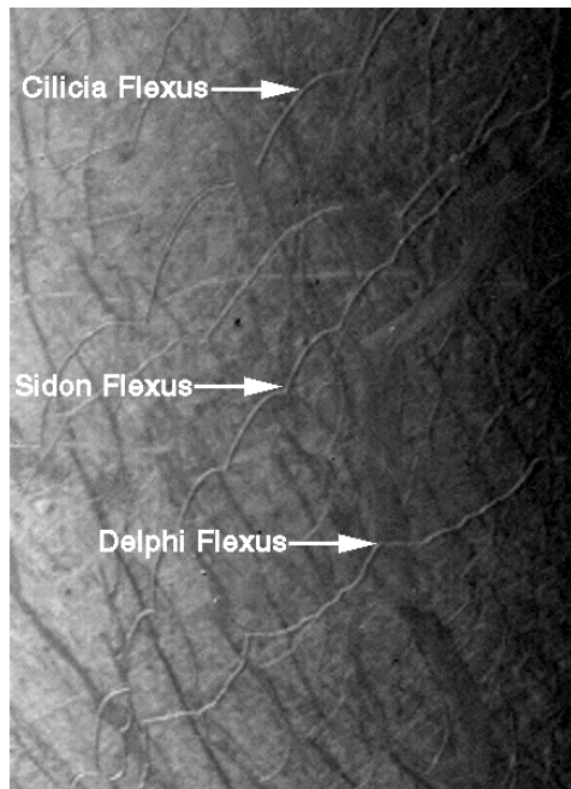


FIGURE 12 – Trois *flexus* de l'hémisphère Sud d'Europe. A noter que les flexus n'ont pas la même direction et leurs segments ont une taille variable d'un flexus à l'autre. Source de l'image : NASA/Voyager 2/ISS.

moins trois crêtes parallèles ou subparallèles (PROCKTER et al. 2009). D'un point de vue morphologique, les creux ont une forme simple en V ou en U, tandis que les crêtes ont une forme de dôme au sommet plat et avec des bords relativement escarpés.

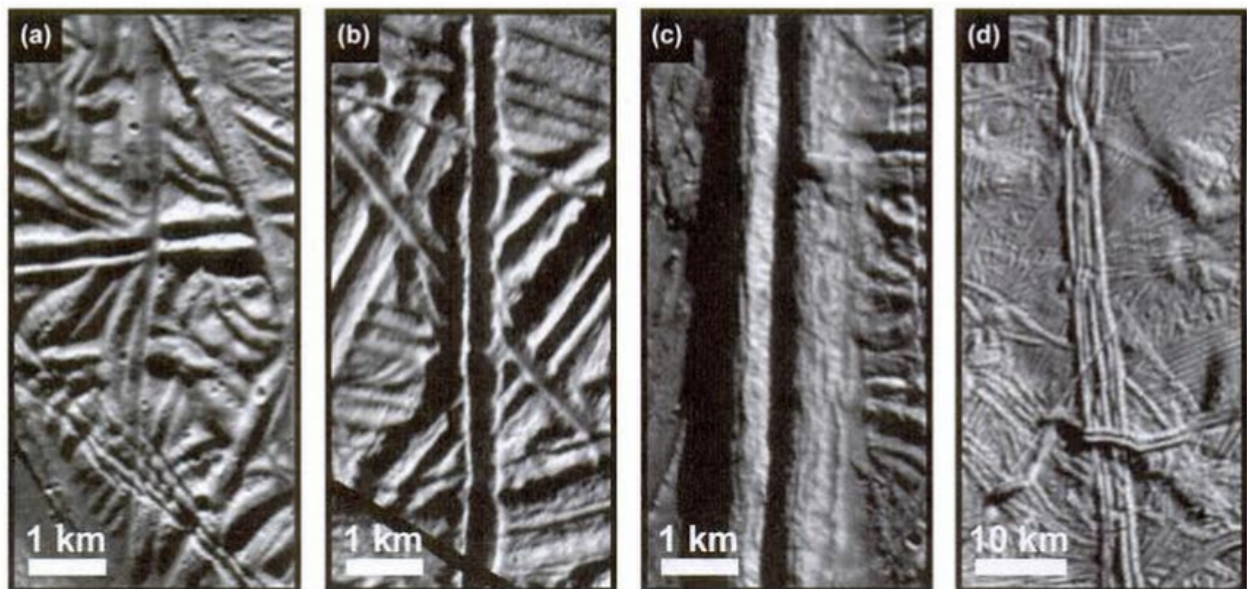


FIGURE 13 – Les différentes morphologies des *lineae* : (a) creux, (b) creux aux flancs relevés. (c) crête double et (d) crête complexe. Figure tirée de PROCKTER et al. (2009) à partir des données de l'instrument SSI de la sonde Galileo (NASA).

Maculae

Enfin, les *maculae* (figure 14) sont des petites structures sombres, aux bords irréguliers et à la surface grumeleuse. Au premier abord, les *maculae* peuvent être assimilés aux chaos et *lenticulae*. Cependant, leur couleur foncée, leurs formes irrégulières, non géométriques, et leur peu de relief suggèrent qu'elles sont le résultat de la cristallisation en surface d'un fluide endogène qui inonderait les terrains adjacents (PROCKTER et al. 2005). L'identification de la nature chimique de ce fluide pourrait apporter d'importantes contraintes sur l'océan sous-glaciaire. Les survols d'Europe par la sonde Galileo ont permis de détecter cinq *maculae* : “*Boeotia*” ($167^{\circ}W$, $-54^{\circ}N$), “*Castalia*” ($226^{\circ}W$, $-2^{\circ}N$), “*Cyclades*” ($191^{\circ}W$, $-63^{\circ}N$), “*Thera*” ($181^{\circ}W$, $-47^{\circ}N$) et “*Thrace*” ($172^{\circ}W$, $-46^{\circ}N$).

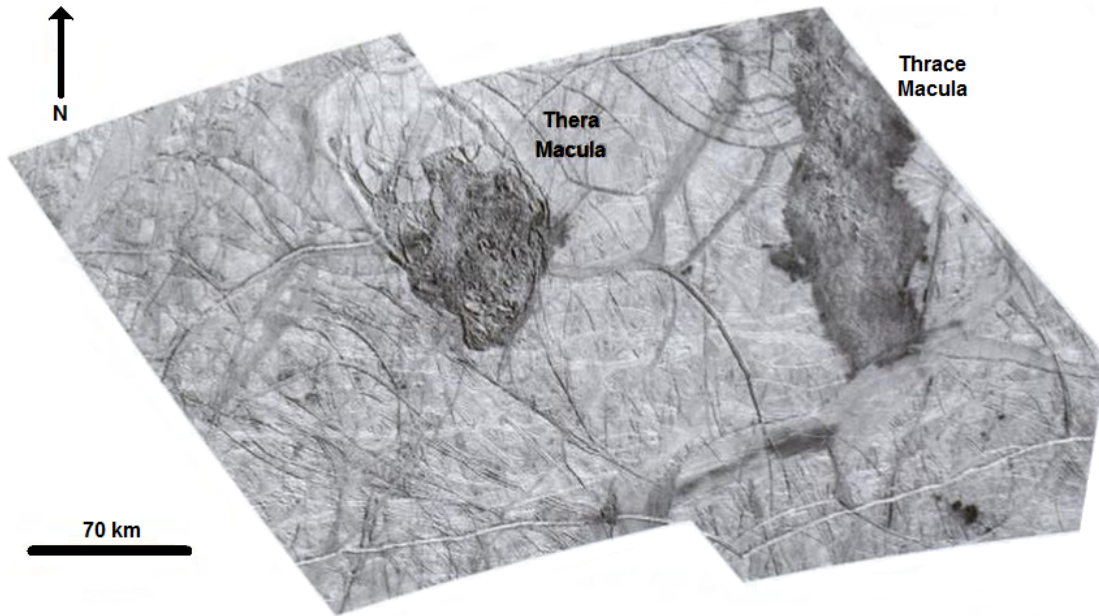


FIGURE 14 – Les deux *maculae* Thera et Thrace. Leurs formes irrégulières, non géométriques, laissent penser qu'elles se sont formées suite à une ou plusieurs arrivées d'un fluide en surface. Source de l'image : NASA/Galileo/SSI.

1.3.3 Caractéristiques chimiques de surface

Comme évoqué précédemment dans la sous-section 1.2.1, la surface d'Europe est composée au premier ordre de glace d'eau et d'hydrates comme l'acide sulfurique hydraté (CARLSON et al. 1999c, CARLSON et al. 2005). Cependant, d'autres espèces ont été détectées suite à des études spectroscopiques dans l'ultraviolet et dans l'infrarouge, et la présence de différents sels hydratés comme les sulfates et les sels chlorés a aussi été évoquée (MCCORD et al. 1998b, BROWN et al. 2013, HAND et al. 2015). Dans cette sous-section, nous allons passer en revue les différentes espèces chimiques dont la présence est établie ou pressentie, ainsi que leur distribution à la surface d'Europe.

La glace d'eau

La glace d'eau est la première espèce à avoir été envisagée puis confirmée à la surface d'Europe grâce à la spectroscopie, il y a plus de 50 ans (KUIPER 1957, MOROZ 1966). Cependant, il faudra attendre la mission spatiale Galileo et les données de son instrument

NIMS afin de mener à bien une étude précise sur les caractéristiques de cette glace d'eau ainsi que sa distribution à la surface des satellites glacés galiléens.

D'un point de vue de la distribution, l'abondance de la glace d'eau présente au premier ordre une forte dichotomie hémisphérique : l'hémisphère orbital avant est riche en glace d'eau tandis que l'hémisphère orbital arrière en est pauvre (CARLSON et al. 2005). La taille des grains de la glace d'eau semble aussi être corrélée à des processus de grande échelle dont nous parlerons dans la sous-section 1.3.4. En effet, la modélisation non-linéaire des spectres NIMS semble indiquer que l'hémisphère orbital arrière serait concerné par une augmentation de la taille des grains de glace d'eau selon la latitude, en passant de $20\ \mu\text{m}$ au niveau de l'équateur à $50\ \mu\text{m}$ à une latitude de 45°N , et même à $100\ \mu\text{m}$ à une latitude de 60°N (CARLSON et al. 2009). Néanmoins, en utilisant cette fois une approche linéaire de la modélisation spectrale, CASSIDY et al. (2013) ont obtenu une corrélation très différente : la taille des grains augmenterait avec le taux d'érosion ionique (« *sputtering rate* » en anglais) serait important (figure 15a). Toutefois, ce résultat est basé sur des données ayant une couverture spatiale très limitée. Dans la sous-section 1.3.4, nous verrons pourquoi ce taux d'érosion est maximal au niveau de l'apex de l'hémisphère orbital arrière d'Europe (figure 15b).

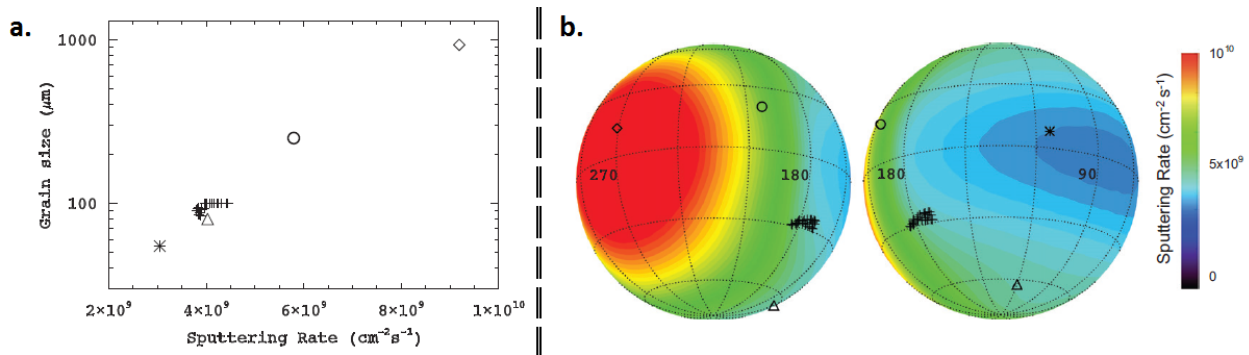


FIGURE 15 – (a) Tailles des grains de glace d'eau (obtenues par modélisation spectrale linéaire des données NIMS) en fonction du taux d'érosion ionique. (b) Distribution du taux d'érosion à la surface d'Europe. Les différents figurés (losange, cercle, triangle, étoile et croix) correspondent aux lieux où les données NIMS ont été acquises. Source de la figure : CASSIDY et al. (2013).

Concernant les caractéristiques de la glace, en se basant sur la forme du pic de réflexion de Fresnel à $3.1\ \mu\text{m}$ dans les spectres NIMS de l'hémisphère orbital avant (le plus riche en glace d'eau), il a été déterminé que les grains de glace présents dans les premiers microns de la surface d'Europe sont majoritairement sous forme amorphe et que leurs tailles se situent autour de $30 - 40\ \mu\text{m}$ (HANSEN et al. 2004). Les auteurs concluent aussi à la présence de la forme cristalline de la glace d'eau du fait de la présence d'une petite signature à $1.65\ \mu\text{m}$, mais en quantité moindre et à une profondeur d'environ $1\ \text{mm}$ dans la croûte glacée.

Les hydrates

Les bandes d'absorptions déformées et asymétriques de la glace d'eau dans les spectres infrarouge de l'hémisphère orbital arrière ont amené à considérer l'existence d'une ou plusieurs espèces présentes en quantité importante à la surface d'Europe (CLARK 1980). L'analyse des données NIMS a abouti à l'émergence de deux hypothèses basées sur les « hydrates », des espèces formées par l'union d'eau et d'un autre composé : les sels hydratés (MCCORD et al. 1998b) et l'acide sulfurique hydraté (CARLSON et al. 1999c).

Dans le premier cas, MCCORD et al. défendent une origine endogène des sels hydratés, tandis que dans le second cas CARLSON et al. considèrent que l'acide sulfurique est le produit final de la radiolyse de l'eau et d'une espèce soufrée soit d'origine exogène (provenant du tore de plasma produit par Io) soit endogène (sulfates, sulfures et oxydes de soufre provenant de l'océan sous-glaciaire). Dès lors, de nombreuses études ont été effectuées afin de savoir laquelle de l'hypothèse des sels ou de celle de l'acide était la plus représentative de la réalité. Cependant, encore aujourd'hui, il n'est pas possible de trancher définitivement la question. D'une part, la présence de sels en surface, et notamment de sulfates, est hautement probable en cas de remontées d'un fluide provenant d'un océan sous-glaciaire en contact avec un manteau silicaté. De plus, une expérience reproduisant les conditions régnant à la surface d'Europe a mis en évidence la stabilité en surface de sels comme l'epsomite (MCCORD et al. 2001a), de formule $\text{MgSO}_4 \cdot 7(\text{H}_2\text{O})$, un sel faisant parti des principaux candidats pouvant expliquer une signature spectrale à $2.07 \mu\text{m}$ détectée dans certains spectres de l'hémisphère orbital arrière (BROWN et al. 2013). Par ailleurs les sels chlorés, notamment le chlorure de sodium (NaCl), sont de bons candidats pour expliquer la couleur légèrement orangée de certaines zones de la surface (HAND et al. 2015). D'autre part, l'acide sulfurique est une espèce facilement formée par radiolyse en présence de soufre, mais aussi très résistante à d'importantes doses d'irradiations quand l'acide sulfurique est sous une forme hydratée (CARLSON et al. 1999c). De plus, la modélisation des spectres NIMS selon une approche non-linéaire a permis d'obtenir des résultats très convaincants en n'utilisant que deux composés : la glace d'eau et l'acide sulfurique octahydraté (CARLSON et al. 2005). De ce fait, la présence d'acide sulfurique hydraté à la surface d'Europe est aujourd'hui majoritairement admise par la communauté scientifique.

La distribution générale des hydrates, quels qu'ils soient, est globalement anti-corrélée à la glace d'eau et présente donc elle aussi, au premier ordre, une forte dichotomie hémisphérique (figure 16) : l'abondance totale des hydrates dépasse 90 % à proximité de l'apex de l'hémisphère orbital arrière et décroît, à peu près linéairement, autour de ce point (MCCORD et al. 1999, CARLSON et al. 2005, GRUNDY et al. 2007, BROWN et al. 2013). Toutefois, l'abondance est parfois directement liée à certaines unités géomorphologiques, comme les *lineae* : par rapport aux terrains environnants, l'abondance y est soit plus faible (CARLSON et al. 2005) soit plus élevée (MCCORD et al. 2010) selon les études. Enfin, tout comme pour la glace d'eau, CARLSON et al. 2009 obtient une augmentation de la taille des grains des hydrates selon la latitude, avec des grains d'environ $15 \mu\text{m}$ au niveau de l'équateur contre environ $25 \mu\text{m}$ à des latitudes comprises entre 45°N et 60°N .

Les autres espèces

Quelques espèces très minoritaires, c'est à dire dont l'abondance absolue est inférieure à 1 %, ont été formellement identifiées (table 3). La première fut le dioxyde de soufre (SO_2), observée sur l'hémisphère orbital arrière (LANE et al. 1981), dont l'origine fut rapidement attribuée à l'implantation du soufre présent dans le tore de plasma d'Io du fait de la pauvreté, voire de l'inexistence, de cette espèce sur l'hémisphère orbital avant (EVIATAR et al. 1981, DOMINGUE et al. 1998, CARLSON et al. 2009). Toutefois, HENDRIX et al. (2011) remarquèrent que l'abondance de SO_2 est plus importante dans les régions géologiquement jeunes, laissant suggérer une origine endogène au moins partielle du SO_2 . Dans le cas d'une origine endogène, le SO_2 serait un produit de dégazage du manteau silicaté d'Europe (NOLL et al. 1996).

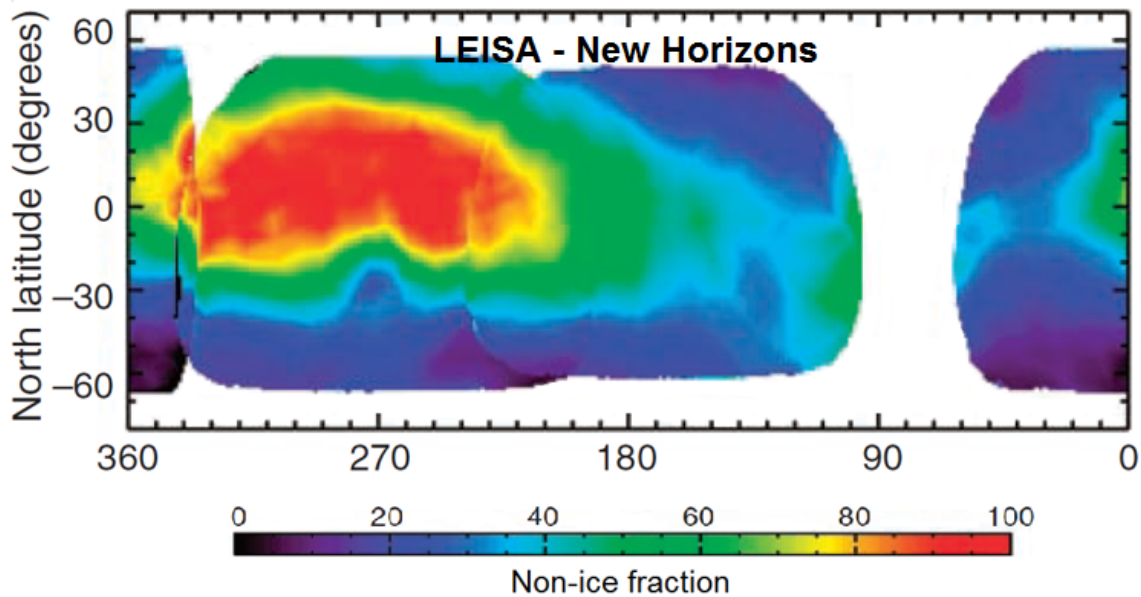
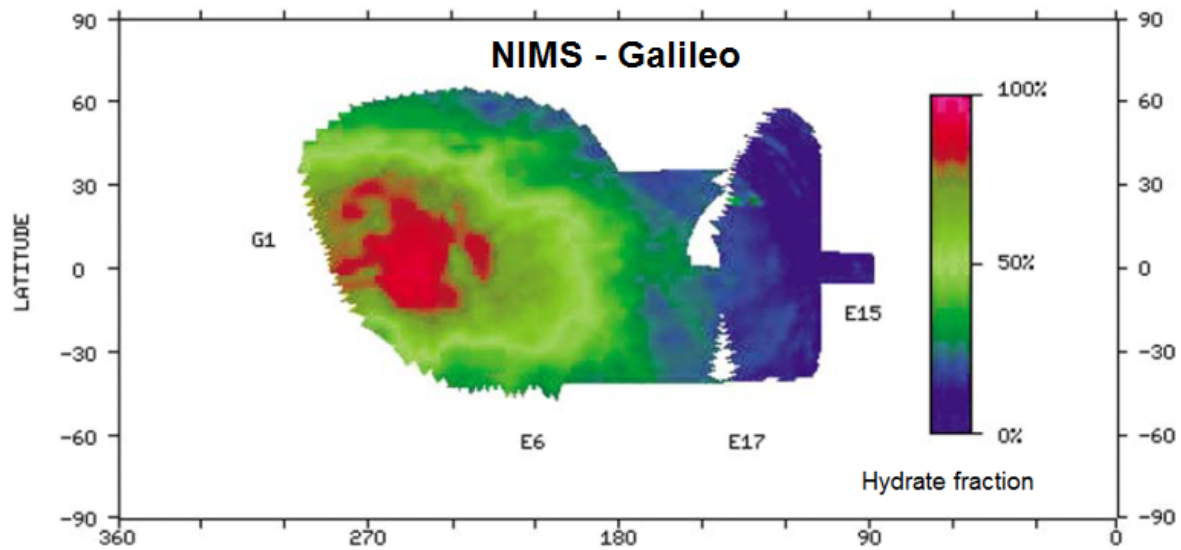


FIGURE 16 – La distribution des hydrates obtenue par (1) CARLSON et al. (2005) à partir des données NIMS (Galileo) et (2) GRUNDY et al. (2007) avec les données LEISA (New Horizons). Les deux cartes sont cohérentes l'une avec l'autre dans la mesure où les hydrates sont plus concentrés au niveau de l'hémisphère orbital arrière. A noter que, même si New Horizons n'a fait qu'un survol du système jovien, la couverture spatiale des données LEISA ($\sim 75\%$ de la surface entre les latitudes $-60^\circ N$ et $+60^\circ N$) est approximativement deux fois plus importante que celle des données NIMS. Cependant, les données Galileo ont une résolution spatiale au minimum deux fois plus élevée ($\leq 100\text{ km}$ pour Galileo contre $\sim 200\text{ km}$ pour New Horizons), permettant ainsi d'associer la zone la plus riche en hydrates à *Dyfed Regio* ($250^\circ W$, $10^\circ N$), une région d'Europe possédant une teinte brune assez prononcée dans le visible (figure 8).

En plus de constituer la majeure partie de l'atmosphère d'Europe (voir sous-section 1.2.2), l'oxygène moléculaire, ou dioxygène (O_2), a aussi été détecté sous sa forme condensée sur l'ensemble de la surface du satellite (SPENCER et al. 2002). Toutefois, l'existence d'un dioxygène « de surface » est surprenante dans la mesure où le dioxygène ne devrait instantanément exister que sous forme gazeuse étant donné les conditions de température et de pression à

la surface d'Europe (CARLSON et al. 2009). L'existence de clathrates, des cages constituées de molécules d'eau pouvant piéger en leur sein une autre molécule sous forme gazeuse, a été évoquée pour expliquer ce dioxygène de surface (HAND et al. 2006).

Du fait de l'importante dose de rayonnements auxquels est soumise la surface d'Europe, le peroxyde d'hydrogène (H_2O_2) est une des premières molécules oxydantes à avoir été envisagée puis détectée à la surface d'Europe (JOHNSON et al. 1997, CARLSON et al. 1999b). Une étude récente, basée sur une campagne d'observations faites au sol afin d'avoir une très haute résolution spectrale, a démontré que la distribution de cette espèce est non-uniforme à la surface d'Europe, avec une concentration inférieure d'un ordre de grandeur pour l'hémisphère orbital arrière versus l'hémisphère avant (HAND et al. 2013).

Enfin, le dioxyde de carbone (CO_2) a aussi été formellement détecté à la surface d'Europe, d'abord sur l'hémisphère orbital avant (MCCORD et al. 1998a) puis sur l'hémisphère orbital arrière avec une distribution non uniforme (HANSEN et al. 2008). L'origine du CO_2 est encore aujourd'hui débattue, cette espèce pouvant être soit produite par un dégazage provenant d'une activité endogène, soit formée par photolyse et radiolyse d'espèces avec du carbone, comme les minéraux carbonatés ou la matière organique (CARLSON et al. 2009). Par ailleurs, les études précédemment présentées (depuis le sol ou spatiales) ont cherché à détecter des signatures spectrales caractéristiques de la matière organique dans la gamme spectrale proche/moyen-infrarouge. À ce jour, aucune détection formelle n'a été obtenue.

Espèces chimiques	Signatures spectrales	Origines
SO_2	0.28 μm , 4.07 μm	Cycle radiolytique du soufre. Endogène ?
O_2	0.58 μm , 0.63 μm	Radiolyse de l'eau.
H_2O_2	3.50 μm	Radiolyse de l'eau.
CO_2	4.26 μm	Endogène ? Radio/photolyse espèces carbonées ?
NH_3- et NH_2-	2.05 μm , 2.21 μm , 2.32 μm	Non détectées , liées à la matière organique.
$CH-$ et $CN-$	$\sim 2.3 \mu m$, $\sim 3.3 \mu m$, $\sim 4.5 \mu m$	Non détectées , liées à la matière organique.

TABLE 3 – Tableau des espèces minoritaires présentes à la surface d'Europe. La colonne du milieu donne les caractéristiques ayant permis de les détecter et celle de droite renseigne sur l'origine de leurs présences.

1.3.4 Processus d'évolution de la surface

Son faible taux de cratérisation, sa diversité géomorphologique et la nature des espèces chimiques qui y sont présentes mettent en évidence l'influence de processus tantôt endogènes, tantôt exogènes, à la surface d'Europe.

Processus endogènes et conséquences

Les processus endogènes sont directement liés à l'activité géologique d'Europe, et plus particulièrement à son activité tectonique et cryovolcanique. Il est généralement admis que cette activité est entretenue par la variabilité de l'amplitude des forces de marées exercées par Jupiter, notamment due à la légère excentricité de l'orbite d'Europe autour de la géante gazeuse (voir sous-section 1.1.4, table 1), ce qui se traduit par une variation de $\pm 30 m$ du rayon équatorial d'Europe au cours d'une orbite (MOORE et al. 2000). L'énergie dégagée par la déformation de la surface d'Europe est convertie soit en contraintes physiques, soit en

chaleur (SOTIN et al. 2009). Les contraintes physiques aboutissent à la mise en place d'une tectonique d'extension, de compression ou de cisaillement (KATTENHORN et al. 2009). Ainsi les *lineae*, les *flexus*, ou encore les « bandes de dilatation » (figure 17a) sont des structures géomorphologiques formées en contexte extensif. La mise en place d'une tectonique de compression ou de cisaillement est nécessaire afin de compenser la formation lithosphérique et d'accommoder les déformations engendrées par une lithosphère localement en extension. Le stade final du contexte compressif est la zone de subduction (KATTENHORN et al. 2014), tandis qu'un contexte de cisaillement se traduit par le développement de faille « décrochante » qui entraîne un décalage horizontal d'unités morphologiques préexistantes (figure 17b).

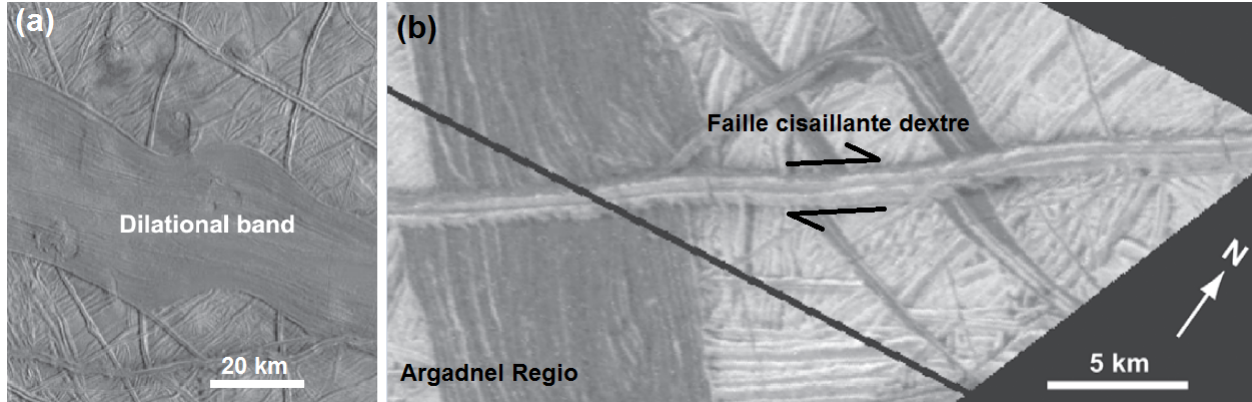


FIGURE 17 – Evidences de contextes tectoniques (a) d'extension avec une bande de dilatation et (b) de cisaillement avec une faille dextre dans *Argadnel Regio*. Source des images : NASA/Galileo/SSI.

Les forces de marées génèrent des frictions au sein de la lithosphère, entraînant ainsi une augmentation de la température de celle-ci et pouvant aboutir à sa fonte partielle en profondeur. Comme évoqué dans la sous-section 1.3.2, la remontée de fluide pourrait se traduire par un épanchement à la surface entraînant formation de *maculae*, mais aussi par la présence de geysers si le fluide est sous pression (ROTH et al. 2014). De tels geysers sont présents sur Encelade, petite lune glacée de Saturne aux caractéristiques similaires à celles d'Europe, et y sont à l'origine d'une variation de la taille des grains de glace d'eau présents à la surface (JAUMANN et al. 2008, TAFFIN et al. 2012). Pour finir, la plupart des modèles de formation des chaos implique une fonte partielle de la croûte glacée à quelques kilomètres sous la surface (COLLINS et al. 2009, SCHMIDT et al. 2011).

Processus exogènes et conséquences

Comme nous l'avons vu précédemment, la composition chimique de la surface d'Europe est intimement liée à trois processus exogènes différents : (1) l'irradiation UV du Soleil, (2) l'impact de micrométéorites et de poussières émises par le volcanisme intensif d'Io, et (3) le bombardement de particules chargées provenant de la magnétosphère de Jupiter, et tout particulièrement du tore de plasma d'Io. La nature chimique des éléments (sous forme neutre ou ionique) impliqués dans les deux derniers processus indique que la contamination semble dominée par les apports d'Io (table 4).

Du fait de la rotation synchrone d'Europe, les impacts de particules solides émises par Io se produisent essentiellement sur l'hémisphère orbital avant d'Europe. Par conséquent, la distribution préférentielle de ce processus ne permet pas d'expliquer la distribution spa-

Element	Micrométéorite	Tore de plasma d'Io (ions)	Ejecta volcanique d'Io
H	8.2	-	-
C	1.2	< 0.14	-
N	0.31	-	-
O	2.7	~ 300	9.4 – 9.8
Na	0.011	< 5.3	0.36 – 0.021
Mg	0.11	-	3.8 – 0.41
Al	0.0072	< 0.05	2.1 – 0.056
Si	0.20	< 0.6	1.7 – 3.0
S	0.077	140	-
Cl	-	1.8 – 5.6	-
K	0.00021	~ 0.5	0.082 – 0.0075
Ca	0.0067	< 0.006	1.81 – 0.34
Fe	0.056	< 0.2	0.30 – 0.67

TABLE 4 – Estimation du flux exogénique arrivant à la surface d'Europe, exprimé en $10^6 \text{ atomes.cm}^{-2}.s^{-1}$.

tiale des hydrates majoritairement présents sur l'hémisphère orbital arrière (voir sous-section 1.3.3, figure 16). Par contre, l'irradiation UV du Soleil et, surtout, le bombardement de la magnétosphère jovienne ont plusieurs conséquences sur Europe : la formation et la nature de son atmosphère (MCGRATH et al. 2009, JOHNSON et al. 2009), l'amorphisation des premiers microns de la glace d'eau (HANSEN et al. 2004), les caractéristiques physiques des grains de glace d'eau (CASSIDY et al. 2013), et enfin la formation et la distribution de différentes espèces chimiques dont l'acide sulfurique hydraté (CARLSON et al. 2005). En effet, cette espèce fait partie d'un cycle radiolytique (voir sous-section 7.1) initié par l'implantation d'ions S^+ provenant du tore de plasma d'Io. Le tore étant en co-rotation (voir sous-section 1.1.3) à la vitesse de $v_{Tore} \sim 74 \text{ km.s}^{-1}$ tandis qu'Europe est en rotation synchrone à la vitesse orbitale de $v_{Europe} \sim 13.7 \text{ km.s}^{-1}$, le tore de plasma, majoritairement constitué d'ions « froids » (HENDRIX et al. 2011), rattrape continuellement Europe et plus particulièrement son hémisphère orbital arrière (figure 18), expliquant ainsi la forte dichotomie hémisphérique concernant la distribution de l'acide sulfurique hydraté.

1.4 La spectroscopie de réflectance dans le proche infrarouge

La spectroscopie est, au sens large, la science qui étudie le spectre électromagnétique de n'importe quel phénomène physique. Elle est le principal moyen en astronomie et en astrophysique pour étudier l'Univers de manière générale, et, dans le cas de la planétologie, les caractéristiques physico-chimiques des surfaces planétaires.

1.4.1 La spectroscopie de réflectance de surface

Le spectre mesuré depuis la Terre ou l'espace de n'importe quel corps du système solaire correspond à la somme de deux grandeurs : (1) la fraction du flux solaire incident réfléchi par la surface et (2) l'émission thermique propre au corps étudié. Dans le cas d'Europe, dont la surface glacée est comprise dans l'intervalle de température $90 - 130 \text{ K}$ (SPENCER et al. 1999), la contribution de l'émission thermique d'Europe est nulle dans le proche infrarouge, notre domaine d'étude (voir section 3.1). Par conséquent, les spectres d'Europe étudiés dans le cadre de cette thèse correspondent exclusivement à la fraction du flux solaire incident réfléchi. Par ailleurs, l'interprétation de la spectroscopie en réflectance repose sur la comparaison,

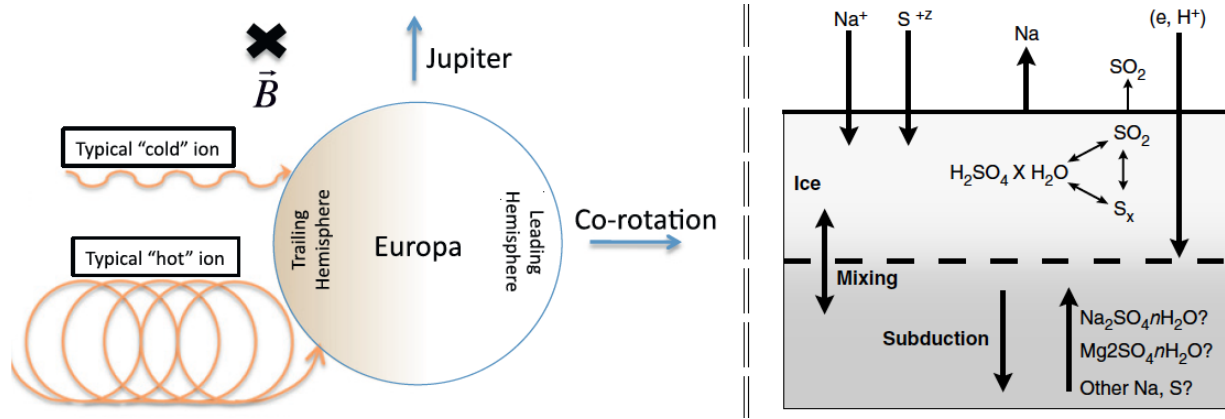


FIGURE 18 – (Gauche) Schéma de l’environnement magnétosphérique d’Europe d’après HENDRIX et al. (2011), le centre du disque correspondant au pôle Nord du satellite. Du fait du différentiel de vitesse entre la vitesse orbitale d’Europe et du tore, l’implantation des ions (« froids » ou « chauds » selon que leurs énergies cinétiques sont fortes ou faibles) est centrée sur l’apex de l’hémisphère orbital arrière (« *trailing hemisphere* »). Les ions et électrons suivent les lignes de champ magnétique (\vec{B}), perpendiculaires au mouvement orbital. (Droite) Schéma de JOHNSON et al. (2004) traduisant l’influence chimique de cet environnement à la surface de l’hémisphère orbital arrière. Dans ce modèle, l’apport en soufre pour expliquer la présence d’acide sulfurique hydraté ($\text{H}_2\text{SO}_4 \cdot x(\text{H}_2\text{O})$) dans la couche de glace peut être d’origine endogène (sulfates) ou exogène (ions S^+ du tore de plasma).

voire la modélisation, des données avec des spectres en réflectance mesurés en laboratoire (dans des conditions de pression et température contrôlées) de différentes espèces chimiques potentiellement présentes en surface. Le chapitre 6 du manuscrit est dédié à cela.

1.4.2 Les absorptions dans le proche infrarouge et leurs origines

Le domaine proche-infrarouge, qui étudie la gamme spectrale $[0.8 - 2.5] \mu\text{m}$ du spectre électromagnétique, est un domaine parfaitement adapté à l’étude de surfaces glacées. En effet, celles-ci sont composées principalement d’espèces chimiques hydratées qui, par définition, contiennent des molécules d’eau et/ou des groupes hydroxydes (OH^-) dans leur formule chimique. L’eau possède trois principales transitions vibrationnelles fondamentales qui sont à l’origine de bandes d’absorption : les élongations ν_1 et ν_3 de la liaison O–H, et la flexion ν_2 de la liaison H–O–H. À l’état pur et à une température de 100 K (c’est à dire à peu près correspondante à la température moyenne de la surface d’Europe), les fréquences (en cm^{-1}) de ces trois vibrations fondamentales de la glace d’eau se situent à l’intérieur des intervalles suivants : $\nu_1 = 3150 - 3380 \text{ cm}^{-1} \sim 2.96 - 3.17 \mu\text{m}$, $\nu_2 = 1650 - 1660 \text{ cm}^{-1} \sim 6.02 - 6.06 \mu\text{m}$ et $\nu_3 = 3220 - 3380 \text{ cm}^{-1} \sim 2.96 - 3.11 \mu\text{m}$ (MASTRAPA et al. 2009). Or, des vibrations harmoniques se produisent à des fréquences (toujours en cm^{-1}) à peu près multiples à celles des vibrations fondamentales (CARLSON et al. 2009, MASTRAPA et al. 2013), engendrant de nombreuses bandes d’absorption dominant les spectres du proche-infrarouge (figure 19).

Outre les absorptions dues aux vibrations des liaisons entre les atomes d’oxygène et d’hydrogène, le proche-infrarouge est aussi adapté à de nombreuses espèces minérales. Un premier exemple concerne les sels hydratés. En effet, que ce soit les borates, les carbonates, les chlorures ou les sulfates, l’ensemble de ces sels présentent des absorptions qui proviennent directement des vibrations harmoniques de la molécule d’eau (DALTON et al. 2005). Toutefois, les positions des bandes d’absorption des sels sont légèrement décalées vers des longueurs d’onde

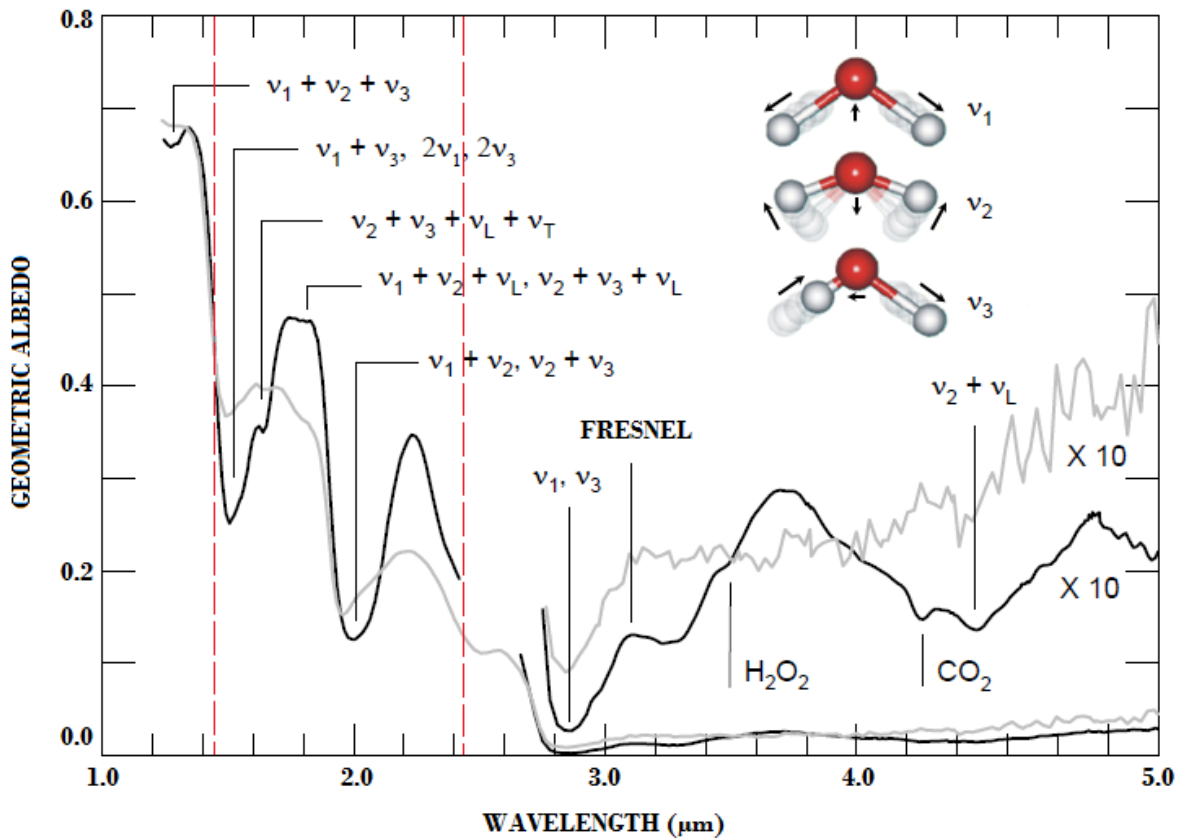


FIGURE 19 – Spectres NIMS de la sonde Galileo (gris pour le spectre dominé par les hydrates, noir pour celui dominé par la glace d’eau) avec la position des différentes vibrations fondamentales et harmoniques de la glace d’eau. A part les signatures de l’ H_2O_2 à $\sim 3.5 \mu\text{m}$ et du CO_2 à $\sim 4.25 \mu\text{m}$, l’ensemble des signatures observées résultent des vibrations fondamentales ou harmoniques de la glace d’eau. Le domaine spectral étudié dans le cadre de cette thèse se situe entre les deux lignes pointillées rouges.

plus faibles, de sorte que les pics d’absorption des sels hydratés se situent à $\sim 1.45 \mu\text{m}$ et $\sim 1.95 \mu\text{m}$ (CROWLEY et al. 1991, CLOUTIS et al. 2006), au lieu de $1.50 \mu\text{m}$ et $2.02 \mu\text{m}$ pour la glace d’eau pure (MASTRAPA et al. 2008). Un second exemple concerne principalement les sulfates. En effet, du fait de ces vibrations fondamentales dans les domaines $960\text{--}1280 \text{ cm}^{-1}$ ($7.8\text{--}10.4 \mu\text{m}$), $555\text{--}770 \text{ cm}^{-1}$ ($13\text{--}18 \mu\text{m}$) et $415\text{--}525 \text{ cm}^{-1}$ ($19\text{--}24 \mu\text{m}$), la liaison S–O (propre aux sulfates, famille d’espèces possédant l’anion SO_4^{2-} dans leurs formules chimiques) présente de fines vibrations harmoniques dans la gamme spectrale $2.1\text{--}2.7 \mu\text{m}$ (CLOUTIS et al. 2006). Un dernier exemple est celui des minéraux dont la formule chimique se termine par X–OH, où X désigne un élément chimique appartenant à la famille des métaux (Mg, Al, Fe, Ca, K, etc etc...). Les phyllosilicates, une famille de minéraux silicatés hydratés, exhibent par exemple des absorptions à $2.21 \mu\text{m}$, $2.27\text{--}2.29 \mu\text{m}$ ou $2.32 \mu\text{m}$ selon que le cation métallique dominant soit respectivement l’Al, le Fe ou le Mg (CLARK et al. 1990, BISHOP et al. 2008).

Il est essentiel de préciser que la position et la profondeur de ces absorptions sont dépendantes de la température. Par exemple, pour la bande à $1.65 \mu\text{m}$ de la glace d’eau cristalline, le rapport entre l’aire de cette bande et de la bande à $1.50 \mu\text{m}$ diminue linéairement avec l’augmentation de la température (LETO et al. 2005), tandis que la position du minimum local passe de $1.659 \mu\text{m}$ à $1.646 \mu\text{m}$ pour des températures respectives de 50 K et 150 K (MASTRAPA et al. 2008). Ces variations de position et de profondeur sont aussi drastiques

pour les hydrates comme les sulfates (DALTON et al. 2005, 2012a) et les sels chlorés (HANLEY et al. 2014, figure 20). Par conséquent, en vue de la modélisation spectrale de nos données (voir chapitre 6), il est primordial d'utiliser des spectres de référence acquis à des températures cryogéniques, comparables à la température de surface d'Europe (90 – 130 K). Evidemment, l'acquisition de spectres de laboratoire cryogéniques n'est pas aussi simple que l'acquisition de ces mêmes spectres à température ambiante ou à température martienne et, de ce fait, la librairie spectrale cryogénique est encore aujourd'hui assez peu développée, ce qui peut potentiellement compliquer l'interprétation des spectres analysés dans cette thèse.

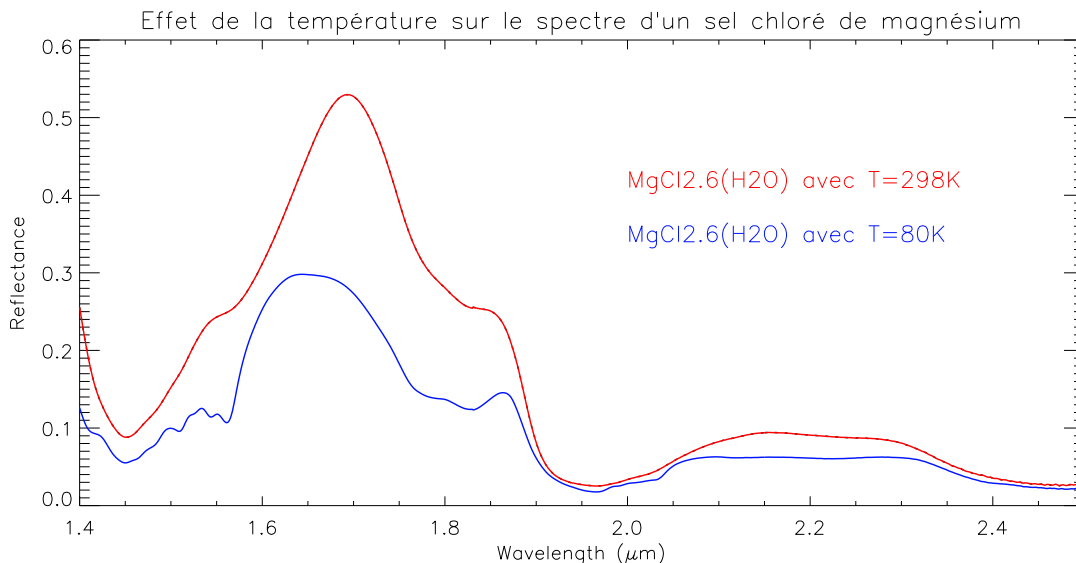


FIGURE 20 – Effet de la température sur le spectre du chlorure de magnésium hydraté $\text{MgCl}_2 \cdot 6(\text{H}_2\text{O})$. On observe trois phénomènes en passant d'une température ambiante à une température cryogénique : (1) le niveau de réflectance n'est pas le même, (2) les positions des absorptions sont différentes et (3) de nouvelles absorptions très fines apparaissent. Source des spectres : HANLEY et al. (2014)

1.5 Problématiques et objectifs de l'étude d'Europe

Le système jovien est fréquemment comparé à un « système solaire miniature », où Jupiter tient le rôle de l'étoile et les satellites galiléens le rôle des planètes. En découvrant et en observant le mouvement de ces satellites autour de Jupiter à partir de 1610, Galileo Galilei contribua de manière précieuse à la validation de la théorie héliocentrique imaginée par l'astronome polonais Nicolas Copernic (1473–1543 ap. J.-C.) 80 ans auparavant. Près de cinq siècles plus tard, dans les années 70, les premières grandes missions d'explorations du système solaire que furent Pioneer 10–11 et Voyager 1–2 permirent de découvrir la diversité insoupçonnée de la surface des lunes galiléennes. Au vu de ces découvertes, une mission très ambitieuse quasiment exclusivement consacrée à l'étude de ces satellites fut rapidement mise sur pied : Galileo. A l'aide de mesures magnétométriques, la sonde Galileo mit en évidence l'existence possible d'océans liquides sous la surface des trois satellites glacés. Dès lors, ces satellites font l'objet d'une attention toute particulière au sein de la communauté scientifique du fait du fort potentiel exobiologique qu'ils représentent. Avec une surface très faiblement cratérisée et exhibant une grande diversité de structures géomorphologiques, Europe semble être le satellite glacé le plus soumis à une activité endogénique.

Actuellement, la majeure partie des informations sur la composition de la surface d'Europe proviennent encore de la sonde Galileo, et plus particulièrement de son instrument NIMS. Ce spectromètre imageur a permis d'acquérir des spectres de la surface dans l'infrarouge proche et moyen ($0.7 - 5.2 \mu m$) avec une résolution spectrale $R = 66$ à $1.6 \mu m$ (CARLSON et al. 1992) et un échantillonnage spatial variant entre $100 km/pixel$ et $2 km/pixel$ selon la distance entre la sonde et Europe au moment de l'acquisition des données. Toutefois, la résolution spectrale combinée au faible rapport signal sur bruit n'a pas permis d'effectuer une détection formelle de sels hydratés dont l'existence en surface est fortement pressentie, et la couverture spatiale est restée très partielle (voir sous-section 1.3.3, figure 16), laissant ainsi beaucoup de questions en suspens. En Mai 2012, la mission JUICE (JUperiter ICy moons Explorer) à destination du système jovien a été choisie pour être la première mission de classe « L » (*Large*) de l'ESA, et un des objectifs majeurs de cette mission est de contraindre la nature des composés non-glacés présents à la surface d'Europe à l'aide de l'instrument MAJIS, dont l'équipe dans laquelle j'effectue ma thèse a obtenu la responsabilité.

Afin de préparer le budget radiométrique de MAJIS et d'essayer d'apporter une plus-value aux résultats NIMS sur la composition de la surface d'Europe, une campagne d'observations depuis le sol a été menée entre Octobre 2011 et Janvier 2012 avec le spectromètre imageur infrarouge SINFONI du VLT. En effet, le couplage de son système d'optique adaptative très performant, permettant à peu près d'égaliser la résolution spatiale d'observations à grande échelle acquises par des missions spatiales antérieures, avec sa résolution spectrale et son rapport signal sur bruit inégalés (table 5), devrait permettre la détection et la cartographie de subtiles signatures spectrales. L'objectif immédiat de mon étude a donc été de contraindre chimiquement la surface d'Europe en répondant à différentes questions en rapport avec (1) la nature et la distribution des de la glace d'eau et des hydrates et (2) la présence ou non de matière organique et de minéraux hydratés. Répondre à ces questions contribuerait à mieux comprendre (1) la balance entre les processus exogènes et endogènes prenant place à la surface d'Europe et (2) les caractéristiques chimiques de l'océan sous-glaciaire ainsi que son potentiel exobiologique.

	SINFONI (ESO/VLT)	NIMS (Galileo, 2000)	LEISA (New Horiz., 2012)	MAJIS (JUICE, 2030)
Spectral coverage	1.45-2.45 μm	0.7-5.2 μm	1.25-2.5 μm	0.4-5.7 μm
Spectral resolution	≈ 0.6 nm	≈ 24.3 nm	≈ 6 nm	2.3-6.6 nm
Spatial Sampling	≈ 150 km	≈ 5 -100 km	≈ 180 -250 km	≈ 2 -3 km
Global coverage [60°S,60°N]	12.5 x 25 m.a.s ≈ 35 x 70 km	Partial @ 30 km	≈ 180 x 250 km	≈ 1 -10 km
S/N ratio	100-1000	A few tens	>100	>100

TABLE 5 – Tableau comparatif entre SINFONI et les spectromètres imageurs infrarouge de trois missions spatiales passées (NIMS, Galileo), présentes (LEISA, New Horizons) et futures (MAJIS, JUICE). Les valeurs de signal sur bruit sont celles obtenues en dehors des bandes d'absorptions de la glace d'eau.

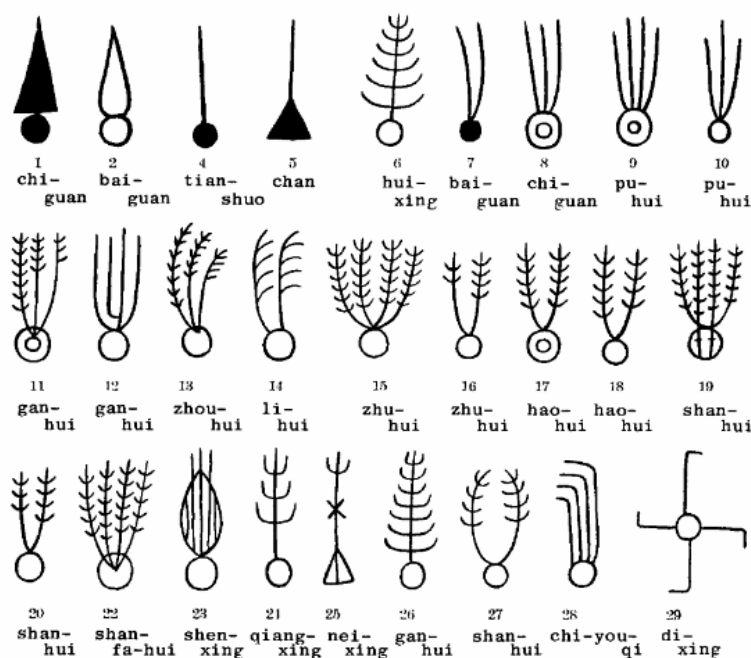
Les parties II et III de cette thèse sont consacrées à cette étude sur la composition chimique de la surface d'Europe. Dans la partie II, je détaillerai tout d'abord les caractéristiques générales des données et de l'instrument à l'origine de leur acquisition (chapitre 3), puis je présenterai l'importante chaîne de réduction mise en place afin de traiter au mieux ces données (chapitre 4). La partie III sera quant à elle dédiée d'abord à la présentation des résultats des premières analyses spectrales (chapitre 5), puis aux résultats obtenus à l'aide de la modélisation linéaire des spectres de nos données (chapitre 6), et enfin à l'interprétation de ces résultats en termes de processus physiques auxquels est soumise la surface d'Europe.

2 Les grains cométaires

2.1 Les comètes

2.1.1 Les comètes dans l'Histoire

Les comètes, dont l'étymologie vient du grec ancien « *o komêtês* » (ὁ κομήτης) signifiant littéralement « astre chevelu », sont des petits corps du système solaire constitués d'agrégats de grains et poussières interplanétaires ainsi que de glaces (WHIPPLE 1950). Avec les éclipses solaires, les comètes sont des événements spectaculaires qui ont de tout temps été observés par l'Homme (figure 21) et sont à l'origine de nombreux mythes et croyances qui ont perduré par-delà les siècles.



tical to a Parabolical one. This, moreover, confirms me in my Opinion of its being the fame; that in the Year 1456. in the Summer time, a Comet was seen passing Retrograde between the Earth and the Sun, much after the same Manner: Which, tho' no Body made Observations upon it, yet from its Period, and the Manner of its Transit, I cannot think different from those I have just now mention'd. Hence I dare venture to foretell, That it will return again in the Year 1758. And, if it should then return, we shall have no Reason to doubt but the rest must return too: Therefore Astronomers have a large Field to exercise themselves in for many Ages, before they will be able to know the Number of these many and great Bodies revolving about the common Center of the Sun; and reduce their Motions to certain Rules. I thought, indeed, that the Comet which appear'd in the Year 1532. might be the same with that observ'd by *Hewelius* in the Year 1661. But *Apian's* Observations, which are the only ones we have concerning the first of these Comets, are too rude and unskilful, for any thing of Certainty to be drawn from them, in so nice a Matter. I design to treat of all these Things in a larger Volume, and contribute my utmost for the Promotion of this Part of Astronomy, if it shall please God to continue my Life and Health.

FIGURE 21 – (Gauche) Charte d'identification des comètes retrouvée à Mawangdui, site archéologique chinois datant des Han Occidentaux. Cette charte, qui est une transcription faite à partir du "Livre de soie" datant du IV^{ème} siècle avant notre ère (XI 1984), est le plus vieil atlas cométaire connu et décrit 29 comètes différentes. (Droite) Passage de l'essai d'Edmond Halley (*A synopsis of the astronomy of comets*, 1705) évoquant la prévision du retour de la comète de Halley en 1758.

La question de l'origine des comètes a été fortement débattue de l'Antiquité, la Grèce Antique en particulier, au siècle des Lumières. Aristote (384–322 av. J.-C.), dans son traité des *Météorologiques*, défend une origine météorologique du phénomène, qui serait produit par l'embrassement d'exhalaisons terrestres sèches et chaudes. Cette théorie de l'origine atmosphérique des comètes eut de nombreux défenseurs à travers l'Histoire, passant notamment par Ptolémée (90–168 ap. J.-C.) et Galileo Galilei (1564–1642 ap. J.-C.), ce dernier étant probablement resté prisonnier de la doctrine de l'Eglise catholique qui réfutait alors une origine cosmique jugée trop divine. Cette hypothèse cosmique fut défendue par de nombreux philosophes de la Grèce Antique, parmi lesquels Anaxagore (500–428 av. J.-C.), Hippocrate (460–377 av. J.-C.) et Démocrite (460–370 av. J.-C.). Mais ce n'est que quatre siècles plus tard que Sénèque (-4–65 ap. J.-C.), dans son livre VII des *Questions naturelles*, émit pour

la première fois l’hypothèse de corps célestes en mouvement apparaissant de manière périodique. L’hypothèse cosmique fut démontrée pour la première fois bien des siècles plus tard par l’astronome danois Tycho Brahe (1546–1601 ap. J.-C.) suite au passage de la Grande comète de 1577 (C/1577 V1). En effet, du fait de l’absence de parallaxe entre ses observations et celles d’un de ses collègues basé à Prague, il mit en évidence le caractère non atmosphérique et donc cosmique du phénomène. Durant le passage de cette comète, Brahe put confirmer la découverte de Girolamo Fracastoro (1478–1553 ap. J.-C.) faite 40 ans plus tôt concernant la direction opposée de la queue de la comète par rapport à la celle du Soleil. Enfin, le retour de la comète de Halley au début de l’année 1759, prédit par Edmond Halley (1656–1742 ap. J.-C.) de manière quasi-exacte près de 60 ans plus tôt grâce à la mécanique newtonienne (figure 21), valida définitivement l’hypothèse de l’origine cosmique des comètes ainsi que leur périodicité. Dès lors, de nombreux astronomes européens entreprirent une « chasse à la comète » parmi lesquels Caroline Herschel (1750–1848 ap. J.-C.), sœur de William Herschel (1738–1822 ap. J.-C.) à l’origine de la découverte d’Uranus, et Ernst Wilhelm Tempel (1811–1889 ap. J.-C.) dont la comète 9P/Tempel, découverte en 1867 à l’observatoire de Marseille, a été l’objet d’étude de la sonde spatiale Deep Impact. Aujourd’hui, avec près de 6000 comètes recensées et des télescopes et missions spatiales de plus en plus ambitieuses, la science des comètes a considérablement évoluée, permettant de lever en partie le voile sur des questions notamment relatives à leurs caractéristiques physico-chimiques, leur rôle dans l’histoire du système solaire primitif et leur provenance

2.1.2 La structure cométaire

Le noyau

Avant 1986, année de passage de la sonde spatiale Giotto à 600 *km* de la comète de Halley, il était difficile de prédire que les objets à l’origine de ces phénomènes visuels si spectaculaires aient un rayon globalement inférieur à 5 *km* et un albédo de surface de l’ordre de 0.05 (CRUIKSHANK et al. 1985, GREENBERG 1986, LAMY et al. 2004). Cet albédo, un des plus faible du système solaire, s’explique par la présence d’une croûte de matière organique (STRAZZULLA et al. 1991, CAPACCIONI et al. 2016). Les surfaces des différents noyaux cométaires observées par une sonde spatiale (figure 22) exhibent une forme irrégulière avec la présence de diverses structures morphologiques. On y retrouve entre autres des cratères d’impact, des « puits », des terrasses ou encore des terrains lisses (KELLER et al. 1988, THOMAS et al. 2013a, THOMAS et al. 2013b, VINCENT et al. 2015a, SIERKS et al. 2015, THOMAS et al. 2015). S’il semble évident que la formation des cratères d’impact n’est pas d’origine endogène, les autres morphologies sont, elles, très probablement liées à l’activité cométaire (BASILEVSKY et al. 2006, VINCENT et al. 2015b).

Une étude basée sur des données radars de huit noyaux cométaires différents a permis de contraindre la densité des noyaux cométaires dans l’intervalle 500 – 2000 $kg.m^{-3}$ (LAMY et al. 2015). D’après trois études basées sur des données de la mission Rosetta, la comète 67P/Churyumov-Gerasimenko (67P/C-G) possède une densité approchant la limite basse de cet intervalle : $535 \pm 35 kg.m^{-3}$ (PREUSKER et al. 2015), $533 \pm 6 kg.m^{-3}$ (PATZOLD et al. 2016) ou $532 \pm 7 kg.m^{-3}$ (JORDA et al. 2016). En faisant une hypothèse sur la composition chimique moyenne du noyau de 67P/C-G et en considérant que son ratio $\frac{[poussières]}{[gaz]}$ (ξ) est de $\xi = 4 \pm 2$ (ROTUNDI et al. 2015), les densités évoquées précédemment ne peuvent être

obtenues qu’avec une porosité très élevée, certainement la plus élevée du système solaire, approximativement égale à 75% dans le cas de 67P/C-G (KOFMAN et al. 2015, PATZOLD et al. 2016, JORDA et al. 2016). Une théorie tentant d’expliquer cette porosité très élevée défend que le noyau cométaire est issu de l’agglomération d’entités très petites et de tailles variables pouvant créer de larges vides (DONN et al. 1986, WEISSMAN 1986, WEISSMAN et al. 2004). Cette théorie bien que cohérente avec la fragmentation de la comète D/1993 F2 (*Shoemaker-Levy 9*) lors de son approche de la planète Jupiter en 1994, ne semble pourtant pas être compatible avec certaines des dernières études publiées sur la comète 67P/C-G (MASSIRONI et al. 2015, PATZOLD et al. 2016).

Structure globale

A l’approche du Soleil, la température du noyau augmente, provoquant la sublimation des glaces présentes à sa surface. Ce dégazage engendre une déstabilisation locale des grains glacés se trouvant à la surface qui vont alors se désolidariser du noyau (LELLOUCH et al. 1998) et entrainer la formation de jets (KELLER et al. 1986). La sublimation de la partie volatile de ces grains dans l’environnement proche du noyau va libérer les grains de poussière (DAVIES et al. 1997), dont l’accumulation va permettre la formation d’un halo diffus à peu près sphérique communément appelé « *coma* » (figure 22). En général, le rayon de la coma se situe entre 2×10^4 et 10^5 km (COMBI et al. 2004), et sa composition chimique se traduit globalement par un mélange d’eau (H_2O), de monoxyde de carbone (CO), de dioxyde de carbone (CO_2) (HASSIG et al. 2015), et d’autres volatiles minoritaires comme le méthane (CH_4), l’ammoniac (NH_3), le sulfure d’hydrogène (H_2S) ou encore le cyanure d’hydrogène (HCN) (CROVISIER 1999, COCHRAN et al. 2015). Les taux de production de ces espèces sont reliés à la distance héliocentrique par des lois de puissance, passant ainsi d’environ 10^{29} mol.s⁻¹ à 3 U.A. (abréviation de « Unité(s) Astronomique(s) », soit 149.597.871 km, l’équivalent à la distance moyenne Terre–Soleil) à 10^{31} mol.s⁻¹ à 1 U.A. (BIVER et al. 1997).

La coma est prolongée par la queue de la comète, partie la plus visible depuis le sol et la plus spectaculaire car pouvant atteindre jusqu’à 100 millions de kilomètres, soit près de 30 fois la distance Terre-Lune. La queue d’une comète se décompose en fait en deux queues souvent bien distinctes aux propriétés et aux origines très différentes (figure 22). La plus connue est la queue de poussières dont la direction est en opposition par rapport au Soleil. Les poussières de cette queue ont une grande variabilité de taille, allant du sub-micrométrique au pluri-millimétrique (LEVASSEUR-REGOURD ET AL. 2007). La seconde queue est ionique avec pour origine la photodissociation des espèces chimiques présentes dans la coma due au rayonnement ultraviolet (UV) du Soleil. La direction de cette queue de plasma résulte d’une interaction des espèces ionisées avec les lignes de champ magnétique interplanétaire porté par les particules chargées du vent solaire (LUTZ et al. 1993). Du fait de la grande vitesse du vent solaire (≈ 450 km.s⁻¹), cette queue ionique est rectiligne alors que la queue de poussières est légèrement courbe. Enfin, sa couleur bleutée suggère la présence d’ions CO^+ , dont l’espèce neutre est présente en abondance.

2.1.3 Les différentes classes de comètes et leurs réservoirs

Les comètes ont les paramètres orbitaux les plus divers du système solaire et sont certainement caractéristiques des différents réservoirs cométaires actuels. Afin de mettre en

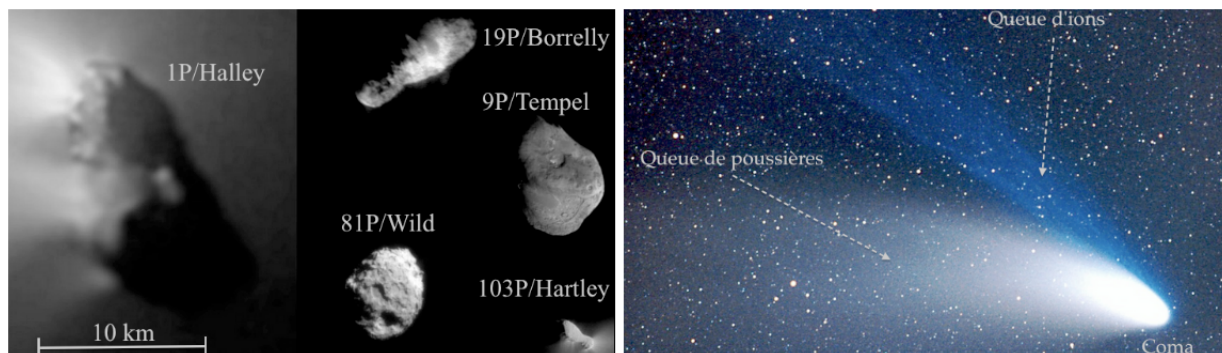


FIGURE 22 – (*Gauche*) Quelques noyaux cométaires, représentés à la même échelle, photographiés par différentes sondes spatiales : Giotto (1P/Halley), Deep Space1 (19P/Borrelly), Stardust (81P/Wild 2 et 9P/Tempel) et Deep Impact (103P/Hartley). (*Droite*) La comète Hale-Bopp d’un rayon d’environ 30 km (FERNANDEZ 2002) a illuminé le ciel de l’hémisphère Nord en 1997 (périhélie le 1^{er} avril). La distinction entre sa queue ionique, bleutée, et sa queue de poussières, blanche, était parfaitement visible.

place une taxonomie des comètes selon leur réservoir d’origine, CARUSI et al. (1987) ont suggéré l’utilisation d’un paramètre dynamique appelé paramètre de Tisserand (KRESAK 1982, KOSAI 1992). Le paramètre de Tisserand (T_J) s’exprime de la manière suivante :

$$T_J = \frac{a_J}{a} + 2 \left[(1 - e^2) \frac{a}{a_J} \right]^{1/2} \cos(i) \quad (1)$$

avec T_J le paramètre de Tisserand par rapport à Jupiter, a_J la valeur du demi-grand axe de l’orbite de Jupiter (constant), et a , e et i respectivement les valeurs du demi-grand axe, de l’excentricité et de l’inclinaison de l’orbite cométaire. Même si la période orbitale d’une comète (et des autres petits corps du système solaire) est amenée à être fréquemment modifiée, parfois radicalement (HASEGAWA et al. 2003), à la suite d’un passage dans la zone d’influence gravitationnelle des planètes (TANCREDI 1998), les comètes semblent conserver un T_J relativement stable dans le temps (LEVISON et al. 1994, LEVISON 1996, DUNCAN et al. 2004, GLADMAN et al. 2008, TANCREDI 2014, DONES et al. 2015). Bien qu’imparfaite car ne prenant en compte que l’histoire orbitale récente des comètes, une classification en partie basée sur ce paramètre dynamique a été développée. Comme pour toutes classifications il existe quelques cas particuliers (LEVISON 1996, GLADMAN et al. 2008), mais celle-ci reste plus robuste que la classification antérieure basée sur la période orbitale (LARDNER 1853). Cette nouvelle classification est résumée par la figure 23 en fin de sous-section.

Les comètes dans le plan de l’écliptique (“*Ecliptic Comets*” : ECs)

Cette catégorie définit les comètes ayant $T_J > 2$ et qui ont, comme leur nom l’indique, une orbite située globalement dans le plan de l’écliptique, avec $i \lesssim 35^\circ$ (LEVISON 1996, MORBIDELLI 2005, DONES et al. 2015). Du fait de leur période orbitale généralement courte, ce sont les comètes dont les caractéristiques orbitales sont le mieux connues. Par conséquent, à part pour la comète de Halley, c’est la seule catégorie de comètes à avoir été prises pour cibles des missions spatiales (figure 22). Du fait de la faible inclinaison de leur orbite, il est communément admis que les ECs proviendraient en grande partie de la ceinture de Kuiper et du disque dispersé (communément appelé « *scattered disk* »), situé entre l’orbite de Neptune et une distance de 2000 $U.A.$ (DUNCAN et al., LEVISON et al. 1997, GLADMAN et al. 2008).

Actuellement, on distingue quatre sous-groupes d'ECs :

- Les comètes de type Encke (« *Encke-type Comets* »), définies par $T_J > 3.05$ et $q < Q_J$, avec q le périhélie de la comète et Q_J l'aphélie de Jupiter (TANCREDI 2014). Elles sont nommées en référence à la comète 2P/Encke dont la périodicité fut calculée pour la première fois par l'astronome allemand Johann Franz Encke (1791–1865 ap. J.-C.) et qui fut longtemps la comète possédant la plus petite période orbitale (3,3 ans). Du fait de leur courte période orbitale et d'une faible distance avec le Soleil au périhélie, ces comètes consomment rapidement leurs éléments volatils et deviendront à terme rapidement inactives. Dans le même temps, les fortes perturbations gravitationnelles dues à la présence de Jupiter rendent leurs orbites très instables au point que, d'après les modèles, la comète 2P/Encke devrait finir par heurter le Soleil d'ici 10^6 ans (LEVISON et al. 1994, VALSECCHI et al. 1995).
- Les comètes de la ceinture principale (« *Main Belt Comets* » : MBCs). La première détection d'une activité cométaire d'un corps appartenant à la ceinture d'astéroïdes a tout juste vingt ans (ELST et al. 1996). Depuis de nombreux autres corps de la ceinture d'astéroïdes ont été observés avec une activité cométaire, donnant ainsi naissance à une nouvelle classe de comètes (HSIEH et al. 2006, BERTINI 2011). Comme les comètes de type Encke, elles ont des paramètres $T_J > 3.05$ et $q < Q_J$ (TANCREDI 2014), mais la différence se situe au niveau des valeurs de a et q , semblables à celles des astéroïdes de la ceinture principale : $a \in [2.0-3.2] U.A.$ et $q > 1.666 U.A.$. Ces contraintes sur a et q sont caractéristiques d'orbites relativement stables et quasi-circulaires, ce qui est dynamiquement incompatible avec l'hypothèse d'une origine des MBCs liée au système solaire externe (HSIEH et al. 2006). Ainsi, l'hypothèse d'une origine in-situ à la suite de la fragmentation d'un astéroïde parent est envisagée pour cette catégorie de comètes (HAGHIGHIPOUR 2009, BERTINI 2011).
- Les comètes de la famille de Jupiter (« *Jupiter Family Comets* » : JFCs), ont des périodes orbitales $P < 20 - 30$ ans et sont définies dynamiquement par $q < 7.35 U.A.$ et $2 < T_J < 3.05$ (GLADMAN et al. 2008, DONES et al. 2015). Ces comètes ont une orbite interceptant celle de Jupiter (LEVISON 1996). De ce fait, de même que pour les comètes de type Encke avec lesquelles les JFCs sont souvent comparées, les fortes interactions gravitationnelles avec Jupiter rendent leur comportement orbital assez chaotique (LOWRY et al. 2008). L'exemple le plus marquant est la collision de la comète Shoemaker-Levy 9 (aussi appelée D/1993 F2) avec Jupiter en Juillet 1994.
- Les Centaures, aussi appelés comètes de type « *Chiron* » en référence au premier corps de cette catégorie ayant présenté un comportement cométaire (HARTMANN et al. 1990, LUU et al. 1990), sont définis par $T_J > 2$ et $Q_J < q < a_U$ (avec a_U le demi-grand axe d'Uranus); ce sont des comètes dont l'orbite est entièrement extérieure à celle de Jupiter (TANCREDI 2014). Bien qu'encore présents dans les classifications récentes (DONES et al. 2015), les Centaures ne peuvent peut-être pas être considérés comme des comètes « communes ». En effet, Chiron a connu un pic d'augmentation de sa magnitude à l'approche de son aphélie et non pas de son périhélie (BUS et al. 2001, DUFFARD et al. 2002), ce qui est contradictoire avec une activité cométaire déclenchée par le réchauffement à l'approche du périhélie. Des études récentes démontrent que les changements de magnitude observés chez certains Centaures, dont Chiron, sont

explicables par la présence d’un système d’anneaux détectables par occultation stellaire (BRAGA-RIBAS ET AL. 2014, DUFFARD et al. 2014, ORTIZ et al. 2015).

Les comètes aux orbites quasi-isotropes (“*Nearly-Isotropic Comets*” : NICs)

A contrario des ECs, les NICs sont des comètes présentant une large variété d’angle d’inclinaison par rapport au plan de l’écliptique (DONES et al., 2004). Il y a plus de 150 ans déjà, LARDNER (1853) remarquait que la majorité des comètes connues à l’époque devaient provenir de beaucoup plus loin que Neptune, planète alors tout juste découverte (1846). Ce réservoir des NICs est le nuage d’Oort, nommé ainsi en référence à l’astronome qui suggéra son existence à partir d’une étude des orbites de comètes (OORT 1950, WANG et al. 2014). D’après les modèles, le nuage d’Oort serait sphérique, contiendrait entre 7.6×10^{10} et 6×10^{12} comètes avec un diamètre supérieur à 2.3 km et pourrait s’étendre au-delà de 10^5 U.A. (OORT 1950, DUNCAN et al. 1987, WEISSMAN 1996, BRASSER et al. 2013). A une telle distance, de faibles perturbations gravitationnelles seraient suffisantes pour déstabiliser l’orbite initiale de ces corps et ainsi les faire plonger vers le système solaire interne (WEISSMAN 1980, HILLS 1981, HEISLER et al. 1986). Dynamiquement, les NICs sont toutes caractérisées par $T < 2$ mais on peut les classer dans 3 sous-groupes :

- Les « nouvelles » NICs (NNICs). Ce sont des comètes suivant une orbite hyperbolique et qui, sauf perturbation orbitale majeure, ne sont observables qu’une seule et unique fois (OORT et al. 1951) Une comète possédant un demi-grand axe $a \geq 10^4 \text{ U.A.}$ est considérée comme appartenant à cette catégorie (LEVISON 1996).
- Les comètes à longue période (« *Long Period Comets* » : LPCs). Contrairement aux NNICs, ces comètes sont périodiques, avec une période orbitale supérieure à 200 ans et un demi-grand axe défini par $a \in [40 - 10^4] \text{ U.A.}$ (LEVISON 1996). Ces comètes seraient d’anciennes NNICs dont les orbites originelles auraient été perturbées par les interactions gravitationnelles avec les planètes géantes (LEVISON et al. 2002).
- Les comètes de type Halley (« *Halley Type Comets* » : HTC). Nommées ainsi en référence à la comète de Halley, ces comètes ont une période orbitale inférieure à 200 ans et un demi-grand axe $a \lesssim 40 \text{ U.A.}$ (LEVISON 1996). D’après les modèles d’évolution dynamique, les HTC seraient d’anciennes LPC dont les orbites auraient été raccourcies au cours d’une ou plusieurs orbites précédentes (LEVISON et al. 2001). Le très faible nombre de HTC réellement observées par rapport à celui des modèles implique que moins de 1 % des HTC survivrait à ce raccourcissement d’orbite (LEVISON et al. 2002). Une étude récente de ces comètes estime que les HTC auraient une durée de vie très courte, entre 10^5 et 10^6 ans (VAN DER HELM et al. 2012).

2.1.4 L’histoire des comètes dans le système solaire

Formation et conditions de formation

D’après la théorie communément admise, la formation du système solaire ferait suite à l’effondrement gravitationnel partiel ou total d’un nuage moléculaire de plusieurs années-lumière de diamètre et composé de gaz et de poussières, il y a $4.568 \times 10^9 \text{ ans}$ (BOUVIER et al. 2010). Sous l’effet de la gravité, une large majorité de la masse de ce nuage moléculaire s’est regroupée en son centre formant le proto-Soleil, tandis que le reste de la masse du nuage s’est concentré sur le plan équatorial du proto-Soleil créant ainsi le disque proto-planétaire.

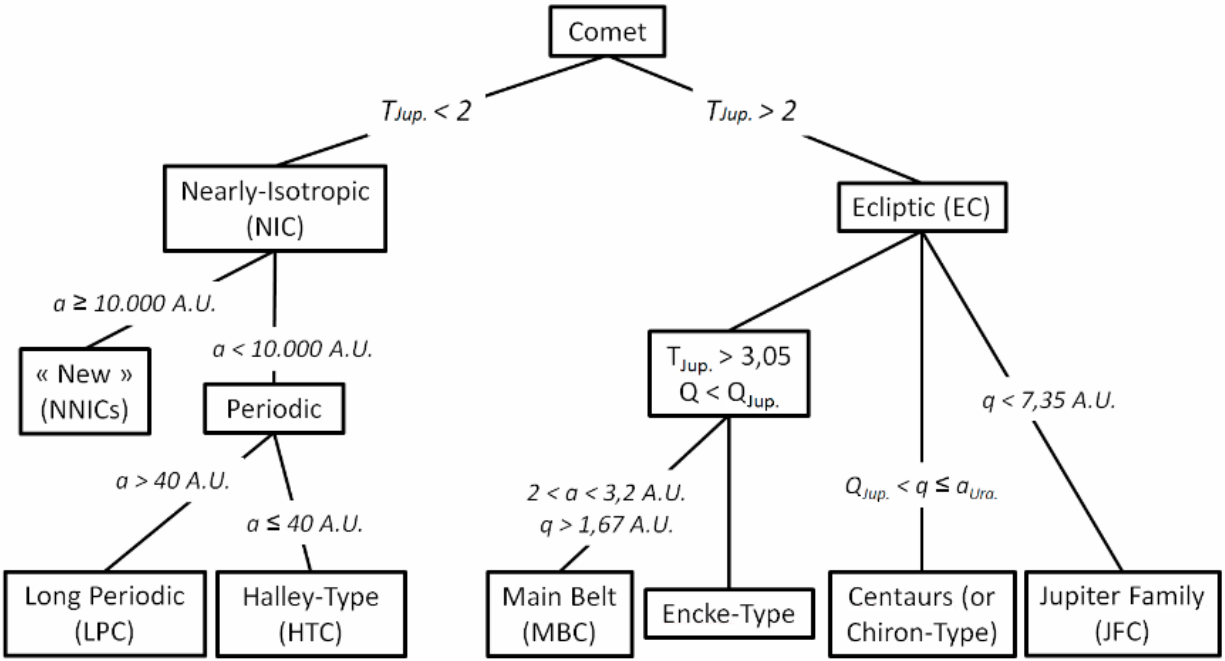


FIGURE 23 – Charte cométaire du système solaire. Les NICs présentent des orbites isotropiques, caractéristiques du nuage sphérique d’Oort. L’inclinaison orbitale des ECs, comprise entre 0° et 35° par rapport au plan de l’écliptique, est quant à elle caractéristique de la ceinture de Kuiper et du disque dispersé.

Ce disque proto-planétaire fut la source du matériel nécessaire à la formation des planètes en 2-3 millions d’années par accrétion de petits corps, comme le sont les astéroïdes et les comètes (RAYMOND et al. 2009, CLOUTIER et al. 2014, DONES et al. 2015).

Il existe deux théories pour la formation des noyaux cométaires : la première considère que ce sont des agglomérats de « cométésimaux » formés directement à partir d’un mélange de poussières du milieu interstellaire et de la nébuleuse proto-solaire, alors que la seconde considère que ce sont des débris d’impacts de corps plus grands (WOODEN et al. 2008, GUILBERT-LEPOUTRE et al. 2015, MORBIDELLI et al. 2015). Chimiquement, elles sont composées de poussières réfractaires comme les molécules organiques et les minéraux de type olivines, pyroxènes et sulfures, mais aussi de grains de glaces (majoritairement H_2O) et de composés volatils qui y sont piégés comme CO_2 , CH_4 , N_2 , NH_3 ou comme les gaz nobles (HANNER et al. 1996, IRO et al. 2003, DONES et al. 2015). Une étude récente basée sur différents instruments de la sonde Rosetta estime que le ratio $\frac{[poussières]}{[gaz]}$ (ξ) du noyau correspond à $\xi = 4 \pm 2$ (ROTUNDI et al. 2015). L’image de « boule de neiges sales » généralement attribuée aux comètes n’est donc pas vraiment représentative de la réalité, les comètes s’apparentant plutôt à une « boule de poussières glacées ». Toutefois, cette faible teneur en composés volatils des comètes est néanmoins suffisamment élevée pour être caractéristique (1) d’une formation par-delà la ligne de glace à environ $5 U.A.$ au moment de la formation du système solaire notamment pour expliquer la présence de CO et CO_2 (A’HEARN et al. 2012) et (2) d’une évolution relativement faible des propriétés physico-chimiques des comètes (voir sous-section suivante) depuis leur formation, il y a $4.5 \times 10^9 ans$, faisant d’elles les corps les moins évolués du système solaire (GREENBERG 1998).

L’identification des composés présents dans les comae de différentes comètes a mis en

évidence la variabilité de la nature et des abondances des composés volatils (MUMMA et al. 2011, A’HEARN et al. 2012). Bien que parfois remis en question, il est généralement admis que l’origine de ces variations de compositions réside dans les conditions de formation des noyaux cométaires, et notamment concernant la température du milieu. Le rapport isotopique D/H (avec D pour deutérium et H pour hydrogène) de la glace d’eau et les gaz nobles comme l’hélium (He), le néon (Ne), l’argon (Ar) et le krypton (Kr) sont de très bons indicateurs de la température du milieu de formation de la comète. Par exemple, la découverte d’Argon suggère une température de formation extrêmement basse, autour de $20 - 35 K$, correspondant à la région froide de la ceinture de Kuiper au-delà de $30 U.A.$ (STERN et al. 2000, BALSIGER et al. 2015). Le rapport D/H très différent entre la comète 103P/Hartley 2, une JFC, et les NICs semble appuyer la théorie de réservoirs cométaires différents aux caractéristiques chimiques et isotopiques distinctes (YANG et al. 2013, WILLACY et al. 2015).

Evolution des propriétés physico-chimiques

Bien que considérées comme étant les corps les plus primitifs du système solaire et évoluant sur des orbites dont la distance avec le Soleil est grande, les comètes sont soumises à des processus les modifiant en surface (parfois latéralement) et en profondeur (PRIALNIK et al. 1987a, STERN 2003). On peut diviser ces processus en deux groupes : ceux liés à l’activité cométaire et ceux indépendants de cette activité.

Durant la phase d’activité cométaire, le noyau cométaire perd une partie de sa masse en éléments volatils. Chimiquement, cela se traduit par (1) une diminution de l’abondance relative de ces composés, (2) une transition supposée de la phase amorphe à la phase cristalline pour la glace d’eau et (3) la formation en surface d’un « manteau » de poussières (COCHRAN et al. 1992, JEWITT 1992, THOMAS et al. 2015, SCHULZ et al. 2015). En termes de propriétés physiques et dynamiques, cette perte de masse impacte subtilement la forme et la taille du noyau, mais aussi sa période de rotation (JEWITT 2004). L’activité de la comète Hale-Bopp a engendré une perte d’environ 0.1 % de sa masse totale, correspondant à une couche superficielle d’environ $10 m$ (JEWITT et al. 1999).

En dehors de leur phase d’activité, bien qu’évoluant à des distances où la température est très basse, les comètes sont soumises à des processus thermiques liés à la radioactivité, au passage à proximité d’étoiles ou encore à l’explosion de supernovæ voisines (PRIALNIK et al. 1987b, STERN 2003). Par exemple, la modélisation de l’évolution thermique d’un noyau cométaire poreux d’un rayon supérieur à $10 km$ a permis de mettre en évidence qu’une structure interne différenciée, avec un cœur composé notamment de glace d’eau cristalline, pourrait se mettre en place grâce à la chaleur dégagée par les désintégrations radioactives (PRIALNIK et al. 1995). Cependant, l’absence de minéraux hydratés, la non détection de glace amorphe, et la survie d’espèces volatiles comme le CO arguent qu’il y a probablement eu peu d’évolution interne. Outre les processus thermiques pouvant éventuellement modifier la structure interne du noyau cométaire, le « *space weathering* » est un ensemble de processus (bombardement micro-météoritique, irradiation, vent solaire et rayons cosmiques) affectant directement les premiers centimètres de la surface, aussi bien en termes de couleur, de composition chimique et de caractéristiques optiques (figure 24). Ces changements de propriétés sont consécutifs à la destruction de liaisons chimiques des molécules originelles et au réagencement chimique des produits de cette destruction. Enfin, comme tous les autres corps du système solaire, les noyaux cométaires sont certainement soumis à des phénomènes collisionnels (MORBIDELLI

et al. 2015). Cependant, comme l'activité cométaire lisse rapidement la surface, la présence de cratères d'impacts n'a encore jamais pu être établie avec certitude (VINCENT et al. 2015).

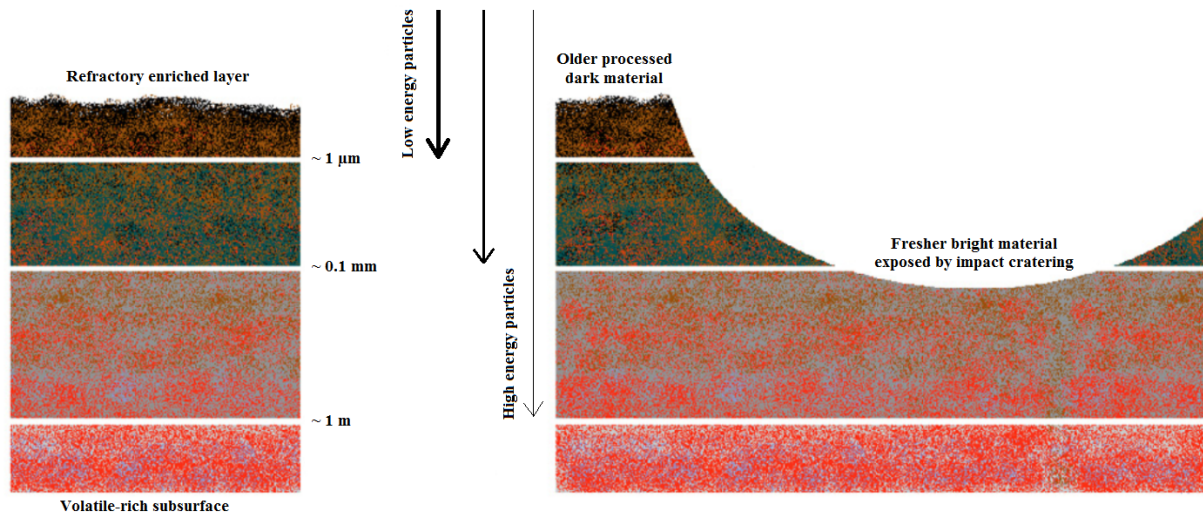


FIGURE 24 – Illustration des effets du *space weathering*, et notamment de l'irradiation, sur la surface et la proche surface d'un corps du système solaire externe comme les comètes, les Centaures ou encore les Objets Trans-Neptuniens (OTNs). Figure basée sur GUILBERT-LEPOUTRE et al. (2009).

La migration des planètes géantes et ses conséquences

L'étude de l'âge des météorites lunaires et des échantillons collectés par les missions Apollo a permis de mettre en évidence un phénomène de bombardement très intense des planètes telluriques entre 600 et 700 millions d'années après la formation du système solaire : le LHB (HARTMANN et al. 2000). Cet évènement cataclysmique résulte de la forte perturbation des orbites des quatre géantes gazeuses du système solaire (Jupiter, Saturne, Uranus, Neptune) provoquée par la mise en résonance des périodes orbitales de ces planètes (TSIGANIS et al. 2005, GOMES et al. 2005). D'après la version revue du modèle de Nice (MORBIDELLI et al. 2007), les périodes orbitales de Jupiter et de Saturne étaient en résonance 3 :2, celles de Saturne et d'Uranus également, tandis que celles d'Uranus et de Neptune étaient en résonance 4 :3 ou 5 :4. Ces multiples résonances orbitales ont eu pour conséquence d'augmenter l'excentricité d'Uranus jusqu'à un point de non-retour où les orbites de ces quatre planètes devinrent instables (LEVISON et al. 2011). Cette instabilité orbitale s'est traduite par un éloignement brutal des orbites d'Uranus et de Neptune. Ces deux planètes géantes vont alors rencontrer un disque très dense de petits planétésimaux glacés qui se trouvait au-delà de l'orbite initiale de Neptune, entre 15 $U.A.$ et 30 $U.A.$, et dont la masse totale devait être environ égale à 35 masses terrestres (TSIGANIS et al. 2005).

Outre le LHB qui remodela considérablement la surface des planètes telluriques, la migration des géantes gazeuses est aussi à l'origine de la mise en place des trois réservoirs cométaires actuels : la ceinture principale, la ceinture de Kuiper et le nuage d'Oort (DONES et al. 2015). Ainsi, il est communément admis que le nuage d'Oort est principalement peuplé de planétésimaux formés au-delà de l'orbite de Neptune (avant que cette dernière ne migre) et qui furent mis sur des orbites lointaines au moment de la migration brutale d'Uranus et de Neptune (DONES et al. 2004). Concernant la ceinture de Kuiper, les modèles s'accordent

à dire que les corps qui la composent aujourd’hui correspondent à des corps majoritairement formés in situ (30 – 50 *U.A.*) ou dont les orbites auraient seulement été modérément modifiées par la migration des planètes géantes (LEVISON et al. 2003).

2.2 Les grains cométaires avant Rosetta

Les études depuis le sol et les missions spatiales ayant précédé la mission Rosetta avaient déjà permis de préciser les caractéristiques physico-chimiques des grains cométaires. En effet, depuis 1986 et la mission Giotto, près d’une dizaine de sondes ont eu pour but l’étude des comètes, avec comme objectif principal (pour certaines d’entre elles) la caractérisation des noyaux cométaires à travers l’étude chimique, physique et dynamique des grains. Le retour d’échantillons effectué par la mission Stardust a notamment particulièrement contribué au développement des connaissances dans ce domaine. Ainsi, avant même le lancement de la mission Rosetta, il était communément admis que les noyaux cométaires correspondaient à un agrégat de grains hétérogènes globalement poreux, pouvant avoir une taille supérieure à 1 *mm* de diamètre (LEVASSEUR-REGOURD et al. 2007), grains composés de minéraux principalement silicatés et de molécules réfractaires (notamment organiques) et qui seraient recouverts d’un « manteau » de glaces volatiles pouvant être incluses de nano-particules de carbone (GREENBERG et al. 1999).

2.2.1 Composition chimique

Les minéraux silicatés

Des études spectroscopiques ont montré que les minéraux majoritairement présents dans les grains cométaires sont les minéraux silicatés, et particulièrement les olivines (forstérite, Mg_2SiO_4) et les pyroxènes (enstatite, MgSiO_3) généralement sous leur forme cristalline (CAMPINS et al. 1989, WOODEN et al. 1999). Trouver ces silicates sous forme cristalline nécessite soit une formation de ces grains à une température supérieure à 1450 *K*, soit une dévitrification de grains préalablement amorphes à une température supérieure à 1000 *K* (LISSE et al. 2006, WOODEN et al. 2008). La présence de ces silicates fut ensuite été confirmée par l’analyse des échantillons rapportés par la mission Stardust (ZOLENSKI et al. 2006).

Outre le tronc commun que sont les olivines et pyroxènes, d’autres silicates n’ont été détectés que dans une fraction des comètes étudiées, impliquant ainsi une diversité chimique des différents réservoirs de formation des comètes. Par exemple, la comète 81P/Wild 2 (Stardust) est la seule où la présence de « Calcium-Aluminium Inclusions » (CAIs, figure 25) a été mise en évidence (BROWNLEE et al. 2006). Cette présence est surprenante car ces inclusions sont considérées comme étant les premiers solides à s’être formés dans des régions proches du jeune Soleil, à une température peut-être supérieure à 2000 *K* où les espèces volatiles n’auraient pu subsister (JONES et al. 2000, ZOLENSKI et al. 2006). Cette discordance liée à la présence de minéraux formés à très hautes températures ainsi que de composés volatils nécessitant des températures très basses suggère la nécessité d’un transport à grande échelle des grains silicatés vers le système solaire externe (BROWNLEE et al. 2006, MCKEEGAN et al. 2006). Un second exemple de minéraux non-détectés sur toutes les comètes sont les phyllosilicates. En effet, tandis que la comète 81P/Wild 2 semble dépourvue de cette famille minérale (ZOLENSKI et al. 2006), les modélisations spectrales de la comète 9P/Tempel 1 de LISSE et al. (2006) aboutissent à la conclusion que $\sim 8\%$ des silicates sont des phyllosilicates

sous forme de nontronite (famille des smectites). La présence de ces minéraux, formés soit par altération aqueuse de minéraux silicatés, soit suite à un impact entre deux objets riches en glace d'eau et en silicates (CIESLA et al. 2003), suggère l'existence d'une grande quantité d'eau dans la région de formation de 9P/Tempel 1.

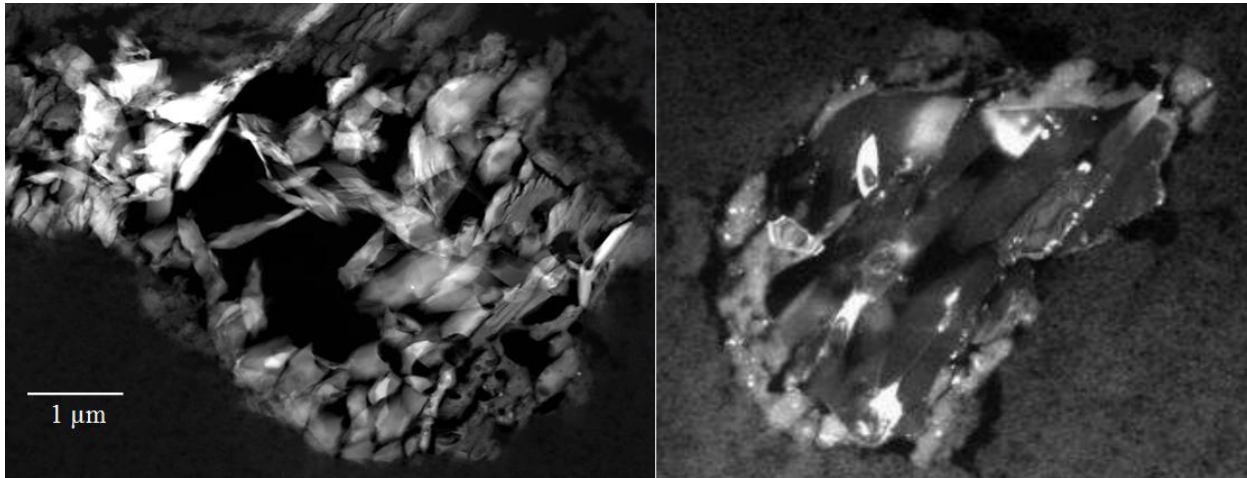


FIGURE 25 – Grains silicatés de la comète 81P/Wild 2 ramenés par la mission Stardust. (*Gauche*) Grain composé partiellement de CAIs (gehlénite). (*Droite*) Olivine magnésienne cristalline (forstérite).

Les minéraux non-silicatés

Les minéraux non-silicatés sont globalement présents en quantité moindre comparés aux olivines et aux pyroxènes. Ces minéraux appartiennent généralement à l'une des 3 familles minérales suivantes : les métaux (fer, nickel, etc...) et leurs oxydes associés, les sulfures et les carbonates. Les oxydes observés dans les échantillons Stardust sont majoritairement des oxydes de fer (magnetite Fe_3O_4 , hématite Fe_2O_3), mais leur origine n'est peut-être pas seulement cométaire ; en effet, une oxydation superficielle de minéraux métalliques due à la chaleur dégagée par la capture du grain (à une vitesse supérieure à 6 km.s^{-1}) dans l'aérogel de silice pourrait expliquer leur présence (BRIDGES et al. 2010). Concernant les sulfures, ce sont majoritairement (près de 98 % pour les échantillons de Stardust) des sulfures de fer (troilite et pyrrhotite, respectivement FeS et Fe_{1-x}S), avec parfois du nickel (pentlandite, $(\text{Fe,Ni})_9\text{S}_8$) ou du magnésium (ninningerite, $(\text{Mg,Fe})\text{S}$) (BROWNLEE et al. 2006, LISSE et al. 2006, ZOLENSKY et al. 2008). En ce qui concerne les carbonates, ces minéraux sont à l'instar des silicates riches en magnésium (magnésite, MgCO_3) ou en fer (sidérite, FeCO_3) et représentaient approximativement 5 % des poussières éjectées de la surface de 9P/Tempel 1 par l'impacteur de la sonde Deep Impact (LISSE et al. 2006). Sur Terre, les carbonates sont issus de l'altération de roches silicatées en milieu aqueux concentré en CO_2 , mais la formation de ces minéraux serait aussi possible à proximité de proto-étoiles dans les régions où la concentration en gaz de H_2O et CO_2 est élevée (TOPPANI et al. 2005).

Les molécules organiques complexes

Les premières analyses des grains de la comète 1P/Halley, réalisées par les spectromètres de masse à temps de vol PIA et PUMA des sondes Giotto et Vega, ont révélé que près de 30% des grains analysés (grains « CHON ») avaient une composition dominée par les

éléments légers : Carbone, Hydrogène, Oxygène et Azote (« *Nitrogen* » en anglais) (KISSEL et al. 1986a, KISSEL et al. 1986b, LANGEVIN et al. 1987). La combinaison de ces éléments est à l'origine de molécules organiques, dont des molécules importantes pour la chimie prébiotique comme les acides aminés. Ainsi, la première détection formelle de l'acide aminé appelé glycine ($C_2H_5NO_2$) souligne le rôle fondamental qu'ont dû jouer les comètes dans l'apport des molécules nécessaires à l'émergence de la vie (ELSILA et al. 2009).

Parmi les autres molécules organiques existantes, la communauté scientifique admet généralement que les molécules dites « HAPs » (Hydrocarbures Aromatiques Polycycliques), molécules cycliques constituées d'atomes de carbone et d'hydrogène, sont présentes au sein des noyaux cométaires. Cette hypothèse fut à l'origine appuyée par une étude spectrale de la comète 9P/Tempel 1 menée par LISSE et al. (2006) et par l'analyse des échantillons de la mission Stardust menée par SANDFORD et al. (2006). Toutefois, ces résultats sont controversés : une seconde analyse spectrale montre que les caractéristiques spectrales des HAPs ne sont pas observées dans les spectres de la comète 9P/Tempel 1 (CROVISIER et al. 2008) et des tests expérimentaux ont montré que des HAPs pouvaient se former au moment de la capture des grains à très grande vitesse ($> 6 \text{ km/s}$) à partir d'impuretés de carbone présentes dans l'aérogel de Stardust (SPENCER et al. 2007, 2009). Par conséquent, bien que la présence de HAPs de 2 cycles (naphthalene, $C_{10}H_8$), 3 cycles (phenanthrene, $C_{14}H_{10}$) et 4 cycles (pyrene, $C_{16}H_{10}$) soit présumée (CLEMETT et al. 2010), elle n'a jamais pu être définitivement confirmée (HANNER et al. 2010, SANDFORD et al. 2010).

Le dernier type de molécules carbonées organiques dans les comètes constitue la matière carbonée amorphe. Ces molécules, très sombres, sont en grande partie à l'origine du faible albédo des comètes. Outre des propriétés optiques en accord avec l'albédo des noyaux cométaires, la présence de chaînes carbonées complexes à leur surface a aussi été démontrée par des observations spectroscopiques effectuées dans le nuage formé suite à l'impact du projectile de la mission Deep Impact avec la comète 9P/Tempel 1 (HARKER et al. 2005, 2007).

2.2.2 Propriétés physiques

Albédo, taille et distribution en taille

Les premières évaluations de l'albédo, de la taille et de la distribution en taille des grains cométaires ont été obtenues à partir de modélisations d'observations faites au sol et prenant notamment en compte les propriétés optiques et thermiques des grains. Les résultats obtenus par ces modélisations aboutissent à des grains avec un albédo de l'ordre de 4% (LEVASSEUR-REGOURD et al. 2008), avec des rayons (r) sub-micrométriques à plurimillimétriques (LEVASSEUR-REGOURD et al. 2007) et à une distribution en taille suivant une loi en puissance différentielle généralement comprise entre $r^{-2.6}$ pour la comète 1P/Halley (FULLE et al. 2000) et $r^{-4.5}$ pour la comète C2003 WT42 (KORSUN et al. 2010). Les études visant à préparer le rendez-vous de la sonde Rosetta (et notamment de l'instrument GIADA) avec la comète 67P/C-G, FULLE et al. (2004, 2010) avaient mis en lumière la possible évolution de la distribution en taille avec le temps ; selon ces études, la loi en puissance passerait de r^{-3} – $r^{-3.5}$ avant le périhélie à $r^{-4.2}$ – $r^{-4.5}$ après le périhélie. Cette asymétrie induirait une éjection des grains les plus larges (pluri-millimétriques) avant le périhélie, alors que les grains éjectés après le périhélie seraient majoritairement des grains de taille micrométrique et sub-micrométrique. Cette nette évolution de la distribution en taille des grains de la comète

67P/C-G ne faisait toutefois pas complètement consensus au moment du réveil de la sonde Rosetta (janvier 2014), une étude récente ayant abouti à une distribution de $r^{-3.2}$ et $r^{-3.4}$ respectivement pour le pré-périhélie et le post-périhélie (SNODGRASS et al. 2013).

Les cratères d’impacts et les grains cométaires collectés par la mission Stardust à une vitesse de 6 km/s lors de son survol de la comète Wild 2 ont permis de confirmer la taille des grains obtenue par modélisation, celle-ci étant comprise entre quelques dizaines de nanomètres à quelques centaines de micromètres (HÖRZ et al. 2006). Toutefois, la distribution en taille des grains, déduite à partir de la distribution en taille des cratères d’impacts présents dans l’aérogel et dans l’armature en aluminium, suit une loi en puissance différentielle entre $r^{-1.76}$ et $r^{-2.72}$ selon l’échelle des grains et la nature de la surface collectrice (BURCHELL et al. 2008). Cette valeur plus faible de l’indice de puissance est caractéristique d’un plus grand nombre de « gros » grains pour la comète 81P/Wild 2 comparée à la comète C2003 WT42 (et peut-être de 1P/Halley si la loi en puissance est plus proche de $r^{-1.76}$ que de $r^{-2.72}$).

Morphologie, densité et porosité

Les premières études de la diffusion de la lumière de la queue de poussières sont cohérentes avec des grains cométaires irréguliers, floconneux, hautement poreux et composés d’un agrégat de particules sub-micrométriques (GREENBERG et al. 1999, LASUE et al. 2006). Toutefois, l’étude et la reproduction en laboratoire des cratères d’impact présents à la surface de l’aérogel de la mission Stardust ont aussi mises en évidence présence de grains compacts (HÖRZ et al. 2006). En effet, la morphologie et le rapport *profondeur/diamètre* des cratères d’impact sont dépendants des propriétés physiques du grain impacteur (KEARSLEY et al. 2008). Ainsi les grains denses et compacts comme les grains inorganiques produisent des cratères d’impacts quasi-circulaires, profonds et avec un fond lisse et homogène, tandis que les grains floconneux comme les grains organiques produisent des cratères d’impacts difformes, superficiels et avec un fond très irrégulier (figure 26).

Cette diversité en termes de morphologies se traduit aussi par une diversité de densités et de porosités. La densité des grains cométaires est par ailleurs supposée être dépendante de la taille des grains (AGARWAL et al. 2007). En effet, DIVINE et al. (1986) défendent l’hypothèse que la taille des vides augmente avec la taille des grains, faisant ainsi diminuer la densité des grains plus leur taille est grande. Les grains les plus compacts ont une masse volumique (ρ) estimée dans l’intervalle $\rho \approx 3500\text{--}4000\text{ kg.m}^{-3}$, typique d’un mélange de minéraux silicatés et métalliques (LASUE et al. 2006, KEARSLEY et al. 2008), alors que la masse volumique des grains floconneux est estimée à $\rho \approx 100\text{ kg.m}^{-3}$ (FULLE et al. 2000). Cette dernière valeur de ne peut être expliquée qu’avec une porosité particulièrement élevée.

Masse et vitesse d’éjection

A proximité du noyau (quelques rayons cométaires), le mouvement des grains est lié aux gaz issus de la sublimation des glaces présentes dans le noyau. Cette vitesse d’éjection (v), qui ne peut pas être supérieure à la vitesse de ce gaz qui transporte les grains, est inversement proportionnelle à la masse volumique (ρ) et au rayon (r) du grain (AGARWAL et al. 2007). Dans le cas d’une masse volumique constante, nous pouvons écrire $v \propto \frac{1}{(\rho r)^{\frac{1}{2}}} \propto r^{-\frac{1}{2}} \propto m^{-\frac{1}{6}}$, ce qui signifie que la vitesse d’éjection des grains décroît plus leur masse (m) augmente. Cette vitesse d’éjection augmente de manière rapide à l’approche du périhélie. Par exemple,

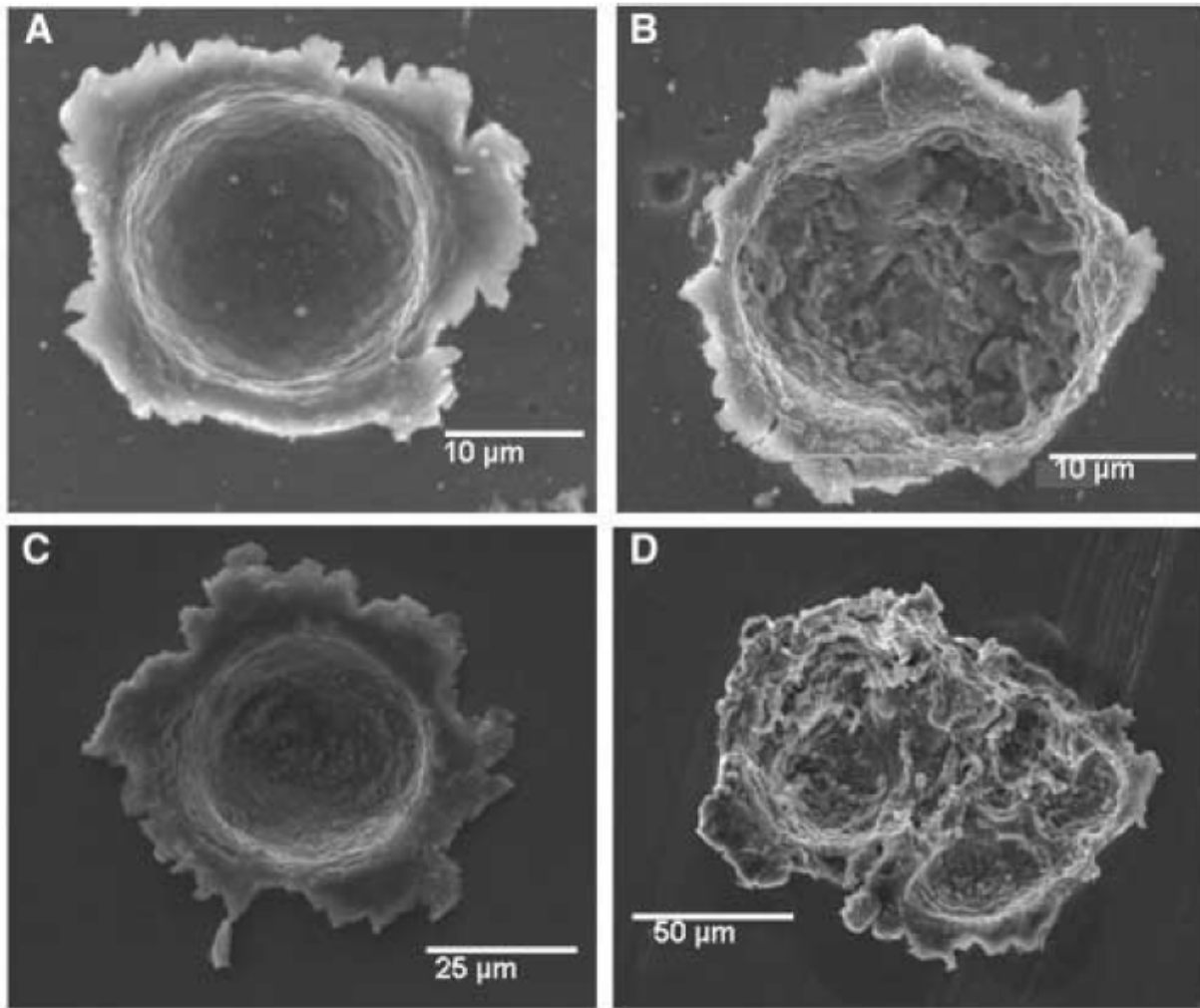


FIGURE 26 – Comparaison des cratères observés sur l’armature en aluminium de la cible collectrice de la mission Stardust (C et D) avec les cratères obtenus en laboratoire (A et B) dans des conditions similaires ($V_{\text{impact}} \approx 6.1 \text{ km.s}^{-1}$, angle d’impact normal à une surface en aluminium) à celles de la mission (HÖRZ et al. 2006). La première morphologie observée est circulaire, homogène et relativement profonde (C), modélisable par une sphère de verre (A) suggérant ainsi un impacteur dense et compact comme un grain de silicate. La seconde morphologie est beaucoup plus irrégulière en largeur comme en profondeur (D) et modélisée par l’impact d’un grain inhomogène et poreux (B).

pour la comète 67P/C-G, les dernières modélisations avant le rendez-vous montrent que les grains dont la taille est d’environ 1 mm voient leur vitesse passer de quelques m.s^{-1} ($v \leq 5 \text{ m.s}^{-1}$) à une distance de 3 U.A. , à des vitesses pouvant atteindre plusieurs dizaines de m.s^{-1} ($v \leq 40 \text{ m.s}^{-1}$) à l’approche du périhélie (AGARWAL et al. 2010, FULLE et al. 2010, TOZZI et al. 2011). En faisant une hypothèse sur la densité des grains, le modèle de FULLE et al. (2010) estime que la vitesse d’éjection maximale atteinte au périhélie est en mesure de satelliser des blocs compacts et floconneux de respectivement 10 kg et 1000 kg environ.

Au-delà cette zone d’accélération de quelques rayons cométaires, la dynamique des grains est dominée par le paramètre β représentant le rapport entre la force exercée par la pression de radiation solaire (qui est à l’origine de l’éloignement progressif dans la direction anti-solaire d’une fraction des grains éjectés du noyau, formant ainsi la queue de poussière avant d’être dispersés dans le milieu interstellaire) et la force de gravitation du soleil (FULLE 1989).

Ces deux forces suivent une loi inversement proportionnelle au carré de la distance au soleil ($F \propto R_{heliocentric}^{-2}$). Par conséquent β ne dépend que des propriétés physico-chimiques des grains, comme leur taille, leur composition, leur densité et leur forme.

2.3 Problématiques et objectifs de l'étude des grains cométaires

Compte tenu du spectacle visuel qu'elles engendrent à l'approche du soleil, mais aussi de leur importance dans l'histoire du système solaire primitif et de leur rôle certain dans l'émergence de la vie sur Terre, les comètes sont des corps « à part » du système solaire. Après le succès scientifique de la sonde Giotto qui s'approcha à près de 600 km du noyau de la comète de Halley en mars 1986, la nécessité de nouvelles missions plus ambitieuses, visant un retour d'échantillons ou une analyse in-situ, apparaît comme une évidence aux yeux de la communauté scientifique internationale. C'est dans ce contexte que la mission de rendez-vous cométaire Rosetta, initialement nommée « CNSR » (pour « Comet Nucleus Sample Return ») et définie comme une mission de retour d'échantillons cométaires en collaboration entre la NASA et l'ESA, est validée par l'ESA en 1992.

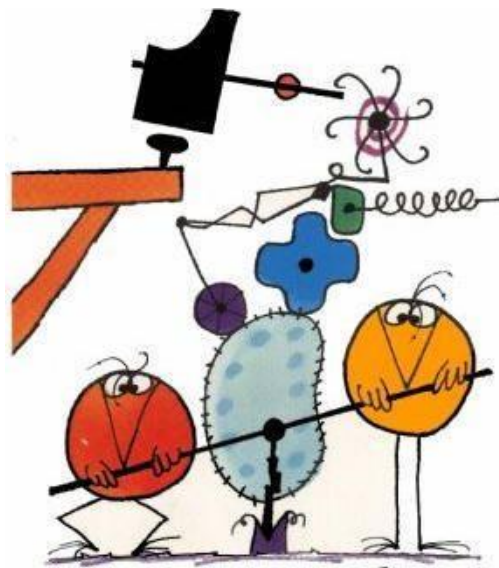
La problématique majeure de cette mission est la caractérisation du matériau cométaire à partir d'observations de la surface, de l'intérieur et du proche environnement du noyau. La mission Rosetta, qui s'est mise en orbite autour de la comète Churyumov-Gerasimenko en Août 2014 et qui s'est terminée il y a quelques jours (le 30 septembre 2016), a permis d'étudier le noyau et la coma interne pendant toute la phase d'activité de cette comète. Du fait de l'activité cométaire, l'environnement du noyau est alimenté en grains éjectés de la surface. Le profil unique de la mission Rosetta a notamment rendu possible l'étude des différentes propriétés des grains et de l'évolution de ces propriétés durant l'orbite de la comète. La caractérisation de ces grains est l'objectif principal de trois instruments, GIADA, MIDAS et COSIMA, qui travaillent selon des méthodes différentes et à des échelles différentes.

Dans le cadre de cette thèse, j'ai travaillé sur la caractérisation des grains cométaires avec l'instrument COSIMA embarqué sur l'orbiteur de la mission. COSIMA est un spectromètre de masse à temps de vol couplé à un microscope optique (COSISCOPE) dont l'objectif est d'étudier les caractéristiques physico-chimiques des grains. Ainsi, sur la base d'images COSISCOPE dont la résolution atteint $13.7 \mu m/pixel$, l'objectif des travaux menés au cours de la thèse a été de préciser les caractéristiques physiques des particules collectées par COSIMA dont le diamètre est compris entre $10 \mu m$ et $1 cm$. Les faibles vitesses relatives de ces grains par rapport à la sonde Rosetta (parfois à peine plus de $0.5 m/s$) devraient permettre de les collecter dans un état très proche de celui où elles étaient lors de leur émission par le noyau, et donc d'étudier leurs structures, morphologies et tailles d'origine. Ces données sont autant d'informations pouvant apporter de nouvelles contraintes sur la formation des cométésimaux et plus globalement sur la formation du système solaire.

La partie IV de cette thèse est exclusivement dédiée à cette étude sur les grains cométaires. Dans le chapitre 8, je définirai le contexte de mon étude à travers la présentation de la mission Rosetta et de son instrument COSIMA. Le chapitre 9 sera consacré à la présentation de la méthode informatique mise en place pour de détection et la caractérisation de la taille des différentes particules collectées par COSIMA. Enfin, le chapitre 10 consistera en la présentation des résultats et de leurs interprétations.

Partie II

Europe : Acquisition et réduction des données



Fouxel

POURQUOI FAIRE SIMPLE
QUAND ON PEUT FAIRE
COMPLIQUÉ ?!

3 L'acquisition des données

3.1 L'instrument SINFONI du VLT

Pour mener à bien une étude sur Europe et apporter une réelle plus-value aux études déjà effectuées à partir des données des missions Galileo et New Horizons, il était nécessaire de faire appel à un instrument combinant une excellente résolution spectrale et spatiale. Pour y parvenir, une campagne d'observation a été menée avec l'instrument SINFONI (Single Faint Object Near-IR Investigation) monté sur un des quatre télescopes du VLT de l'ESO (European Southern Observatory). SINFONI combine deux sous-systèmes : le module d'optique adaptative MACAO (Multiple Application Curvature Adaptive Optics) et le spectrographe à intégral de champ SPIFFI (Spectrograph for Infrared Faint Field Imaging) qui travaille dans le proche-infrarouge (EISENHAUER et al. 2003, TECZA et al. 2003).

3.1.1 Un spectrographe de champ intégral

SPIFFI est le spectrographe de champ intégral de SINFONI. Tout comme un spectrographe classique à fente, il permet d'obtenir des informations spectrales (λ) sur l'objet d'étude. Mais, en plus de ces informations spectrales, un spectrographe de champ intégral acquiert simultanément, en un seul temps de pose, des informations spatiales (x,y) de tout objet étendu présent dans le champ de vue. Pour cela, SPIFFI utilise un « *Integral Field Unit* » (IFU, aussi appelé « *image slicer* ») composé de deux jeux de 32 miroirs plans. Le but de ces miroirs est de découper, à chaque longueur d'onde, le champ de vue en 32 bandes horizontales (appelées « *slitlets* ») de 64 pixels de large. Le flux provenant de ces différentes bandes est redirigé vers un second jeu de 32 miroirs collecteurs, formant une unique pseudo slitlet de 31 cm (figure 27). La lumière est ensuite envoyée vers les réseaux pour y être dispersée de manière différente selon la longueur d'onde et ainsi acquérir l'information spectrale à associer aux informations spatiales (figure 28). Le tout opère à une température cryogénique d'environ 77 K (qui correspond à la température d'ébullition de l'azote liquide) afin de diminuer considérablement le courant d'obscurité (voir sous-section 4.1.2) et le bruit thermique issu de l'émission, et ainsi d'augmenter le rapport signal sur bruit.

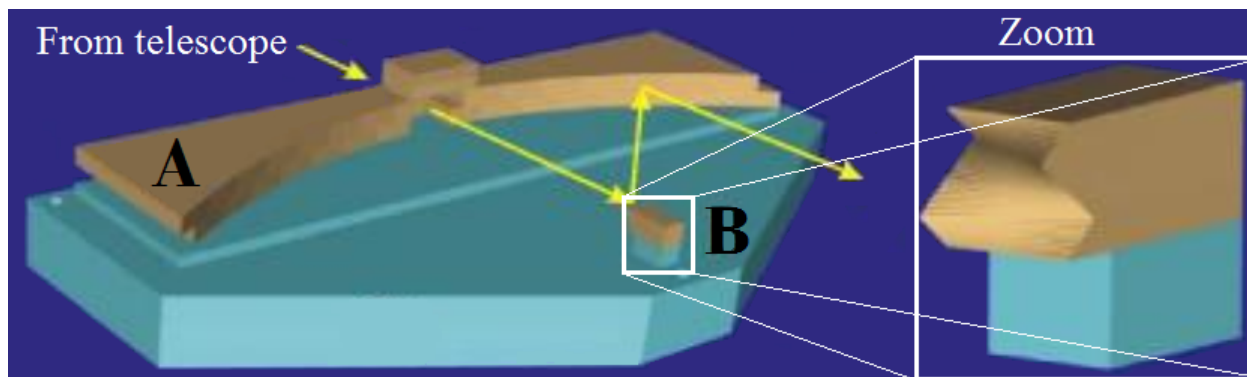


FIGURE 27 – Illustration de l'IFU de SPIFFI. Le premier jeu de miroirs (B) consiste en un empilement de 32 petits miroirs avec des plans différents (partie brune). Ces miroirs vont rediriger le flux incident (flèche jaune) sur le second jeu de miroirs (A). Source : www.eso.org

SPIFFI permet d'étudier le proche-infrarouge, dans la gamme de longueurs d'onde appartenant à $[1.05 - 2.45] \mu\text{m}$. D'un point de vue spectral, il peut opérer selon 4 modes différents

correspondant aux fenêtres atmosphériques : J, H, K et H+K, avec une résolution spectrale R respectivement égale à $R = 2000$, $R = 3000$, $R = 4000$ et $R = 1500$. Le champ de vue étant découpé quoi qu'il arrive en 64×32 pixels, l'angle solide définissant la taille d'un pixel dépend directement de la taille du champ de vue. Trois tailles (exprimées en secondes d'arc, *arcsec*) de champ de vue sont possible : $8'' \times 8''$, $3'' \times 3''$ ou $0.8'' \times 0.8''$ *arcsec*. Ces tailles correspondent respectivement à un échantillonnage spatial de 125×250 *m.a.s* (*milli-arcsec*), 50×100 *m.a.s* ou 12.5×25 *m.a.s* (EISENHAUER et al. 2003).

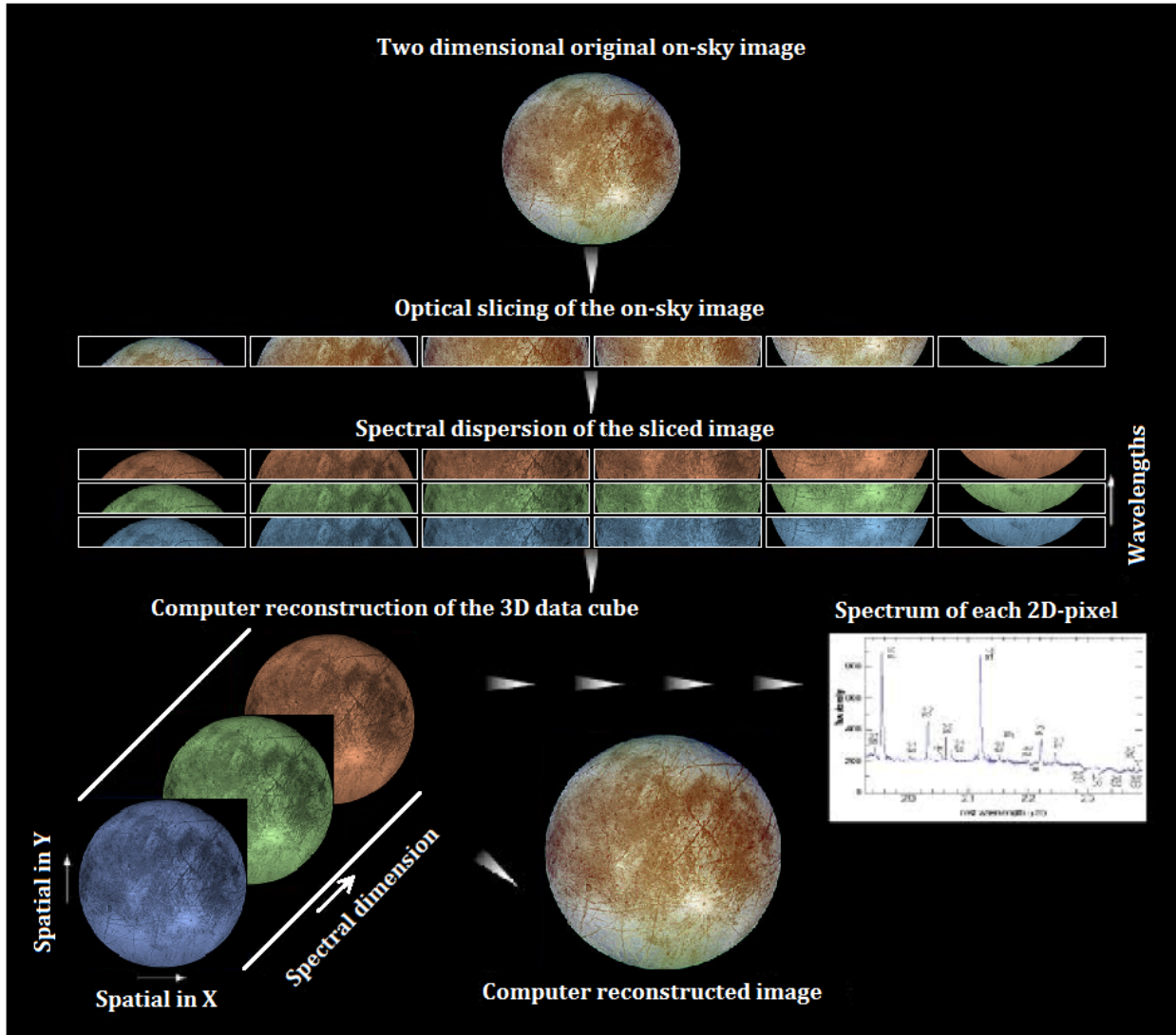


FIGURE 28 – Schématisation du principe d'un spectrographe de champ intégral. Le champ de vue est d'abord subdivisé en slitlets (32 pour SINFONI/SPIFFI), avant d'être recombinaé, longueur d'onde par longueur d'onde, afin d'obtenir un cube 3D (voir sous-section 4.1.3). Source : ESO

3.1.2 Une optique adaptative

Principe

L'optique adaptative corrige les déformations du front d'onde (issu de l'objet observé) provoquées par la turbulence atmosphérique (figure 29). La turbulence atmosphérique étant un phénomène aléatoire aux variations parfois rapides, l'ensemble du processus correctif décrit

ci-dessous s’effectue de manière continue, en temps réel, au moment des observations.

La déformation du front d’onde issu de l’objet observé, et donc la dégradation de la qualité optique des données acquises, trouve son origine dans les mouvements atmosphériques qui génèrent localement d’infimes fluctuations de l’indice de réfraction « n » qui, en plus, est variable selon la longueur d’onde. Pour connaître les caractéristiques de cette déformation du front d’onde, le flux reçu dans le visible (0.45–0.95 nm) est analysé par un senseur (« *Curvature Wavefront Sensor* », CWS). Une fois l’analyse par le senseur réalisée, un calculateur va quantifier cette déformation ainsi que la déformation à appliquer au miroir déformable placé en amont de SPIFFI afin de retrouver un front d’onde dans son état d’origine avant son passage dans l’atmosphère, c’est à dire plan. La déformation du miroir suit le principe d’interférométrie, à savoir qu’il suffit de déformer le miroir avec la forme opposée à celle du front d’onde. Pour ce faire, le module d’optique adaptative « MACAO » de SINFONI mesure la dérivée du front d’onde en soixante points dans le champ. Un algorithme mathématique va alors inverser la solution analytique et permettre d’ajuster le miroir à l’aide de 60 actionneurs piézo-électriques qui vont le déformer proportionnellement à la tension électrique qu’on leur applique (EISENHAUER et al. 2003).

Pouvoir de résolution spatiale et comparaison avec les missions passées

L’optique adaptative a considérablement fait évoluer l’astronomie au sol, au point de dépasser dans certains domaines l’astronomie spatiale quand elle est combinée à de grands télescopes. L’optique adaptative, dont le premier objectif est l’amélioration de la résolution angulaire, a notamment permis, dans le domaine de la planétologie, la première imagerie directe d’une exoplanète (LAFRENIÈRE et al. 2008).

MACAO remplit son rôle en permettant d’atteindre un rapport de Strehl (voir sous-section 3.2.2) de plus de 40 % dans le cas « idéal ». Aussi, comme tout instrument optique, la résolution angulaire de SINFONI est limitée par la tâche de diffraction. Cette tâche de diffraction, aussi appelée tâche d’Airy, correspond à l’angle minimal qui doit séparer deux objets très proches afin qu’ils soient discernables sur une image. Pour un instrument optique comme un télescope du VLT, cette limite de diffraction s’exprime de la manière suivante :

$$\theta \simeq 1.22 \times \frac{\lambda \times 10^{-6}}{D} \times \left(\frac{180}{\pi} \times (3.6 \times 10^6) \right) \quad (2)$$

avec θ l’angle (en *m.a.s.*) minimal de séparation, λ la longueur d’onde (en μm) étudiée et D le diamètre (en m) du télescope (= 8.2 m pour les télescopes du VLT). Ainsi, pour une longueur d’onde $\lambda = 2 \mu m$, on obtient un angle $\theta \simeq 60 m.a.s.$ Cette ouverture angulaire correspond à une distance d’environ 180 km projetée à la surface de Jupiter quand la Terre et Jupiter sont en opposition, c’est à dire au plus proche l’une de l’autre ($\simeq 4 U.A.$). Cette résolution spatiale est équivalente, voire meilleure, à la résolution spatiale des données acquises sur Europe par l’instrument Ralph/LEISA (Linear Etalon Imaging Spectral Array, REUTER et al. 2008) de la sonde spatiale New Horizons qui survola le système jovien début 2007. Enfin, l’échantillonnage spatiale de SINFONI est équivalent à la résolution spatiale des données large-champ de l’instrument NIMS (Near-Infrared Mapping Spectrometer, CARLSON et al. 1992) de la mission Galileo (1995–2003) mais qui ne couvrent que très partiellement la surface d’Europe dans l’infrarouge (CARLSON et al. 2005).

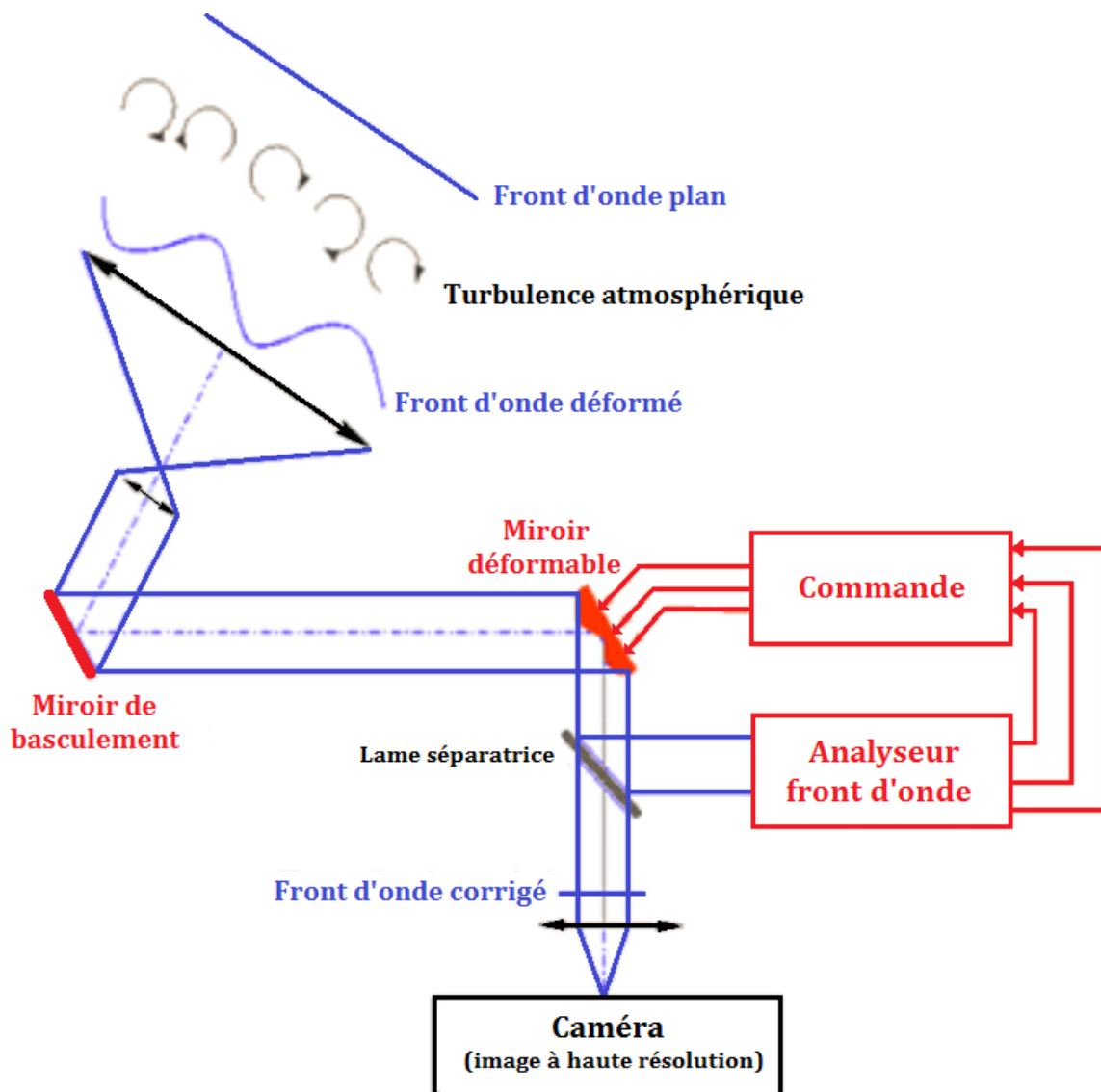


FIGURE 29 – Schématisation du principe de l’optique adaptative. A l’origine, avant de passer dans l’atmosphère, le front d’onde provenant de la source observée est plan, mais il va être déformé par la turbulence atmosphérique (vent, nuage, etc...). Dans l’instrument, cette déformation du front d’onde est analysée, mesurée, puis corrigée au moyen d’un miroir déformable. Source : www.onera.fr/

3.2 La campagne d’observations

Avant notre étude, une large majorité des informations sur la composition de la surface d’Europe provenaient de l’instrument NIMS de la mission spatiale Galileo. Toutefois, la faible résolution spectrale $R = 66$ à $1.6 \mu m$ (CARLSON et al. 1992) des données NIMS, associée à un rapport signal sur bruit faible et à une couverture spatiale très inégale (CARLSON et al. 2005), ne permettent qu’une analyse partielle de la surface du satellite. Notre étude a donc la volonté de construire un jeu de données complet d’Europe, dans le proche-infrarouge, afin d’en déduire des contraintes fortes sur la composition chimique d’une grande majorité de sa surface. Ainsi, une campagne a été menée entre octobre 2011 et janvier 2012, permettant finalement d’acquérir cinq observations du satellite glacé.

3.2.1 La méthodologie observationnelle

Pour répondre aux problématiques évoquées dans la section 1.5, une réflexion en amont des observations a été effectuée afin d'évaluer la meilleure méthodologie observationnelle, l'objectif étant évidemment d'obtenir un échantillonnage spatial le plus fin possible dans une gamme spectrale intéressante dans l'optique de la caractérisation de la composition chimique d'Europe.

Contraintes temporelles et conséquences

Tout d'abord, il a semblé évident que les observations devaient avoir lieu lorsque la Terre et le système jovien étaient au plus proche, c'est à dire au moment de l'opposition, afin de maximiser la résolution spatiale. D'après les éphémérides, en 2011 (année où la campagne observationnelle a été décidée), l'opposition avec le système jovien en 2011 eu lieu la dernière semaine d'Octobre, le 29, avec une distance $D_{opposition} \simeq 3.96 U.A.$ Une fenêtre observationnelle initiale de deux mois et demi, répartie de part et d'autre de la date de l'opposition (du 1er Octobre 2011 au 15 Décembre 2011), a été sélectionnée pour une acquisition optimale de quatre phases différentes d'Europe.

Ensuite, à l'intérieur de cet intervalle, est venu s'ajouter des contraintes supplémentaires en lien avec la pollution lumineuse due à un angle trop petit ($\leq 30 \text{ degré}$) entre la Lune et Europe. En effet, même si cette pollution lumineuse est négligeable dans le proche-infrarouge où SPIFFI acquiert ses données, elle constitue un fond de ciel non uniforme dans le visible où est sensible MACAO, ce qui entraîne une perte de performance de l'optique adaptative. Ainsi, sur les 76 jours de la fenêtre optimale des observations, 18 ne répondaient pas aux critères d'observabilité. Ces 18 jours étaient répartis sur les 3 périodes suivantes : du 11 au 16 Octobre 2011, du 7 au 12 Novembre 2011 et du 4 au 9 Décembre 2011. Une seconde contrainte, plus subtile, concerne la contamination lumineuse de Jupiter. Un angle d'environ un rayon de Jupiter (soit $24.8'' \text{ arcsec}$ au moment de l'opposition) entre la planète et son satellite est nécessaire pour se soustraire à la contamination lumineuse et permettre une bonne correction de la turbulence atmosphérique par le module d'optique adaptative.

Enfin, l'échantillonnage spatial devait être le plus petit possible afin d'avoir le plus grand nombre de détails de la surface du satellite. Par conséquent, le champ de vue de $0.8'' \times 0.8'' \text{ arcsec}$ (avec des pixels de $12.5 \times 25 m.a.s$) a été choisi. Cependant, ce choix ne fut pas sans conséquence pour le temps d'observation. En effet, durant la fenêtre observationnelle, le diamètre d'Europe de $3122 km$ correspond alors à un angle oscillant entre $1.44''$ (29 Octobre 2011) et $1.00'' \text{ arcsec}$ (15 Décembre 2011), soit dans tous les cas un angle supérieur au champ de vue utilisé. Par conséquent, pour observer la totalité d'Europe, une mosaïque constituée de 5 pièces a été imaginée : une première pièce, centrale, recoupant quatre autres pièces observant chronologiquement le coin supérieur gauche, le coin supérieur droit, le coin inférieur droit et enfin le coin inférieur gauche (figure 30).

Gamme et résolution spectrale

Le choix de la gamme spectrale est tout aussi crucial que celui de l'échantillonnage spatial. Pour pouvoir répondre aux questions soulevées en introduction, certaines des caractéristiques spectrales des différentes espèces présumées présentes à la surface d'Europe doivent pouvoir être observées dans le domaine de longueurs d'onde choisi. Le domaine le plus adapté est le

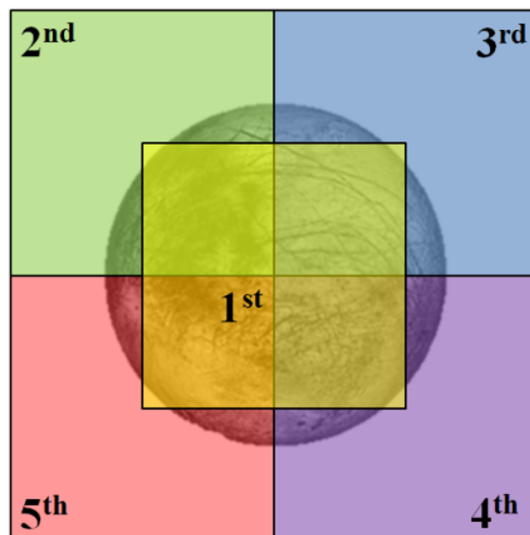


FIGURE 30 – Schématisation de la mosaïque d’acquisition utilisée pour l’ensemble des observations d’Europe. La pièce centrale recoupe les quatre autres pièces et sera utilisée dans la réduction (voir sous-section 4.2.2) des données comme référence pour normaliser le flux reçu durant l’acquisition de ces dernières.

H+K, allant de $1.45 \mu m$ à $2.45 \mu m$. Ce domaine couvre des signatures spectrales de l’ensemble des familles d’espèces que nous pourrions trouver à la surface d’Europe (table 6), et la résolution spectrale $R = 1500$ est amplement suffisante pour étudier de manière quantitative la distribution de ces différentes espèces à la surface d’Europe. Cette haute résolution spectrale (par rapport aux sondes planétaires) est également nécessaire afin de distinguer et le cas échéant corriger les résidus telluriques dus à H_2O et CO_2 (figure) et dont certaines bandes d’absorption contaminent les bandes d’absorption de minéraux hydratés que l’on recherche.

Famille d’espèces	Formule chimique	Signatures spectrales
Glaces d’eaux	H_2O	$1.50 \mu m, 1.65 \mu m, 2.0 \mu m$
Acides sulfuriques	$H_2SO_4.n(H_2O)$ avec $n = 4 - 11$	$1.5 \mu m, 1.96 \mu m$
Sels de Na/Mg-sulfates	$Na/Mg - SO_4.n(H_2O)$ avec $n = 4 - 12$	$1.70 \mu m, 1.96 \mu m, 2.07 \mu m$
Sels chlorés de Mg	ex : $MgCl_2.n(H_2O)$ avec $n = 2, 4, 6$	$1.73 \mu m, 1.92 \mu m, 2.10 \mu m$
Sels chlorés de Na	ex : $NaClO_4.n(H_2O)$ avec $n = 2, 4, 6$	$1.78 \mu m, 1.92 \mu m, 2.15 \mu m$
Carbonates de Mg/Fe	ex : $Mg_5(CO_3)_4(OH)_2.4(H_2O)$	$1.93 \mu m, 2.3 \mu m$
Clathrates de CO_2	$CO_2.n(H_2O)$ avec $n = 6, 8$	$2.0 \mu m$
Hydrocarbures	ex : C_nH_{2n+1}, C_nH_{2n} avec $n = 1 - 10^+$	$1.67 \mu m, 1.79 \mu m, 2.21 \mu m$
Tholins	ex : HC_3N (liaison $C \equiv N$)	$1.54 \mu m, 1.96 \mu m, 2.2 \mu m$
Phyllosilicates de Mg	ex : $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$	$1.93 \mu m, 2.32 \mu m$
Phyllosilicates de Fe	ex : $(Ca_{0.5}, Na)_{0.3}Fe_2^{3+}(Si, Al)_4O_{10}(OH)_2$	$1.93 \mu m, 2.28 \mu m$

TABLE 6 – Espèces chimiques et minérales potentiellement présentes à la surface d’Europe. Le domaine H+K ($\lambda \in [1.45 - 2.45] \mu m$) et la résolution spectrale associée ($R = 1500$) rendent possible l’identification (ou non) de ces espèces ainsi qu’une quantification du pourcentage d’abondance de celles-ci.

3.2.2 Les observations

Les faces observées

La campagne d’observation a abouti à l’acquisition de cinq jeux de données complets à cinq dates différentes pour couvrir l’ensemble de la surface d’Europe et avoir suffisamment de zones de recouvrement (figure 32). Les observations du 4 et 5 Octobre 2011 couvrent

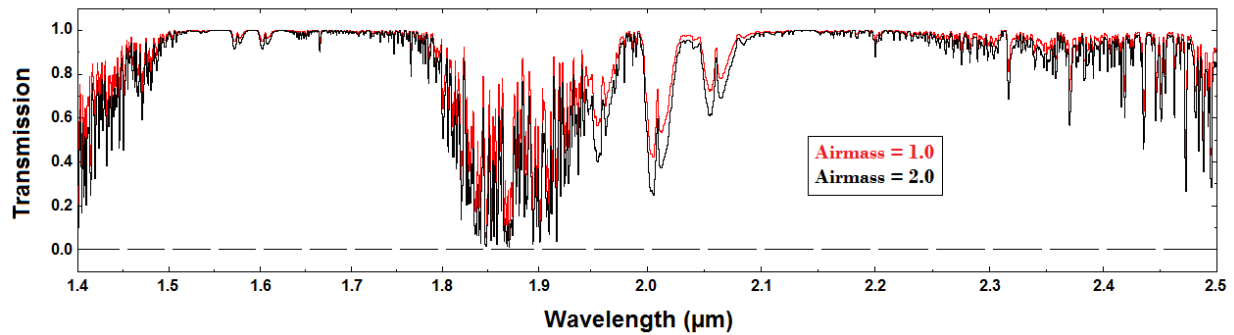


FIGURE 31 – La transmission atmosphérique en fonction de la longueur d’onde dans notre domaine d’étude. L’H₂O atmosphérique est à l’origine de la large bande entre 1.80 μm et 1.95 μm qui frôle une transmission nulle. Le CO₂ atmosphérique est lui responsable des absorptions à $\sim 2.01 \mu\text{m}$ et $\sim 2.06 \mu\text{m}$. L’échantillonnage spectral est comparable à celui de SINFONI ($\sim 0.5 \text{ nm}$). Enfin, à noter que cette transmission diminue avec un paramètre appelé masse d’air (“*Airmass*”, voir sous-section 3.2.2), ce qui a son importance pour la qualité des données comme nous le verrons plus tard. Source des spectres : www.gemini.edu

l’hémisphère orbital arrière d’Europe, l’observation du 21 Octobre 2011 correspond pratiquement à sa phase anti-jovienne, et les observations du 3 et 17 Janvier 2012 cartographient son hémisphère avant. A noter que les deux dernières observations ont été acquises au-delà de la fenêtre observationnelle initialement requise et qu’elles observent approximativement la même phase du satellite glacé (près de 75 % de recoupement). En effet, à la discrétion des astronomes de l’ESO, il arrive que des observations puissent être effectuées en dehors de la fenêtre observationnelle requise par les scientifiques demandeurs de temps d’observation. Ces données ont été acquises en mode « service » (à opposer au mode « visiteur »), ce qui signifie que les demandeurs de temps d’observation n’ont pas eu à ce rendre sur place.

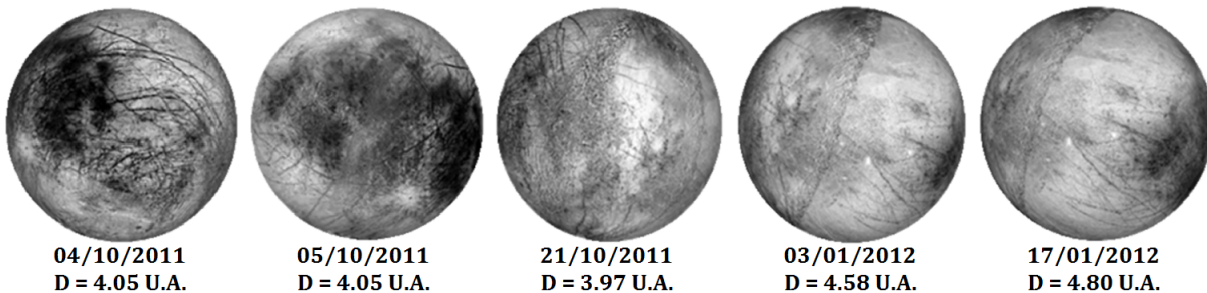


FIGURE 32 – Les cinq faces différentes d’Europe au moment de l’acquisition des données, avec les dates et les distances $D = \text{Terre} - \text{Europe}$ associées. Les couleurs en noir et blanc ont été obtenues à partir des couleurs dans le visible. Source : <http://aa.usno.navy.mil/data/docs/diskmap.php>

Caractéristiques et qualité des données

A chaque jeu de données correspond des paramètres observationnels. Ceux-ci peuvent être classés selon trois groupes : le temps d’intégration des données, les paramètres atmosphériques qui sont primordiaux pour évaluer la qualité du jeu de données, et les paramètres géométriques qui regroupent l’ensemble des informations qui seront, comme le temps d’intégration, nécessaires pour l’étape de réduction des données (chapitre 4). Les valeurs de l’ensemble de ces paramètres sont résumées dans la table 7.

Le temps d'intégration du détecteur (abréviation « DIT » pour « *Detector Integration Time* ») est un paramètre observationnel critique pour deux raisons : il est primordial afin de normaliser le flux reçu au cours de chaque observation mais il possède surtout un fort impact sur le rapport signal sur bruit (S/B). En effet, plus le DIT est grand, plus le rapport S/B sera grand. Cependant, un DIT trop élevé engendre la saturation du détecteur et parfois de la persistance. Par conséquent, le DIT fait généralement l'objet d'une étude préalable afin de déterminer sa valeur optimale. Aussi, afin d'augmenter le signal sur bruit, l'acquisition est répétée un certain nombre de fois (abréviation « NDIT » pour « *Numbers of Detector Integration Time* »), toujours avec le même DIT. Un fichier final est alors généré en faisant simplement la moyenne de ces acquisitions. Dans le cadre de cette étude, le DIT et le NDIT ont été déterminés avec le logiciel « *Exposure Time Calculator* » de SINFONI en modélisant Europe par une source étendue sur 1 arcsec^2 ayant un spectre de type solaire et une brillance de surface dans le visible d'environ 5 mag/arcsec^2 . A noter que le DIT et le NDIT peuvent être modifiés si les conditions atmosphériques au moment des observations le nécessitent.

Il existe cinq paramètres atmosphériques : la masse d'air (ou *airmass* en anglais, abréviation « Airm. » dans la table 7), la transparence, le temps de cohérence, le *seeing* astronomique et le rapport de Strehl. La masse d'air est définie comme le rapport entre la masse d'air se trouvant sur le chemin optique de l'objet d'étude et la masse d'air traversée en regardant au zénith. C'est une grandeur sans dimension dont la valeur est supérieure ou égale à 1 et qui augmente avec l'angle entre le corps observé et le zénith. La formule complète pour calculer la masse d'air est complexe (KASTEN et al. 1989), mais l'approximation $Airmass \approx 1/\cos(z)$, avec z l'angle entre la direction d'observation et le zénith, est satisfaisante. L'idéal est d'avoir une masse d'air la plus petite possible car plus la masse d'air est petite, moins on traverse de perturbations atmosphériques et plus la transmission atmosphérique est grande (voir sous-section 3.2.1, figure 31), et plus le flux reçu de l'objet étudié est élevé. La transparence est un paramètre qui évalue l'extinction atmosphérique qui évolue en fonction de l'humidité de l'atmosphère, de la masse d'air et de la longueur d'onde. La forte transparence atmosphérique est une des raisons expliquant la construction d'observatoires en plein désert et dans les régions arctiques où l'air est particulièrement sec. Le temps de cohérence est le temps durant lequel le front d'onde n'évolue quasiment pas. Ce paramètre, qui est inversement proportionnel à la vitesse du vent, est généralement égal à une dizaine de millisecondes. Le *seeing* astronomique évalue la qualité optique du ciel en mesurant la largeur à mi-hauteur de la fonction d'étalement (« *Point Spread Function* » en anglais, abrégé par PSF, et qui correspond à la réponse d'un système d'imagerie à une source lumineuse ponctuelle) d'une source lumineuse ponctuelle observée sans optique adaptative. Cela correspond donc à la plus petite taille résolue spatialement avant la correction de MACAO. Ce paramètre est généralement exprimé en seconde d'arc et, dans le cadre de cette étude, est considéré comme satisfaisant en-dessous d'une valeur de $0.80'' \text{ arcsec}$. Enfin, le rapport de Strehl est un calcul de performance de l'optique du télescope dans les conditions d'observation. Il correspond au rapport entre l'éclairement maximal de la fonction d'étalement mesurée par l'instrument et l'éclairement maximal obtenu dans le cas idéal d'un objet ponctuel ayant une figure de diffraction parfaite, appelée tâche d'Airy. Dans le cas d'un système d'imagerie parfait, la PSF serait égale à la tâche d'Airy. Le rapport de Strehl permet donc de quantifier le pouvoir de résolution d'un système optique. Sa valeur est, par définition, comprise entre 0 et 1, et la

qualité d'une observation est d'autant plus grande que le rapport de Strehl est grand. Pour SINFONI, il est considéré comme satisfaisant s'il est supérieur à 0.20 (soit 20 %) et très bon s'il est proche de 0.40 (soit 40 %).

Les paramètres géométriques sont au nombre de quatre : le couple longitude/latitude du point sub-terrestre (abréviation : PST), le couple longitude/latitude du point sub-solaire (abréviation : PSS), l'angle de phase (Φ) et l'angle de position au pôle Nord céleste (abréviation : APN). Le PST et le PSS sont définis comme étant les points à la surface d'Europe respectivement les plus proches de la Terre et du Soleil. L'angle de phase est l'angle entre la source lumineuse (dans notre cas le Soleil) et la Terre vu depuis l'objet d'étude, tandis que l'APN correspond à la différence angulaire entre l'inclinaison du corps étudié et le pôle Nord céleste défini par l'axe de rotation terrestre. L'ensemble de ces paramètres seront utilisés au cours de la réduction des données, et notamment durant les étapes de corrections photométriques (voir sous-section 4.2.4) et de projection cartographique (voir sous-section 4.2.5). Les différentes valeurs de ses paramètres sont fournies par les éphémérides du *Jet Propulsion Laboratory* de la NASA (<http://ssd.jpl.nasa.gov/horizons.cgi#top>).

OBSERVATION DU 4 OCTOBRE 2011

Heure	Cible	DIT (NDIT)	Airm.	Strehl moy.	PST (lon., lat.)	PSS (lon., lat.)	Φ	APN
08 :01	Europe 1	30 s ($\times 8$)	1.428	$13.7 \pm 1.4 \%$	220.1°W, 3.4°N	225.5°W, 3.0°N	5.4°	-20.2°
08 :06	Europe 2	30 s ($\times 8$)	1.446	$10.2 \pm 0.7 \%$	220.5°W, 3.4°N	225.8°W, 3.0°N	5.4°	-20.2°
08 :11	Europe 3	30 s ($\times 8$)	1.465	$9.7 \pm 0.7 \%$	220.8°W, 3.4°N	226.2°W, 3.0°N	5.4°	-20.2°
08 :16	Europe 4	30 s ($\times 8$)	1.486	$11.2 \pm 0.8 \%$	221.2°W, 3.4°N	226.5°W, 3.0°N	5.4°	-20.2°
08 :21	Europe 5	30 s ($\times 8$)	1.508	$11.6 \pm 1.3 \%$	221.5°W, 3.4°N	226.9°W, 3.0°N	5.4°	-20.2°
08 :26	Ciel	30 s ($\times 8$)	1.532	/	/	/	/	/
08 :32	Ciel	30 s ($\times 8$)	1.565	/	/	/	/	/
08 :37	Ciel	30 s ($\times 8$)	1.594	/	/	/	/	/
08 :49	HD18681	20 s ($\times 10$)	1.435	$7.4 \pm 1.2 \%$	/	/	/	/
08 :54	Ciel	20 s ($\times 10$)	1.454	/	/	/	/	/
08 :58	HD18681	20 s ($\times 10$)	1.474	$6.9 \pm 0.6 \%$	/	/	/	/

OBSERVATION DU 5 OCTOBRE 2011

Heure	Cible	DIT (NDIT)	Airm.	Strehl moy.	PST (lon., lat.)	PSS (lon., lat.)	Φ	APN
05 :05	Europe 1	30 s ($\times 8$)	1.320	$39.5 \pm 1.2 \%$	309.2°W, 3.4°N	314.4°W, 3.0°N	5.2°	-20.3°
05 :10	Europe 2	30 s ($\times 8$)	1.310	$38.6 \pm 1.0 \%$	309.5°W, 3.4°N	314.7°W, 3.0°N	5.2°	-20.3°
05 :15	Europe 3	30 s ($\times 8$)	1.302	$37.7 \pm 1.2 \%$	309.9°W, 3.4°N	315.1°W, 3.0°N	5.2°	-20.3°
05 :20	Europe 4	30 s ($\times 8$)	1.294	$39.4 \pm 1.6 \%$	310.2°W, 3.4°N	315.4°W, 3.0°N	5.2°	-20.3°
05 :25	Europe 5	30 s ($\times 8$)	1.288	$39.6 \pm 0.6 \%$	310.6°W, 3.4°N	315.8°W, 3.0°N	5.2°	-20.3°
05 :30	Ciel	30 s ($\times 8$)	1.282	/	/	/	/	/
05 :40	Ciel	30 s ($\times 8$)	1.273	/	/	/	/	/
05 :45	Ciel	30 s ($\times 8$)	1.270	/	/	/	/	/
05 :55	HD18681	2 s ($\times 30$)	1.263	$38.9 \pm 1.0 \%$	/	/	/	/
05 :58	Ciel	2 s ($\times 30$)	1.258	/	/	/	/	/
06 :02	HD18681	2 s ($\times 30$)	1.254	$39.9 \pm 1.0 \%$	/	/	/	/

OBSERVATION DU 21 OCTOBRE 2011

Heure	Cible	DIT (NDIT)	Airm.	Strehl moy.	PST (lon., lat.)	PSS (lon., lat.)	Φ	APN
03 :39	Europe 1	30 s ($\times 8$)	1.342	$29.1 \pm 1.3\%$	127.2°W, 3.3°N	128.8°W, 3.0°N	1.8°	-20.8°
03 :44	Europe 2	30 s ($\times 8$)	1.331	$30.7 \pm 1.4\%$	127.5°W, 3.3°N	129.2°W, 3.0°N	1.8°	-20.8°
03 :49	Europe 3	30 s ($\times 8$)	1.320	$31.3 \pm 1.1\%$	127.9°W, 3.3°N	129.5°W, 3.0°N	1.8°	-20.8°
03 :54	Europe 4	30 s ($\times 8$)	1.310	$34.2 \pm 1.8\%$	128.2°W, 3.3°N	129.9°W, 3.0°N	1.8°	-20.8°
03 :59	Europe 5	30 s ($\times 8$)	1.301	$32.7 \pm 1.3\%$	128.6°W, 3.3°N	130.2°W, 3.0°N	1.8°	-20.8°
04 :11	Ciel	30 s ($\times 8$)	1.283	/	/	/	/	/
04 :18	Ciel	30 s ($\times 8$)	1.275	/	/	/	/	/
04 :23	Ciel	30 s ($\times 8$)	1.270	/	/	/	/	/
04 :34	HD18681	2 s ($\times 30$)	1.293	$24.1 \pm 1.3\%$	/	/	/	/
04 :38	Ciel	2 s ($\times 30$)	1.286	/	/	/	/	/
04 :42	HD18681	2 s ($\times 30$)	1.280	$21.4 \pm 2.6\%$	/	/	/	/

OBSERVATION DU 3 JANVIER 2012

Heure	Cible	DIT (NDIT)	Airm.	Strehl moy.	PST (lon., lat.)	PSS (lon., lat.)	Φ	APN
01 :39	Europe 1	15 s ($\times 16$)	1.405	$30.4 \pm 0.7\%$	65.8°W, 2.9°N	55.0°W, 3.1°N	10.8°	-22.2°
01 :44	Europe 2	15 s ($\times 16$)	1.425	$32.4 \pm 1.0\%$	66.2°W, 2.9°N	55.4°W, 3.1°N	10.8°	-22.2°
01 :50	Europe 3	15 s ($\times 16$)	1.447	$31.7 \pm 1.1\%$	66.6°W, 2.9°N	55.8°W, 3.1°N	10.8°	-22.2°
01 :55	Europe 4	15 s ($\times 16$)	1.471	$31.0 \pm 2.1\%$	67.0°W, 2.9°N	56.2°W, 3.1°N	10.8°	-22.2°
02 :01	Europe 5	15 s ($\times 16$)	1.497	$28.3 \pm 0.7\%$	67.4°W, 2.9°N	56.6°W, 3.1°N	10.8°	-22.2°
02 :07	Ciel	15 s ($\times 16$)	1.526	/	/	/	/	/
02 :13	Ciel	15 s ($\times 16$)	1.560	/	/	/	/	/
02 :18	Ciel	15 s ($\times 16$)	1.595	/	/	/	/	/
02 :38	HD18681	3 s ($\times 20$)	1.382	$29.0 \pm 1.3\%$	/	/	/	/
02 :41	Ciel	3 s ($\times 20$)	1.391	/	/	/	/	/
02 :43	HD18681	3 s ($\times 20$)	1.401	$30.0 \pm 0.6\%$	/	/	/	/

OBSERVATION DU 17 JANVIER 2012

Heure	Cible	DIT (NDIT)	Airm.	Strehl moy.	PST (lon., lat.)	PSS (lon., lat.)	Φ	APN
01 :08	Europe 1	30 s ($\times 8$)	1.502	$12.1 \pm 2.2\%$	42.1°W, 2.9°N	30.7°W, 3.1°N	11.3°	-22.1°
01 :13	Europe 2	30 s ($\times 8$)	1.527	$8.9 \pm 2.6\%$	42.4°W, 2.9°N	31.1°W, 3.1°N	11.3°	-22.1°
01 :18	Europe 3	30 s ($\times 8$)	1.553	$4.6 \pm 2.0\%$	42.8°W, 2.9°N	31.4°W, 3.1°N	11.3°	-22.1°
01 :23	Europe 4	30 s ($\times 8$)	1.581	$7.9 \pm 2.7\%$	43.1°W, 2.9°N	31.8°W, 3.1°N	11.3°	-22.1°
01 :28	Europe 5	30 s ($\times 8$)	1.611	$7.6 \pm 1.2\%$	43.5°W, 2.9°N	32.1°W, 3.1°N	11.3°	-22.1°
01 :33	Ciel	30 s ($\times 8$)	1.646	/	/	/	/	/
01 :44	Ciel	30 s ($\times 8$)	1.727	/	/	/	/	/
01 :50	Ciel	30 s ($\times 8$)	1.775	/	/	/	/	/
02 :04	HD18681	2 s ($\times 30$)	1.463	$20.3 \pm 1.2\%$	/	/	/	/
02 :07	Ciel	2 s ($\times 30$)	1.478	/	/	/	/	/
02 :11	HD18681	2 s ($\times 30$)	1.495	$22.9 \pm 0.4\%$	/	/	/	/

TABLE 7 – Table regroupant les différents paramètres pour chaque observation. L’heure de l’observation correspond à l’heure du méridien de Greenwich (ou temps universel). Le rapport de Strehl et l’écart type associé sont directement calculés par SINFONI.

4 La réduction des données

Avant de rentrer dans les détails techniques de la réduction de données SINFONI, il a semblé important de présenter un organigramme synthétisant l'ensemble de cette chaîne de réduction (figure 33). Cet organigramme, que nous allons détailler pas à pas dans ce chapitre, regroupe les différentes étapes absolument nécessaires afin d'aboutir, pour chaque observation à un cube final (x,y,λ) .

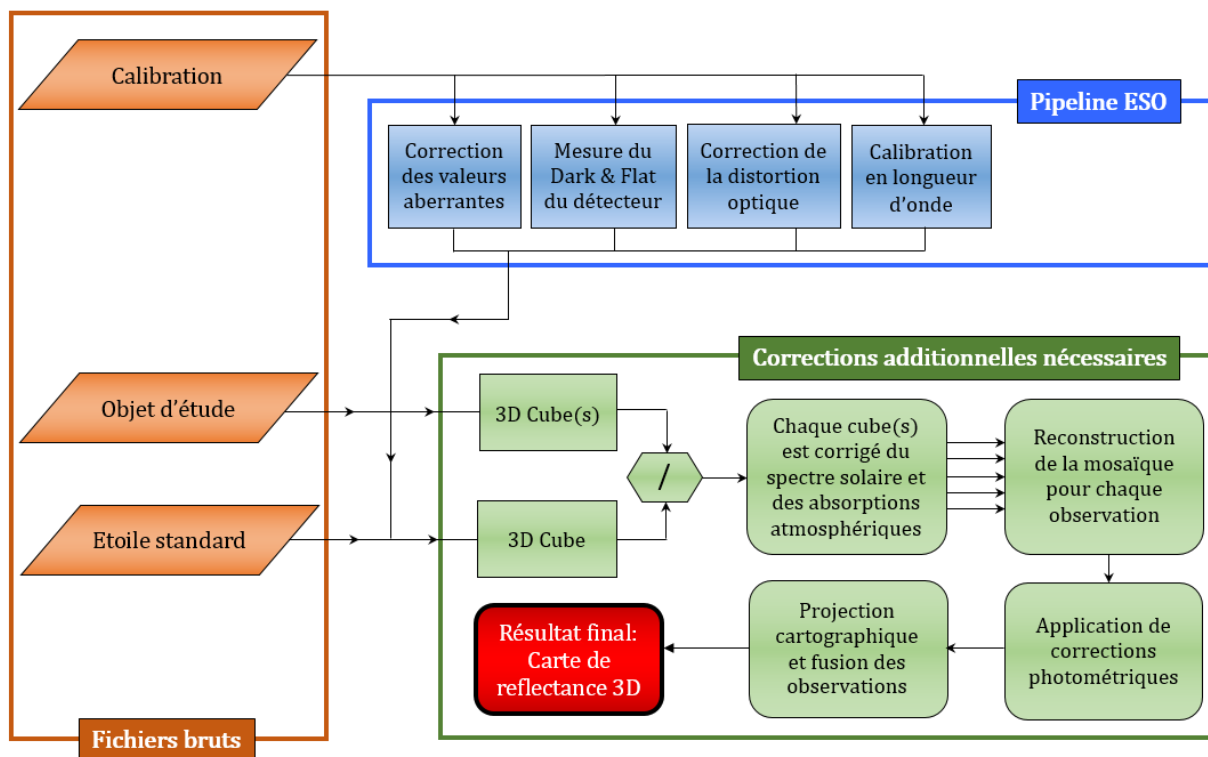


FIGURE 33 – Chaîne (ou « *pipeline* ») de réduction des données SINFONI.

4.1 Le *pipeline* ESO/SINFONI avec GASGANO

Après l'acquisition des données, la première étape de la réduction des données consiste à suivre le *pipeline* SINFONI de l'ESO (<http://www.eso.org/sci/software/pipelines/>). Pour cela on utilise l'interface graphique GASGANO, outil de gestion et de classification automatique des données et qui permet d'exécuter les différentes tâches de la « *Common Pipeline Library* » (<http://www.eso.org/sci/software/cpl/>) nécessaires à la réduction des données. Cette étape de réduction est propre à chaque observation (elle a donc été effectuée au total 5 fois) et peut se scinder en 3 sous-ensembles : une première pour corriger les artefacts et autres valeurs aberrantes présents dans l'ensemble des fichiers, une deuxième, plus longue, dans le but de faire l'étalonnage radiométrique et spectral de l'instrument, et une troisième ayant pour finalité la construction de cubes 3D (x,y,λ) des données scientifiques afin de les rendre exploitables. Ce *pipeline* est décrit dans l'article de MODIGLIANI et al. (2007).

4.1.1 Correction des principales valeurs aberrantes

Dans nos données, les valeurs aberrantes dont il est question se traduisent visuellement par des lignes défectueuses du détecteur (figure 34). Sans correction préalable, chaque ligne défectueuse affecterait des longueurs d'onde différentes selon les slitlets et serait donc à l'origine de fines signatures spectrales (bandes d'absorption, ou pic de réflectance) dans les spectres des données réduites. Ces artefacts, qui sont observés dans les fichiers d'étalonnage et de science, sont causées par des erreurs de lecture du « biais » de l'instrument. Ce biais, engendré par la tension présente dans chacun des pixels de l'instrument, est un bruit quasi-invariant avec le temps et est donc le même pour l'ensemble des fichiers. Pour corriger la sous-estimation ou la sur-estimation du biais du fait des erreurs de lecture, on utilise les colonnes de pixels en bordure du détecteur qui ne sont jamais éclairés. Une interpolation à partir des pixels voisins de ceux étant défectueux permet de corriger ces artefacts.

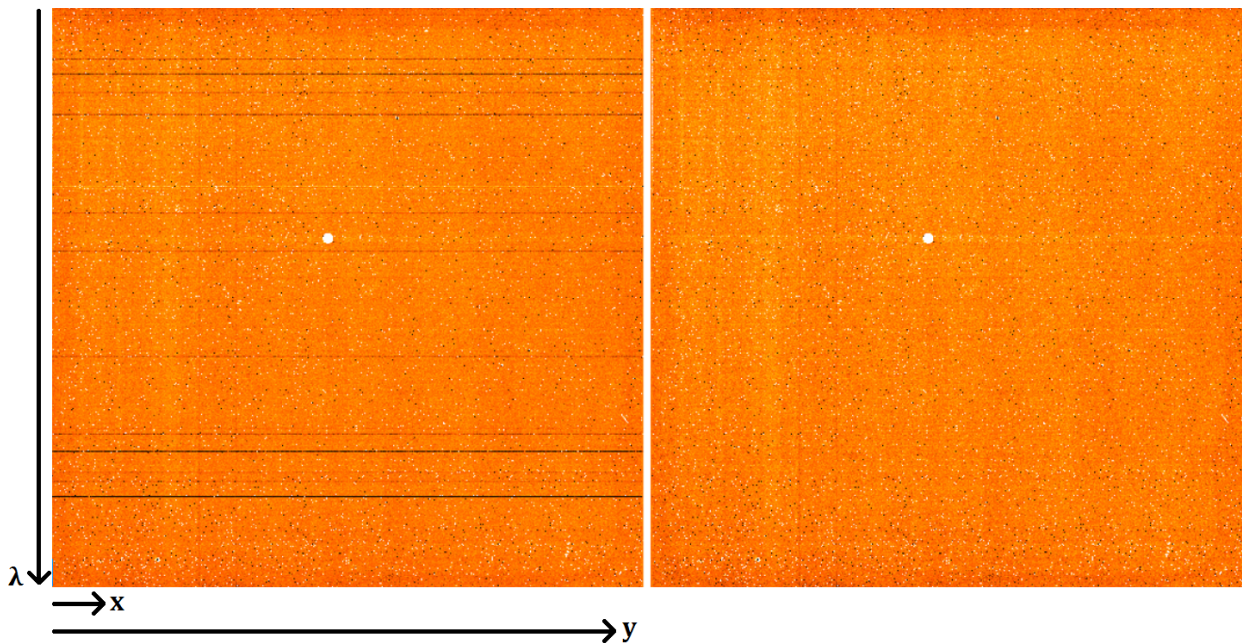


FIGURE 34 – Comparaison d'un même fichier d'étalonnage avant (gauche) et après (droite) correction des valeurs aberrantes. En général, une vingtaine de ligne ($< 1\%$) sont concernées par cette correction. A noter que la tâche blanche circulaire située au centre des images n'est pas un artefact mais un point d'étalonnage.

4.1.2 Etalonnage de l'instrument

L'étalonnage de l'instrument est la partie la plus longue et la plus complexe de la réduction des données SINFONI. Elle se décompose en quatre sous-parties, à réaliser dans un ordre bien précis.

Mesure du « *dark* »

La première chose à faire pour étalonner SINFONI est de mesurer le *dark* du détecteur, aussi appelé courant d'obscurité. Il correspond au courant parasite mesuré par un photodétecteur en l'absence d'éclairement, généré par l'agitation thermique des électrons. Pour le mesurer, on observe avec un obturateur placé au niveau du foyer du télescope, c'est à dire là

où convergent les rayons lumineux après leur passage dans le système optique. Cela se traduit par un bruit de fond dont le niveau et la variance sera d'autant plus élevé que le temps d'exposition sera long et que la température de l'instrument sera grande (contrairement au biais qui est invariant selon le temps d'exposition). Ainsi, avant chaque observation la température du détecteur de SINFONI est refroidie à 77 K , correspondant à la température de l'azote liquide, de manière à minimiser au maximum le courant d'obscurité.

Le dark est un signal physique soumis à des processus aléatoires suivant une distribution de Poisson. Cela signifie que deux *dark* pris successivement avec un même temps d'exposition ne seront pas égaux. De plus, un *dark* peut aussi contenir des pixels chauds et autres traces d'un signal non-aléatoire. C'est pourquoi, afin de réduire l'influence de ces processus stochastiques et ne conserver ainsi que la partie non-aléatoire du signal, un *master dark* (figure 35a) est calculé à partir d'une moyenne sur 6 à 9 *dark* ayant un DIT (= temps d'exposition) similaire à celui des observations (donc typiquement 15–30 secondes, cf. table 7). En même temps que ce *master dark*, une carte de détection des mauvais pixels (morts et chauds) est générée.

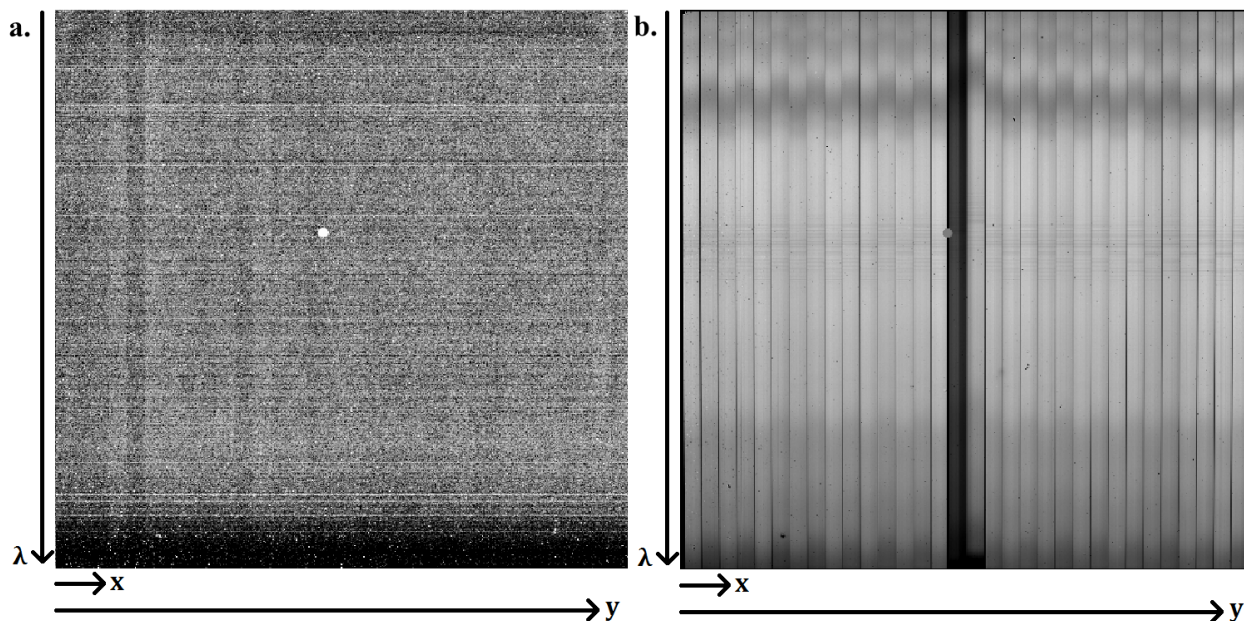


FIGURE 35 – (Gauche) Image du *master dark* calculé pour l’observation du 04 Octobre 2011. La baisse de valeur observée en bas de l’image (les hautes longueurs d’onde) peut s’expliquer par une baisse de sensibilité du détecteur à cet endroit. A noter aussi la présence de quelques lignes de valeurs aberrantes malgré l’étape préliminaire de correction présentée dans la sous-section 4.1.1. (Droite) Image du *master flat field* calculé pour l’observation du 04 Octobre 2011. Bien que spectralement inhomogène, la lampe de *flat field* est bien connue, ce qui permet de corriger l’inhomogénéité de la réponse instrumentale à partir des variations par rapport à sa forme théorique. On observe que cette réponse est approximativement deux fois moindre pour un slitlet au centre de l’image.

Mesure du “*flat field*”

La deuxième étape consiste à étudier la réponse spatiale de champ plat au signal de l’instrument, aussi appelée *flat field*. En effet, le détecteur et les optiques internes de SINFONI ne sont pas sensibles au signal de manière équivalente sur l’ensemble de son champ de vue. En d’autres termes, pour un flux spatialement ou spectralement homogène, l’instrument n’a pas la même réponse instrumentale selon la longueur d’onde et la localisation du pixel sur le

détecteur. Par exemple, des effets géométriques (réflexion) ou des poussières à l'intérieur de l'instrument peuvent entraîner une augmentation ou une diminution de signal sur quelques pixels ou sur une région complète du détecteur. La mesure du *flat field* est donc nécessaire afin de normaliser la réponse de l'ensemble du détecteur à un flux donné. Pour mesurer le *flat field*, plusieurs images d'une source spatialement uniforme et typiquement plus brillante que les objets observés sont produites. Dans notre cas, et pour chaque nuit d'observation, la source lumineuse est une lampe halogène interne à SINFONI, et un *master flat field* (figure 35b) est calculé à partir de la médiane de 10 à 20 images *flat field* acquises avec un temps d'intégration entre 2 et 3 secondes.

Correction de la distorsion optique

La troisième étape de ce *pipeline* détermine la distorsion spatiale et la distance entre les différents slitlets du détecteur. Cette distorsion optique se définit par une courbure des slitlets qui est, heureusement, relativement constante sur une période d'un mois. Elle est ainsi mesurée seulement une fois par mois, ou après chaque intervention technique sur l'instrument. La mesure de cette distorsion optique est obtenue à partir d'une série de 75 spectres de lumière continue d'une fibre se déplaçant perpendiculairement aux 32 slices du détecteur. L'addition de ces 75 spectres permet d'obtenir une image finale où des fentes en surbrillance apparaissent au centre de chacun des 32 slitlets. La forme de ces fentes pouvant être distordue, un ajustement polynomial 2D est effectué pour chaque fente afin de leur donner une forme nominale, rectiligne (figure 36).

Étalonnage en longueur d'onde

La spectroscopie étant la science de l'étude du spectre de la lumière et des bandes d'absorption qui y sont présentes, l'étalonnage spectral du détecteur de SINFONI est absolument primordiale. Elle est basée sur un jeu de deux images *on/off* d'une lampe à plasma (ou « *arc lamp* »). Dans un premier temps, l'image obtenue avec la lampe éteinte est soustraite à l'image obtenue avec la lampe allumée afin de supprimer le bruit lié au courant d'obscurité et toute éventuelle émission thermique parasite dans l'instrument. L'image résultante est ensuite corrigée du *flat* (à partir du *master flat field* mesuré précédemment) et de la distorsion optique. Les caractéristiques spectrales de la lampe à plasma étant parfaitement connues, un fichier synthétique est construit à partir duquel chaque ligne de nos données brutes (de science et d'étalonnage) vont se voir attribuer une longueur d'onde étalonnée.

4.1.3 Construction des cubes 3D (x,y, λ)

L'étape finale de cette chaîne de réduction est la construction, pour chaque nuit d'observation, des différents cubes 3D (x,y, λ) du corps étudié. Avant tout, il est important de préciser que trois observations du ciel environnant (donnant lieu à des fichiers appelées *SKY* par Gasgano) sont réalisées juste après les acquisitions des données sur le satellite (dont le résultat sont des fichiers appelés *OBJECT*), et que deux autres observations du ciel sont prises juste avant et juste après l'acquisition des données d'observation d'une étoile standard (fichiers nommés *STD*) qui servira plus tard à la suppression des bandes d'absorption engendrées par le spectre solaire (voir section 4.2.1). Ces fichiers *SKY* acquis juste avant et/ou juste après les fichiers *OBJECT* et *STD* permettent de soustraire à ces deux derniers types de fichiers l'émission du ciel.

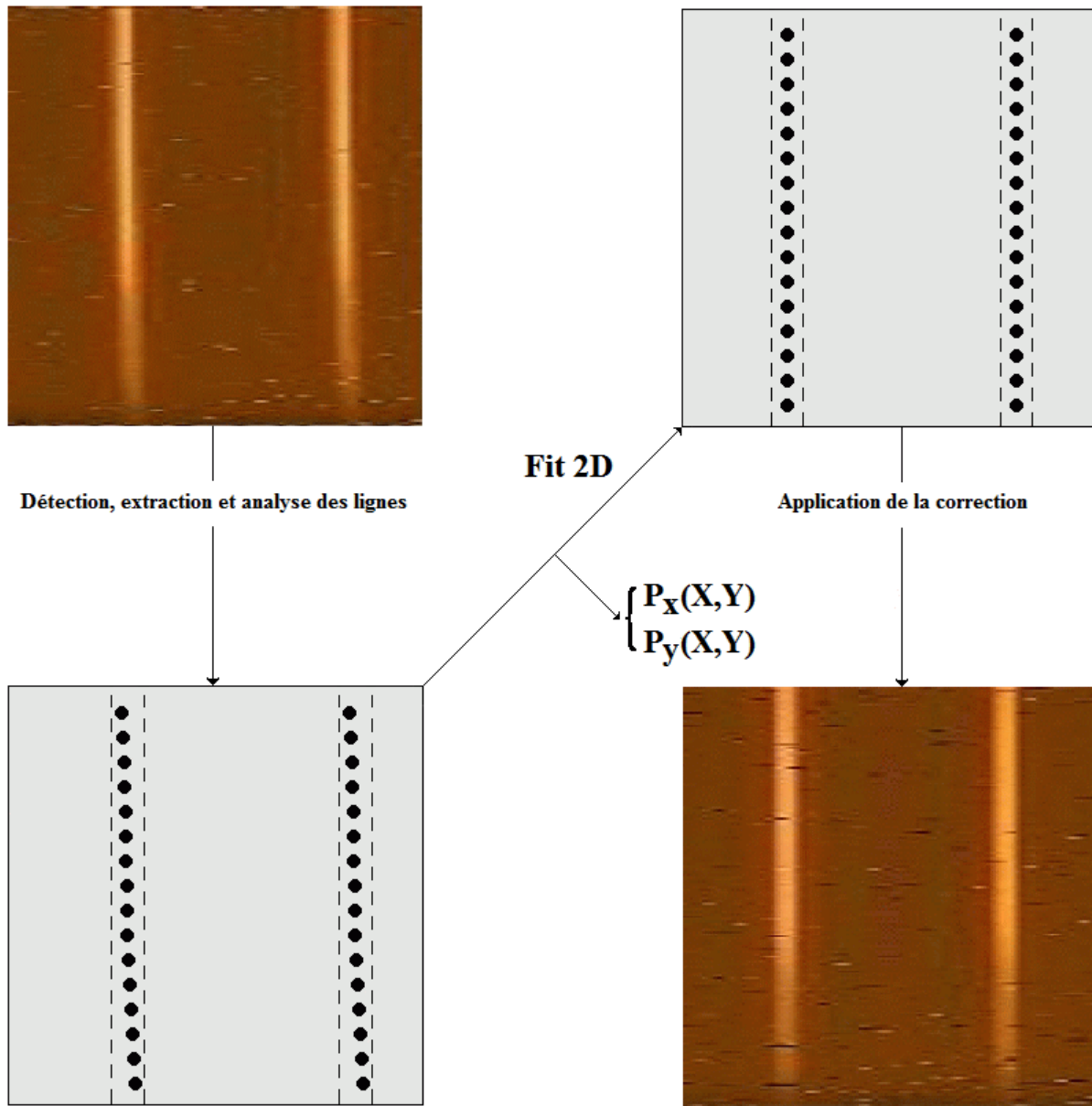


FIGURE 36 – Principe de la correction de la distorsion optique. Les fentes de l’image brute (en haut à gauche) sont légèrement courbées (la courbure est mise en évidence par les petits ronds noirs dans le schéma en bas à gauche). Deux polynômes $P_x(X,Y)$ et $P_y(X,Y)$ sont calculés pour chaque fente puis appliqués au slitlet associé à chaque fente afin d’obtenir une image finale redressée (en bas à droite). Source : manuel de réduction des données SINFONI/ESO.

Afin de construire des cubes 3D exploitables, chaque fichier *OBJECT* et *STD* est traité de la façon suivante : (1) soustraction du *master dark*, (2) soustraction du *SKY* (dont on a aussi soustrait le *master dark*), (3) normalisation par le *master flat field*, (4) correction des distorsions optiques, (5) étalonnage et ré-échantillonnage spectral (dans notre cas pour avoir $\lambda/\Delta\lambda = 2000$ avec $\Delta\lambda = 0.0005 \mu m$), (6) ré-échantillonnage spatial afin d’avoir des pixels carrés de taille $12.5 \times 12.5 m.a.s$, et (7) construction d’un cube de dimensions $64 \times 64 \times 2172$ où l’axe z représente la dimension spectrale avec ses 2172 longueurs d’onde (figure 37).

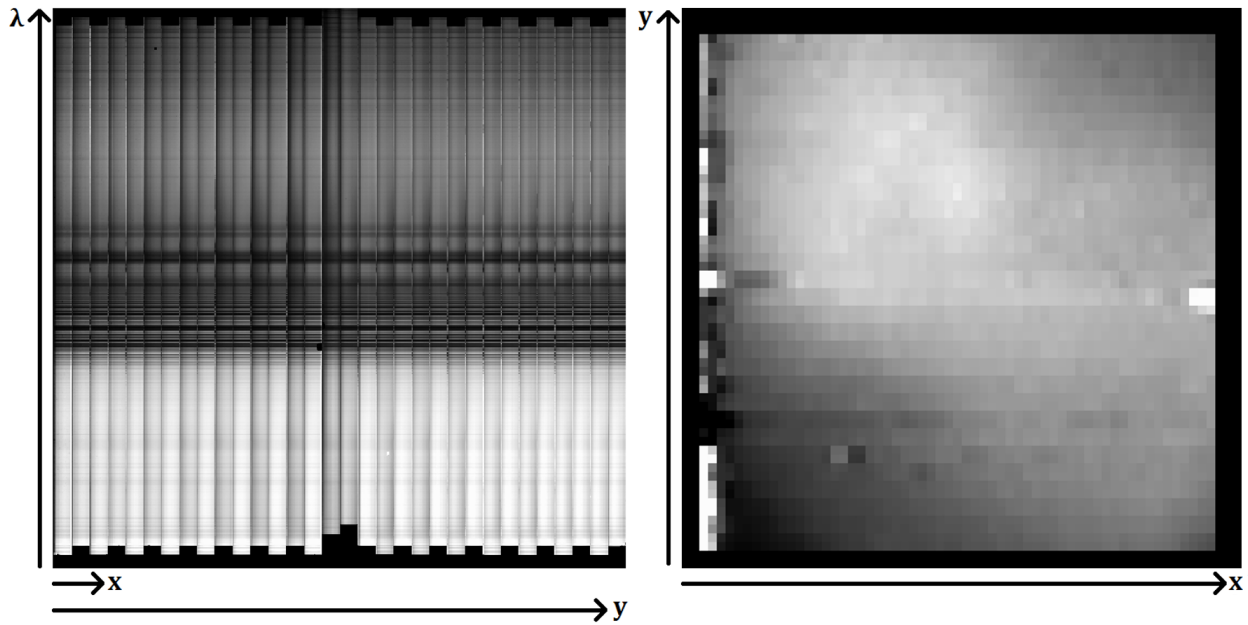


FIGURE 37 – Donnée *OBJECT* du 04 Octobre 2011 avant (gauche) et après (droite) l'étape de construction du cube 3D. L'image finale correspond à la pièce centrale de la mosaïque d'Europe à la longueur d'onde $\lambda = 2.00 \mu\text{m}$. Outre quelques artefacts bien visibles (notamment les 4 premières colonnes de pixels à gauche de la l'image), on arrive à distinguer une zone plus claire dans la partie supérieure gauche de l'image. Elle correspond à la zone sombre (dans le visible) de l'hémisphère orbitale arrière d'Europe.

4.2 Des données brutes à la carte globale en réflectance

Le résultat des étapes de réduction du *pipeline* ESO consiste en des cubes où à chaque pixel est attribué un spectre entre $1.4070 \mu\text{m}$ et $2.4925 \mu\text{m}$ avec un échantillonnage spectral de $5 \times 10^{-4} \mu\text{m}$. Cependant, trop bruitées et incomplètes, les 90 longueurs d'onde de part et d'autre de cet intervalle se sont vues attribuer des valeurs nulles. Par conséquent, seul l'intervalle défini par $\lambda \in [1.4520 - 2.4470] \mu\text{m}$ est non nul pour chaque pixel. Après cette première réduction, les valeurs des cubes ne correspondent pas à une réflectance mais à un flux non étalonné, en unité de gain détecteur (DN, « *Digital Number* ») proportionnel au nombre de photons reçus, ce qui ne permet pas de tirer d'informations quantitatives. On décrira ci-dessous les quatre étapes nécessaires afin d'obtenir des données d'Europe scientifiquement exploitables, en l'occurrence sous forme d'une carte globale de réflectance spectrale.

4.2.1 Division par le spectre solaire

La tellurique standard HD18681

La première étape correspond à la correction du spectre de chaque pixel par les absorptions telluriques et le spectre solaire. Dans un premier temps, afin de corriger au mieux les absorptions en lien avec la transmission atmosphérique (qui est à l'origine de nombreuses bandes d'absorption dans nos données), il convient d'observer une étoile dite « tellurique standard » dans des conditions atmosphériques proches de celles existantes lors de l'acquisition des données d'Europe. Dans le cadre de nos observations, cette étoile est HD18681. Le choix de cette étoile de type spectral G0 (d'après le centre de données astronomiques SIMBAD de Strasbourg) n'est pas anodin. En effet, comme le Soleil (de type G2), il s'agit d'une naine jaune.

Au moment de la division (voir plus loin dans cette sous-section), cela permettra de ne pas induire de pente spectrale car leur continuum spectral est identique. Il aurait été encore plus idéal d’avoir une tellurique standard de type G2, mais les caractéristiques des étoiles de type G0 et de type G2 étant quasiment identiques (VARDAVAS et al. 2011), cette petite différence de type n’est pas critique pour la suite de notre étude. Enfin, dans le but de conserver une certaine cohérence sur l’ensemble de la campagne d’observations, HD18681 a systématiquement été utilisée comme tellurique standard durant les cinq nuits d’observations.

Détermination du flux de la tellurique

Une première estimation du flux reçu de la tellurique consiste à intégrer le flux mesuré par l’ensemble des pixels d’une image. Cependant, une étude rapide de ces images a permis de mettre en évidence la présence d’un bruit de fond assez élevé qui aurait pour conséquence la sur-estimation du flux de la tellurique dans le cas d’une intégration du flux de l’ensemble des pixels. Cette étape est primordiale afin d’obtenir des spectres finaux d’Europe avec un niveau de réflectance cohérent avec celui obtenu au cours des missions spatiales passées, comme par exemple NIMS/Galileo. Nous avons donc cherché à évaluer le rayon d’influence de la PSF sur le flux reçu de l’étoile HD18681. Pour cela, nous avons étudié le profil du flux en passant par le pic de la PSF sur l’ensemble de la gamme spectrale ou spécifiquement à $2.4 \mu\text{m}$ (figure 38). Le résultat montre qu’un masque circulaire centré sur le pic de la PSF avec un rayon égal à 11 pixels permet d’intégrer le flux du lobe primaire et du lobe secondaire de la tellurique de manière globalement satisfaisante quelque soit la longueur d’onde. Par conséquent, seuls les pixels localisés à l’intérieur de ce masque sont utilisés pour mesurer le flux de la tellurique. Bien qu’étudier pour être optimal, il est honnête de préciser que ce détournement de la PSF n’est pas parfait et que de faibles résidus spectraux (pente et absorptions) peuvent certainement subsister dans les spectres finaux d’Europe. De plus, même si la classe spectrale de HD18681 (G0) est très proche de celle du Soleil (G2), d’infimes variations spectrales existeraient même dans le cas d’un détournement parfait.

Calcul du flux propre aux satellites

Le résultat de l’étape précédente est primordial pour obtenir des spectres en réflectance propre à la surface du satellite observé. Pour obtenir ces spectres en réflectance, il faut (1) corriger la contribution du spectre solaire, (2) corriger les absorptions atmosphériques (telluriques) et (3) faire l’étalonnage radiométrique du flux reçu. Pour cela, nous utilisons la formule suivante :

$$R(\lambda) = \frac{F_{Europe}(\lambda)}{F_{HD18681}(\lambda)} \times C \quad \text{avec} \quad C = \frac{T_{HD18681}}{T_{Europe}} \times \frac{1}{\Omega_{pixel} \times 10^{\frac{M_{HD18681} - M_{SolJup}}{2.5}}} \quad (3)$$

La réflectance est notée $R(\lambda)$, et les flux reçus d’Europe et de HD18681 sont respectivement notés $F_{Europe}(\lambda)$ et $F_{HD18681}(\lambda)$. Les flux $F_{Europe}(\lambda)$ et $F_{HD18681}(\lambda)$ étant l’un et l’autre dépendant de la transmission atmosphérique $T_{atm.}(\lambda)$, la division du premier flux par le second permet de se soustraire aux absorptions atmosphériques. La classe spectrale de HD18681 (G0) étant très proche de celle du Soleil (G2), cette division permet dans le même temps de corriger la pente spectrale solaire. Le coefficient C , dont l’objectif est de faire l’étalonnage radiométrique du flux reçu, dépend de 5 paramètres : (1) le temps d’intégration de la tellurique

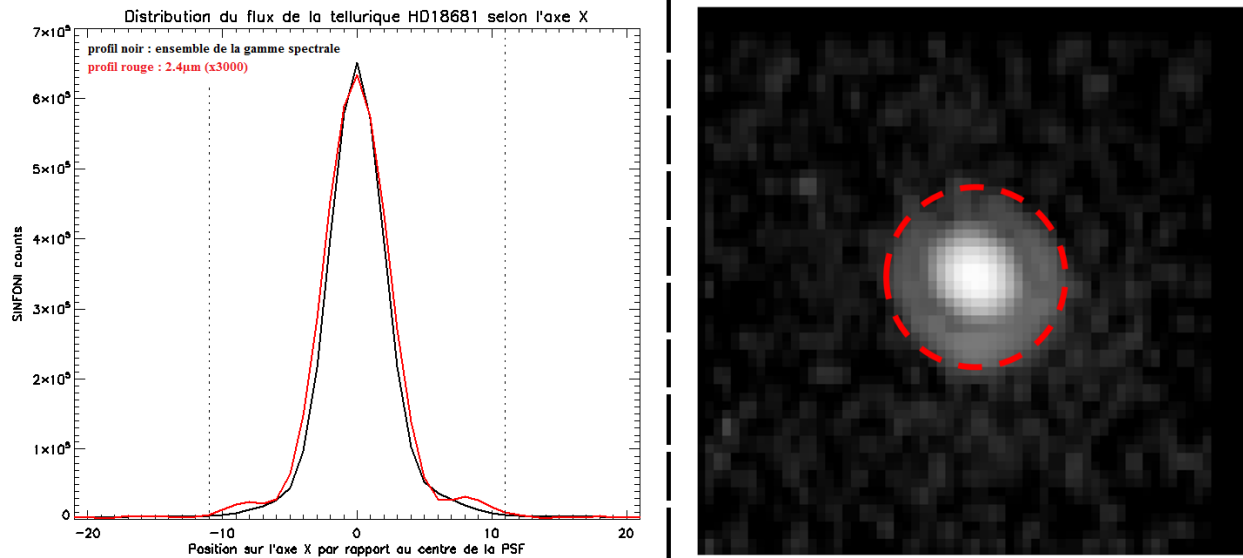


FIGURE 38 – Estimation du flux réel de HD18681 à partir de l’étude de l’aspect de la PSF à travers de l’observation du 5 Octobre 2011. (*Droite*) La courbe noire correspond au profil de la tellurique en intégrant l’ensemble de la gamme de longueur d’onde, tandis que la courbe rouge correspond au profil de la tellurique à $2.4\ \mu\text{m}$ multiplié par 3000 pour une question d’échelle. En effet, la PSF est mieux définie aux hautes longueurs d’onde, et cela est mis en évidence par la présence dans le profil rouge d’une bosse bien visible de part et d’autre du pic central et qui correspond donc au lobe secondaire. Seul la partie entre les deux segments pointillés verticaux est conservée. (*Gauche*). Image de la PSF de HD18681 à $2.4\ \mu\text{m}$. Le lobe secondaire correspond au halo gris encerclant le pic de la PSF ($\text{SINFONI counts} = 211$). L’échelle logarithmique de l’image permet de rendre compte du bruit qui existe ($\text{SINFONI counts} \leq 5$).

$T_{HD18681}$, (2) le temps d’intégration d’Europe T_{Europe} , (3) l’angle solide Ω_{pixel} d’un pixel, (4) la magnitude apparente du Soleil vue depuis Jupiter M_{SolJup} et (5) la magnitude apparente de la HD18681 $M_{HD18681}$. Les temps d’intégrations sont donnés dans la table 7, un pixel carré de côté $12.5\ m.a.s$ correspond à un angle solide $\Omega_{pixel} = 3.65 \times 10^{-15}\ sr$, la magnitude apparente du Soleil depuis Jupiter est $M_{SolJup} = -23.16$ (contre $M_{SolTer} = -26.74$ pour la magnitude apparente du Soleil depuis la Terre) et la magnitude apparente de HD18681 est $M_{HD18681} = +9.23$. L’application numérique nous donne les valeurs suivantes :

	04/10/2011	05/10/2011	21/10/2011	03/01/2012	17/01/2012
C	20.20	2.02	2.02	6.06	2.02

Après application de la formule, les spectres obtenus sont corrigés du spectre solaire et des absorptions atmosphériques et sont étalonnés afin que la valeur en ordonnée corresponde à une réflectance (figure 39). On notera quand même qu’il subsiste des résidus importants dans l’intervalle $\lambda \in]1.790 - 1.940[\ \mu\text{m}$ car les absorptions atmosphériques y sont trop fines, très nombreuses et saturées. L’allure globale des spectres est cohérente avec les spectres NIMS et ceux d’études antérieures basées elles aussi sur des observations depuis le sol (CARLSON et al. 1999c, SPENCER et al. 2006, BROWN et al. 2013).

4.2.2 Construction de la mosaïque

Après la division de chaque pixel par le spectre solaire, l’étape suivante est la construction d’une mosaïque unique à partir des 5 pièces d’une même observation (voir figure 30 de la sous-section 3.2.1). La méthode d’acquisition permet à la pièce centrale de

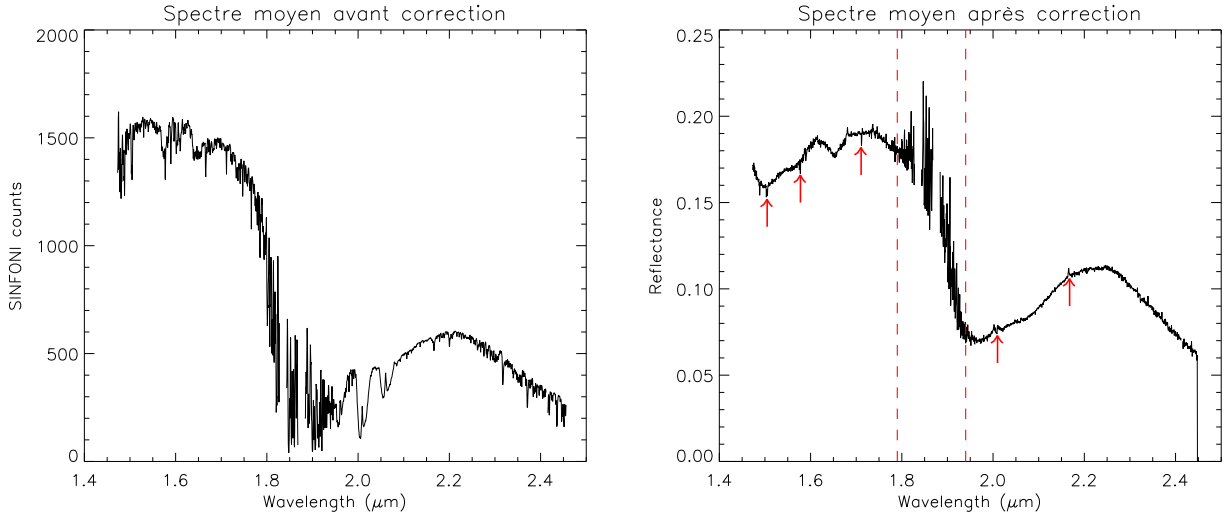


FIGURE 39 – Spectres moyen de la pièce centrale de la mosaïque du 05/10/2011 avant (gauche) et après (droite) division par le spectre solaire. Outre l’intervalle $1.79 - 1.94 \mu m$ (entre les pointillés rouges dans le graphique de droite), de petits artefacts, représentés par les flèches rouges, subsistent après cette division. Aucun de ces artefacts ne sont caractéristiques de la surface d’Europe : ils correspondent soit à du bruit instrumental, soit à des petits résidus dûs aux légères variations spectrales entre HD18681 (de type G0) et notre Soleil (de type G2).

la mosaïque de posséder des zones de 16×16 pixels en recoupement avec les quatre pièces extérieures, permettant de normaliser ces pièces extérieures par rapport à la pièce centrale. Cette normalisation se fait en trois étapes : (1) la suppression des artefacts majeurs, (2) la normalisation du flux mesuré sur les différentes pièces de la mosaïque d’observation et (3) le calcul de la valeur finale de chaque pixel à l’aide de masques de pondération.

La suppression au préalable des artefacts majeurs est primordiale pour éviter la contamination de l’ensemble des données. En effet, comme nous le montre la figure 37, des artefacts peuvent encore être présents sur les données finales, et notamment au niveau des bordures utilisées pour former la mosaïque d’image. Or les bordures de cible représentent une quantité non négligeable de pixels erronés, et la non-suppression de ces pixels pourrait donc engendrer une propagation des erreurs qu’ils contiennent à l’ensemble des données. C’est pourquoi, en préambule de la normalisation, un masque est appliqué sur les bordures de chaque image afin de supprimer les artefacts majeurs qui s’y trouvent.

Pour les quatre pièces externes de la mosaïque, l’étape de normalisation consiste à faire le rapport du flux total mesuré dans les pixels de la zone de recoupement appartenant à la pièce centrale par le flux équivalent mesuré dans la pièce de la mosaïque à normaliser. Ces deux flux totaux sont intégrés sur l’ensemble du domaine de longueur d’onde, à l’exception des longueurs d’onde $\lambda \in]1.790 - 1.940[\mu m$ à cause du bruit engendré par les absorptions telluriques. Mathématiquement, pour chaque pièce externe, ce rapport (R) s’écrit :

$$R = \frac{\int_{1.452 \mu m}^{1.790 \mu m} FTZR_{cent.}(\lambda) + \int_{1.940 \mu m}^{2.447 \mu m} FTZR_{cent.}(\lambda)}{\int_{1.452 \mu m}^{1.790 \mu m} FTZR_{ext.}(\lambda) + \int_{1.940 \mu m}^{2.447 \mu m} FTZR_{ext.}(\lambda)} \quad (4)$$

avec $FTZR_{cent.}$ et $FTZR_{ext.}$ respectivement le Flux Total de la Zone de Recoupement appartenant à la pièce centrale et aux pièces externes de la mosaïque. Les facteurs correctifs

sont donnés table 8. Cette étape de normalisation est motivée par le fait que les conditions d’observations peuvent légèrement évoluer au cours de l’acquisition des différentes pièces de la mosaïque (25 minutes au total, à raison de 5 minutes par pièce), pouvant ainsi entraîner une légère variation du flux mesuré entre les pièces.

	Centrale (n°1)	Sup. gauche (n°2)	Sup. droite (n°3)	Inf. droite (n°4)	Inf. gauche (n°5)
04/10/2011	Par déf. $R = 1$	$R = 0.94$	$R = 1.03$	$R = 1.09$	$R = 1.07$
05/10/2011	Par déf. $R = 1$	$R = 0.93$	$R = 0.95$	$R = 1.00$	$R = 0.99$
21/10/2011	Par déf. $R = 1$	$R = 0.99$	$R = 1.00$	$R = 1.01$	$R = 0.99$
03/01/2012	Par déf. $R = 1$	$R = 1.16$	$R = 1.08$	$R = 1.05$	$R = 1.05$
17/01/2012	Par déf. $R = 1$	$R = 0.99$	$R = 1.05$	$R = 1.45$	$R = 1.12$

TABLE 8 – Valeurs à appliquer aux différentes pièces externes d’une mosaïque pour les normaliser à la pièce centrale de l’observation à laquelle elles appartiennent. Cette valeur est, par définition, égale à 1 pour les pièces centrales. Dans une grande majorité des cas $R \in [0.90 - 1.10]$, montrant ainsi une cohérence de nos données. Toutefois, trois valeurs présentent une variation supérieure à 10 % (en rouge), dont deux pour l’observation du 17 Janvier 2012. Les valeurs de Strehl associées à cette observation (table 7) indiquent que les mauvaises conditions d’observation pourraient en être la cause. En ce qui concerne la valeur obtenue pour la pièce supérieure gauche de l’observation du 3 Janvier, il pourrait s’agir en fait d’une sous-estimation d’origine inconnue du flux de la pièce centrale, celui-ci étant le plus faible des cinq pièces de l’observation.

Enfin, on attribue un masque de coefficient de pondération à chacune des pièces de la mosaïque (figure 40). Ces masques, qui ont le profil d’une pyramide dont le sommet est tronqué, ont pour but de lisser les moyennes entre les pixels présents dans les zones de recouvrement. En effet, malgré la normalisation du flux total reçu réalisée précédemment, il peut subsister des inhomogénéités de flux pour un même pixel appartenant à deux pièces différentes de la mosaïque. Sans masque de pondération, ces inhomogénéités pourraient se traduire par de brusques variations aux extrémités des zones de recouvrement. Ainsi, en donnant progressivement de moins en moins de poids aux pixels de plus en plus éloignés du centre des pièces de la mosaïque, on se soustrait à ce problème de reconstruction d’un unique cube 3D de dimensions $128 \times 128 \times 2172$. La réflectance $R(\lambda)$ de chaque pixel à l’intérieur des zones de recouvrement est ainsi calculé à chaque longueur d’onde :

$$R(\lambda) = \frac{C_1}{C_1 + C_X} \times R_1(\lambda) + \frac{C_X}{C_1 + C_X} \times R_X(\lambda) \quad (5)$$

où $R_1(\lambda)$ et C_1 sont respectivement la réflectance et le coefficient de pondération du pixel appartenant à la pièce centrale, tandis que $R_X(\lambda)$ et C_X sont à nouveau la réflectance et le coefficient de pondération du même pixel mais appartenant à la pièce non-centrale.

4.2.3 Quantification de la dérive instrumentale

Suite à la reconstruction d’un unique cube 3D par nuit d’observation, il est important de vérifier que la position d’Europe ne varie pas (ou très peu) selon la longueur d’onde, c’est à dire qu’elle n’est pas (trop) soumise à une dérive. Cette dérive peut être de nature soit instrumentale soit intrinsèque due à la réfraction atmosphérique qui n’est pas automatiquement compensée. Une telle dérive serait problématique dans l’optique des corrections photométriques pour lesquelles il sera nécessaire de définir un pixel (le même pour l’ensemble des longueurs d’onde) comme point sub-solaire (voir sous-section 4.2.4). Pour quantifier la dérive de chaque mosaïque, une étude basée sur le profil de flux de quatre coupes (passant toutes par le pixel central de la mosaïque) a été utilisée et est schématisée figure 41a. Pour

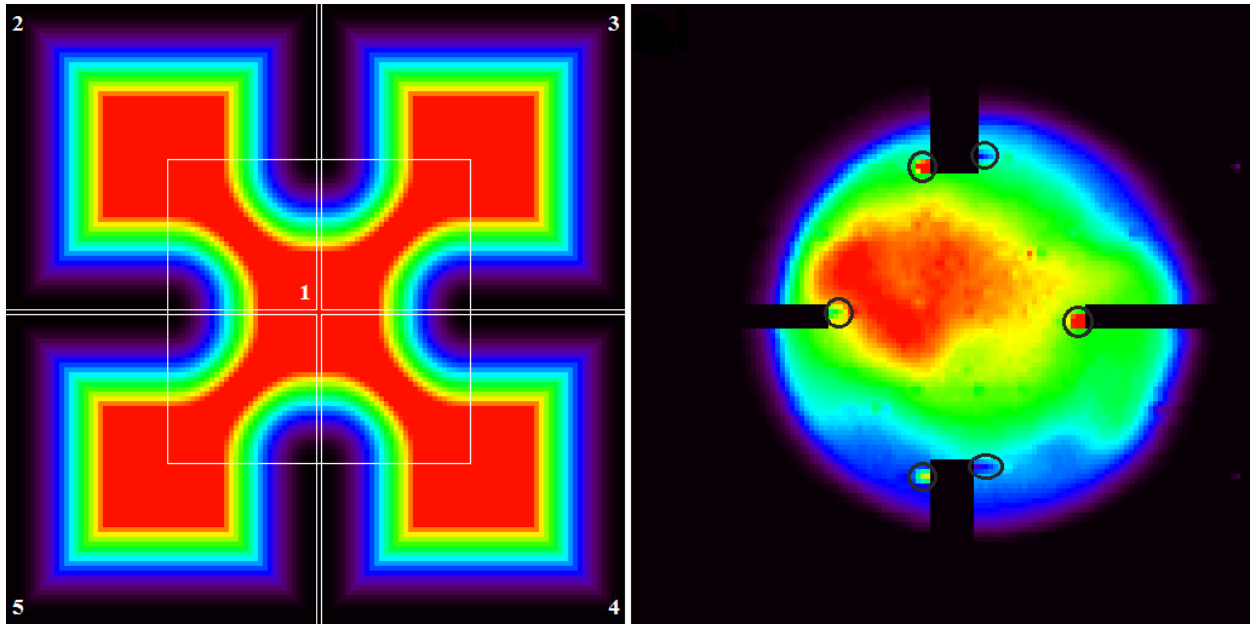


FIGURE 40 – (*Gauche*) Mosaïque représentant le coefficient total des cinq masques de pondération (délimités par les lignes blanches). En rouge les zones où le coefficient total est égal à 1, en noir les zones où ce coefficient est nul. (*Droite*) Mosaïque finale du 05/10/2011 à $2.1 \mu m$. Les bandes noires horizontales et verticales sont la conséquence de la suppression des bordures des pièces de la mosaïque. Il subsiste cependant toujours quelques artefacts identifiables (encerclés en gris sombre) qui seront pris en compte par la suite.

chacun des quatre profils est calculé le barycentre de la largeur à mi-hauteur, et le barycentre des 4 points obtenus est ensuite calculé. Afin d’observer l’évolution de la position de ce point, ce calcul est effectué pour chaque longueur d’onde du domaine d’étude. Les résultats (figure 41b) présentent des variations stochastiques, sans véritable tendance, et variables selon l’observation. Aussi, on remarque que cette dérive est très majoritairement comprises entre -2 et $+2$ pixels, soit plus de deux fois inférieures à la résolution spatiale de $60 m.a.s$ de SINFONI. Par conséquent, et aussi dans l’optique ne pas plus complexifier la chaîne de réduction des données, on négligera l’effet de cette éventuelle dérive instrumentale.

4.2.4 Les corrections photométriques

À ce niveau du processus de réduction des données, la réflectance des cubes 3D est dominée par des effets géométriques non représentatifs de la surface d’Europe. En effet, quelle que soit la longueur d’onde, les cinq jeux de données présentent une réflectance maximale approximativement au centre du disque, et cette réflectance décroît progressivement de manière à peu près concentrique autour de ce maximum. Par conséquent, afin d’être réellement représentative de la réflectance à la surface d’Europe, des corrections photométriques sont appliquées aux données.

Modèle de surface Lambertienne

La réflectance étant proportionnelle au flux incident provenant du Soleil, la première correction photométrique consiste à prendre en compte la variation de ce flux incident par unité de surface. En l’occurrence, le flux incident est maximal au niveau du point sub-solaire (SSP) et décroît de manière inversement proportionnel au carré de la distance à ce point. Pour se

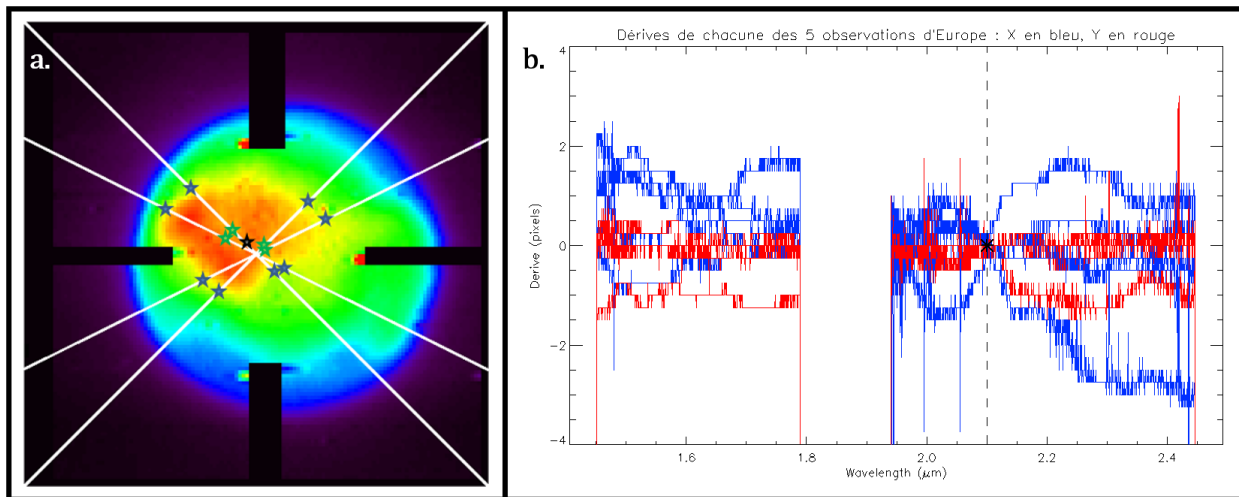


FIGURE 41 – (*Gauche*) Schématisation de la méthodologie de calcul de la dérive instrumentale pour l’observation du 05/10/2011. Les traits blancs correspondent aux quatre transects servant à la quantifier. Les étoiles bleues délimitent la largeur à mi-hauteur du flux des quatre coupes, les étoiles vertes représentent les barycentres associés à chacune de ces largeurs, et l’étoile noire correspond au barycentre des étoiles vertes. C’est à partir de l’évolution de la position de cette dernière selon la longueur d’onde qu’est calculé la dérive instrumentale. (*Droite*) Dérive instrumentale des cinq jeux de données. Les dérives selon l’axe X sont représentées en bleu tandis que les dérives selon l’axe Y sont représentées en rouge. Elles sont calculées par rapport à la position à $2.1 \mu\text{m}$ (pointillés verticaux et astérisque noir) car à cette longueur d’onde le rapport signal sur bruit est très élevé et qu’il n’y a pas de signatures spectrales particulières (figure 39).

soustraire à cet effet, on choisit d’utiliser le modèle de Lambert (le plus courant et le plus simple des modèles d’éclairement) en approximant la surface d’Europe à un diffuseur parfait, c’est à dire une surface qui émet une luminance constante de manière isotrope. Certes, la surface d’Europe n’est pas parfaitement lambertienne (BURATTI et al. 1983), mais l’assombrissement centre-bord centré sur le point sub-solaire qu’elle exhibe justifie l’utilisation de ce modèle jusqu’à un angle critique. Ainsi, la réflectance de chaque pixel des cinq cubes est divisée par le facteur suivant :

$$\cos(i) = \sqrt{1 - \left(\frac{D_{SSP}}{r}\right)^2} \quad (6)$$

où r et D_{SSP} sont respectivement le rayon d’Europe (en pixels) au moment de l’observation et la distance (en pixels) entre le pixel concerné par la division et le pixel représentant le SSP. Le modèle est convaincant jusqu’à un angle $i = i_{max} = 55^\circ \pm 5^\circ$, mais au-delà de l’angle i_{max} l’hypothèse de la surface Lambertienne n’est plus valide (la réflectance calculée devient trop élevée, parfois ≥ 1) et les pixels concernés sont retirés des données (figure 42).

Il est essentiel de préciser qu’il existe une incertitude quant à la position du point sub-solaire car celui-ci est placé de manière purement visuelle. En l’occurrence, il est déterminé en s’assurant que l’artefact observé chez les pixels pour lesquels $i > i_{max}$ apparaît de manière progressive et homogène. On estime qu’il existe une incertitude maximale de ± 2 pixels sur les axes x et y , pouvant ainsi provoquer, à certains endroits, une erreur maximale de 20 % sur la réflectance des pixels (figure 43). Cette erreur sera prise en compte, plus tard, dans le cadre de la modélisation spectrale (voir chapitre 6).

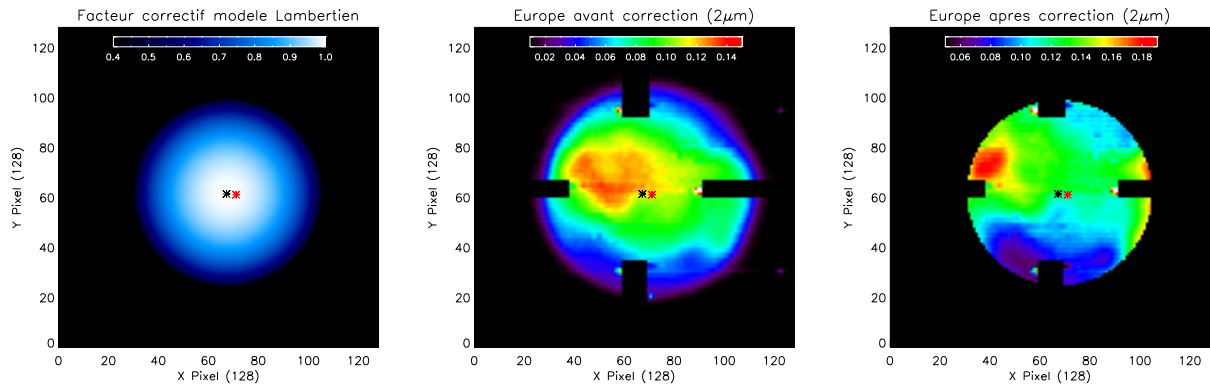


FIGURE 42 – (*Gauche*) Facteur correctif du modèle lambertien jusqu'à $i_{max} = 60^\circ$. (*Centre*) Réflectance d'Europe (observation du 05/10/2011) à $2\mu\text{m}$ avant correction par le modèle Lambertien. (*Droite*) Réflectance d'Europe (05/10/2011) à $2\mu\text{m}$ après correction par le modèle Lambertien. Pour les trois images, les astérisques rouges correspondent au point sub-terrestre, tandis que les astérisques noires représentent le point sub-solaire à partir duquel le modèle Lambertien est centré.

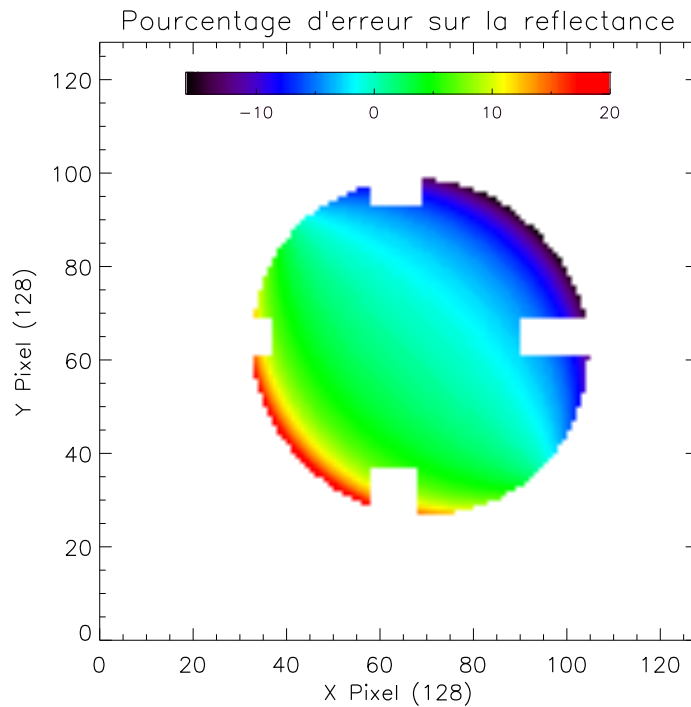


FIGURE 43 – Erreur (en %) sur la réflectance de chaque pixel pour un décalage du point sub-solaire de +2 pixels selon l'axe x et l'axe y . Un tel décalage entraîne une sous-estimation ($\geq -16\%$) de la réflectance principalement localisé dans le quart supérieur droit de l'image, tandis que la réflectance est sur-estimée dans le quart inférieur gauche ($\leq +20\%$). Toutefois, moins de 10% des pixels sont concernés par une erreur de $\pm 10\%$ sur la valeur de leur réflectance, relativisant ainsi l'impact à l'échelle globale d'une telle erreur.

Correction de l'effet de l'angle de phase

Un seconde correction photométrique doit être réalisée afin que la réflectance des cinq cubes soit complètement indépendante de la géométrie de l'observation : la correction de l'influence de l'angle de phase (Φ , table 7). En effet, la magnitude apparente de toute surface planétaire du système solaire croît à peu près progressivement au fur et à mesure que l'angle de phase

diminue et présente généralement un pic de brillance à l'approche de l'opposition ($\Phi \lesssim 2^\circ$). Les figures n°2 et n°3 de l'article de DOMINGUE et al. (1997) ont été utilisées pour corriger cet effet et l'angle de phase de l'observation du 21 Octobre 2011 (le plus petit, $\Phi = 1.8^\circ$) a servi de référence pour la normalisation des 4 autres cubes. Les cubes furent donc multipliés par les facteurs correctifs $F_{P.A.}$ suivants :

	04/10/2011	05/10/2011	21/10/2011	03/01/2012	17/01/2012
$F_{P.A.}$	1.05	1.05	1	1.11	1.12

4.2.5 La cartographie

La projection équirectangulaire

Un des intérêts majeurs de cette campagne d'observation est la possibilité d'obtenir, grâce à sa large couverture spatiale, une carte « globale » d'Europe. De nombreux types de projection existent, mais celui le plus communément utilisé en ce qui concerne les satellites galiléens est la projection cylindrique équidistante, encore appelée projection équirectangulaire. Elle correspond à la projection de la surface d'un objet étudié perpendiculairement à la surface d'un cylindre homogène ayant un axe de rotation et un rayon équivalent à ceux de l'objet en question. En déroulant le cylindre on obtient une carte où l'espacement reste constant, que ce soit pour les variations longitudinales ou latitudinales, fournissant ainsi un maillage en longitude et latitude régulier et facilement modélisable informatiquement. Cependant, cela a aussi pour conséquence d'induire une distorsion qui se caractérise par un étirement horizontal croissant au fur et à mesure que la latitude augmente (figure 44). L'illustration de ce phénomène d'étirement est particulièrement visible sur Terre pour le Groenland et le continent Antarctique qui sont respectivement plus petit que l'Algérie ($2.17 \times 10^6 \text{ km}^2$ contre $2.38 \times 10^6 \text{ km}^2$) et le continent Africain ($14.11 \times 10^6 \text{ km}^2$ contre $30.42 \times 10^6 \text{ km}^2$).

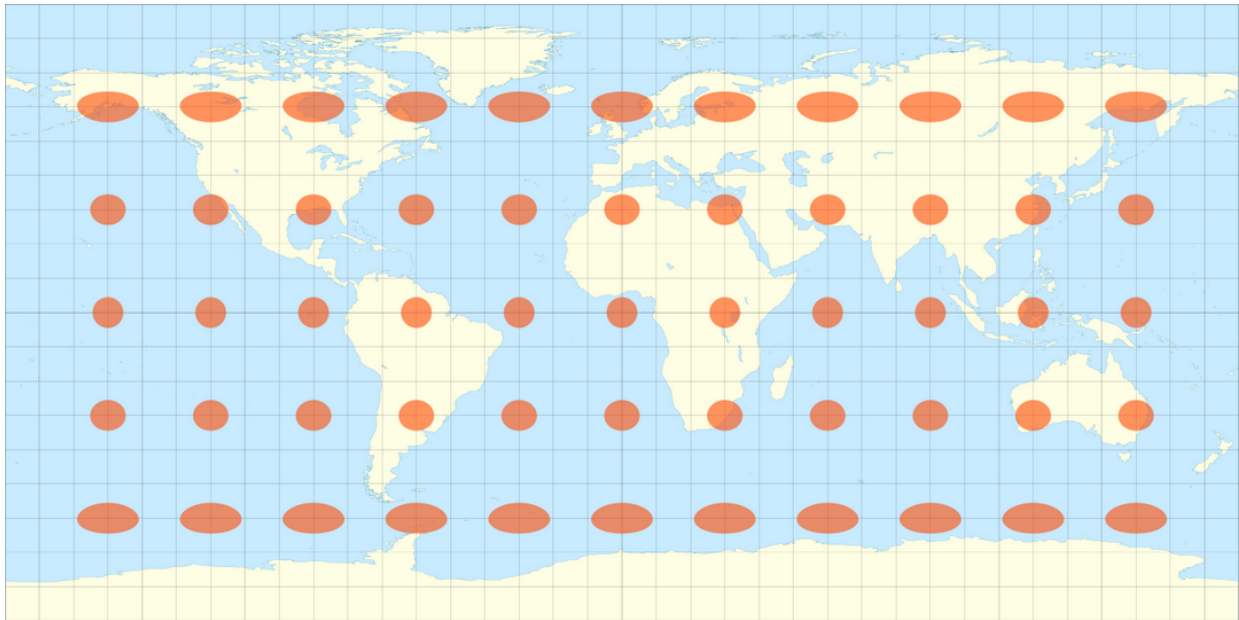


FIGURE 44 – Carte de la surface terrestre projetée selon une projection équirectangulaire. Les ellipsoïdes oranges représentent l'indice de déformation de la surface : leur excentricité est nulle à l'équateur et augmente avec la latitude. Source : Eric Gaba – *Wikimedia Commons user : Sting*

Mathématiquement, les coordonnées (x, y) de n'importe quel point de la carte peuvent être exprimées selon les deux équations suivantes :

$$x = \cos(\varphi_0) \times (\lambda - \lambda_0) \quad (7)$$

$$y = \varphi - \varphi_0$$

où (λ, φ) et (λ_0, φ_0) correspondent respectivement aux couples longitude/latitude du point étudié et de celui au centre de la carte, et avec $\cos(\varphi_0)$ une constante. Généralement, le centre de la carte est situé sur l'équateur ($\varphi_0 = 0^\circ$) et cela se traduit par une constante $\cos(\varphi_0) = 1$ et $y = \varphi - \varphi_0 = \varphi$.

La fusion des observations

Avant de fusionner les différentes observations pour ne former plus qu'une carte, chaque cube de données est d'abord soumis à une rotation d'un angle égal à la différence angulaire entre l'angle d'inclinaison de l'axe de rotation d'Europe au moment des observations et l'axe de rotation terrestre (table 7, abréviation : APN). Suite à cela, les cinq cubes 3D sont projetés dans un même référentiel spatial : une matrice de 360×180 pixels, où chaque pixel correspond à un carré de $1^\circ \times 1^\circ$ de longitude et de latitude (figure 45).

La fusion des cinq observations n'est pas triviale et suit la procédure de l'organigramme complexe de la figure 46. Cette procédure est nécessaire car les observations ont été acquises dans des conditions atmosphériques très différentes, et ces différences se reflètent notamment par des valeurs du rapport de Strehl assez variables d'une observation à l'autre (table 7) : une observation de très bonne qualité a été faite le 5 Octobre 2011, deux observations de bonne qualité furent effectuées le 21 Octobre 2011 et le 3 Janvier 2012, et enfin deux observations avec un Strehl anormalement faible ont été acquises le 4 Octobre 2011 et le 17 Janvier 2012. Ces différences de conditions d'acquisition ont un impact direct sur les données. Par exemple, le masque circulaire d'un rayon de 11 pixels utilisé pour dissocier le bruit du flux réel de la tellurique HD18681 (voir sous-section 4.2.1) n'est adapté qu'aux observations où le rapport de Strehl est au moins satisfaisant ($\gtrsim 20\%$). Avec un rapport de Strehl autour de 7%, la tellurique de l'observation du 4 Octobre 2011 ne répond pas à ce critère. Il en résulte qu'une importante quantité du flux de la tellurique HD18681 se trouve au-delà du masque circulaire, et particulièrement pour les faibles longueurs d'onde où le pic de la PSF est plus étendu qu'aux longueurs d'onde élevées. Les conséquences directes de cette sous-estimation du flux de la tellurique du 4 Octobre 2011 sont (1) la sur-estimation de la réflectance et (2) la modification de la pente spectrale du cube d'Europe acquis le même jour. La sur-estimation de la réflectance est notamment visible sur la figure 45, où la région commune aux observations du 4 Octobre 2011 et du 5 Octobre 2011 montrent une différence de réflectance de l'ordre de 75%. Afin de « corriger » la variabilité des conditions d'observations, une procédure additionnelle de normalisation des cinq jeux de données est réalisée en utilisant la meilleure observation en termes de Strehl, soit celle du 5 Octobre 2011, comme référence en termes de niveau de réflectance et de pente spectrale.

Toutefois, cette procédure n'est pas idéale dans la mesure où elle peut générer quelques petites systématiques à cause du bruit et des artefacts se trouvant dans les spectres des pixels de l'observation de référence. Cependant elle permet de se soustraire à la variabilité des

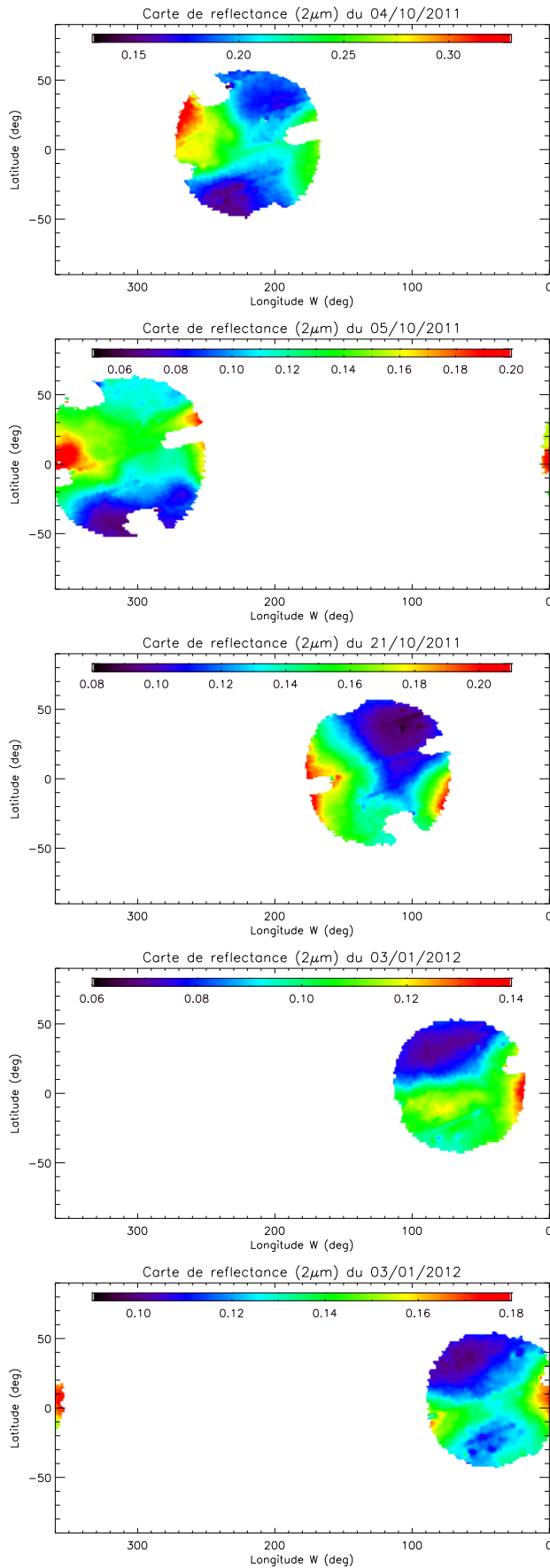


FIGURE 45 – Cartes de réflectance à $2\mu\text{m}$ des cinq cubes, avec des dimensions de 360×180 pixels.

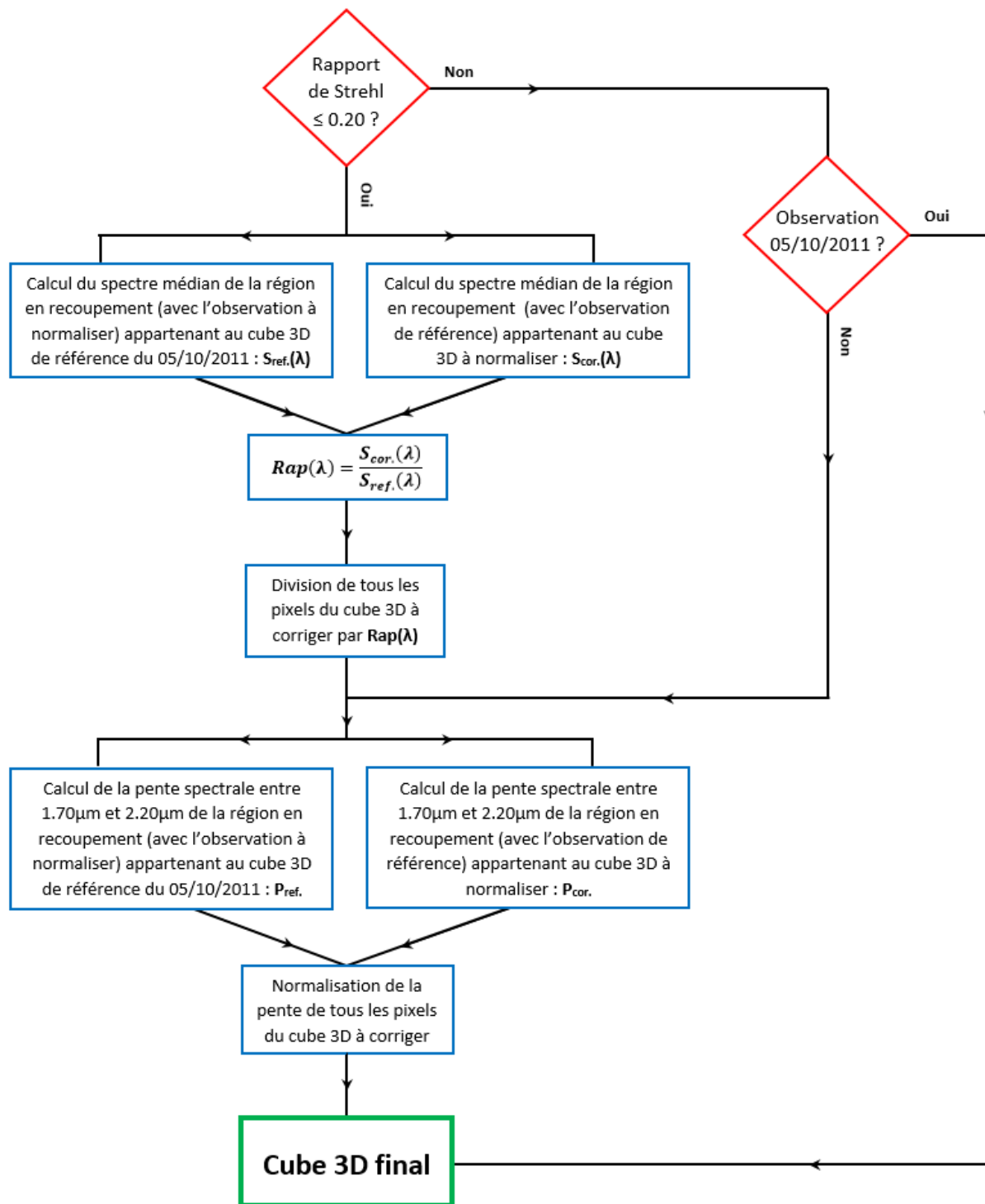


FIGURE 46 – Organigramme de normalisation des cubes selon la meilleure observation (5 Octobre 2011). Cette normalisation est possible grâce aux différentes régions où les observations se chevauchent. Selon si $Strehl \leq 0.20$, la normalisation se fait en une ou deux étapes. Deux jeux de données sont concernés par une normalisation en deux étapes : l’observation du 4 Octobre 2011 et celle du 17 Janvier 2012.

conditions d’observations mais aussi de réduire considérablement l’impact des systématiques présentes dans les jeux de données ayant un rapport de Strehl anormalement faible. De plus, une inspection visuelle a permis de s’assurer de l’absence de « fausses » bandes minérales.

Puis, à l’instar de la reconstruction d’une mosaïque (voir sous-section 4.2.2), la fusion des jeux de données s’effectue à l’aide de masques de pondération adaptés à chaque observation (figure 47). Le spectre final de chaque pixel localisé dans les zones de recoupement correspond à la moyenne pondérée des différents spectres. Il y a au maximum 3 spectres différents pour un même pixel (entre $70^{\circ}W$ et $90^{\circ}W$ de longitude).

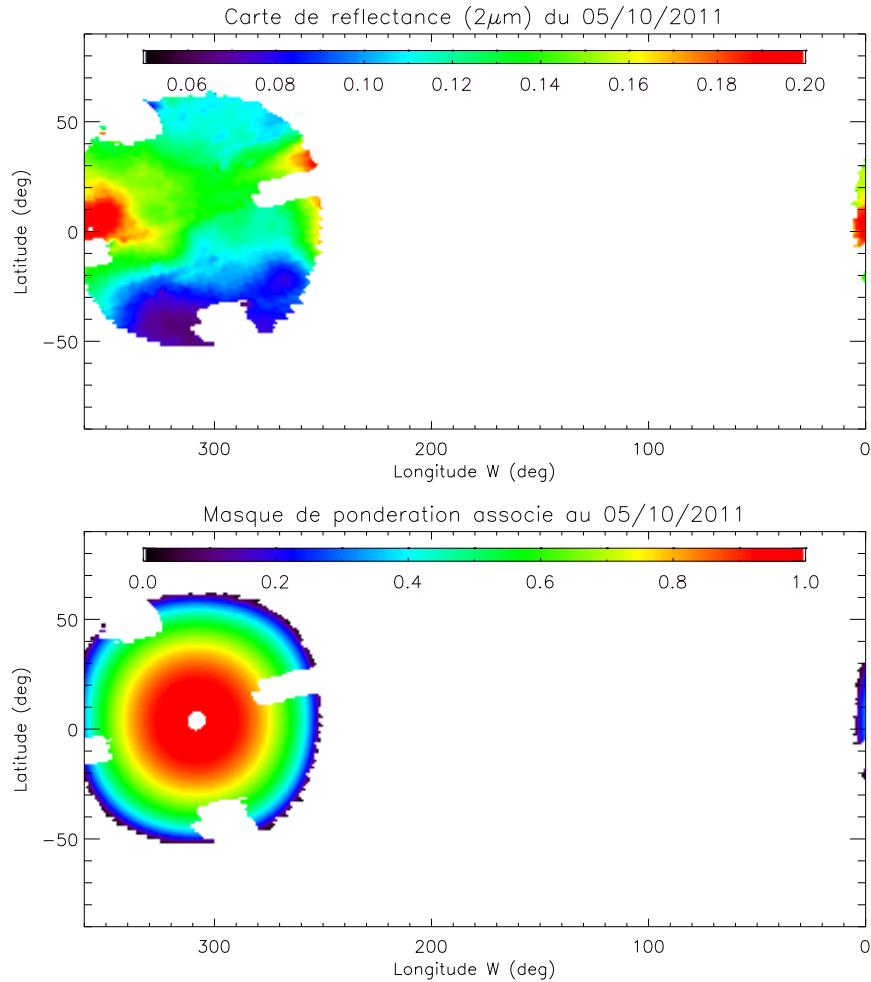
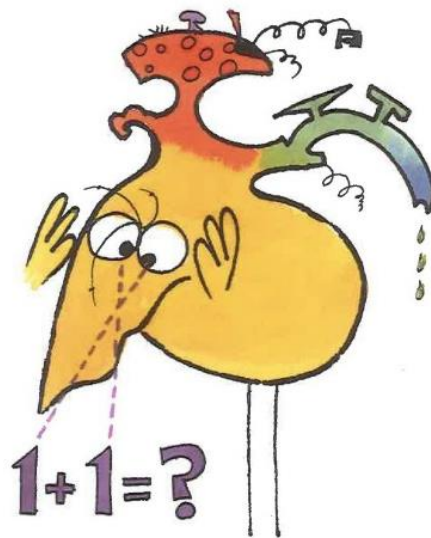


FIGURE 47 – Carte de réflectance à $2\mu m$ du 5 Octobre 2011 avec son masque de pondération associé. Le profil des masques de pondération correspond à une parabole centrée sur le centre de l’observation défini préalablement de manière visuelle.

Le produit final de la réduction des données consiste en une unique carte globale 3D de réflectance. Afin de ne pas générer d’éventuelles erreurs durant l’analyse et l’interprétation des résultats (voir partie III), seuls les pixels possédant l’information spectrale sur l’ensemble de la gamme de longueurs d’onde $\lambda \in [1.4520 - 2.4470] \mu m$ sont conservés. Au final, la carte couvre environ $2/3$ de la surface d’Europe, dont 80 % de la surface comprise entre -60° et $+60^{\circ}$ de longitude. Cette couverture est à comparer à celle des données NIMS de la sonde Galileo, d’où sont issues la majeure partie des résultats scientifiques concernant Europe ; seul 40 % de la surface comprise entre -60° et $+60^{\circ}$ de longitude est observée et cela concerne exclusivement l’hémisphère anti-jovien, entre $90^{\circ}W$ et $270^{\circ}W$ de longitude.

Partie III

Europe : Analyse, résultats et interprétation



LA PLUS GRAVE MALADIE
DU CERVEAU C'EST DE
RÉFLÉCHIR.

5 Premières analyses

Suite à la construction de carte globale 3D de réflectance, des analyses de premier ordre ont été réalisées. Les deux objectifs de ces analyses sont (1) de permettre une détermination qualitative, au premier ordre, des caractéristiques compositionnelles de la surface d'Europe et (2) de poser les bases pour une analyse plus poussée, la modélisation spectrale (voir chapitre 6), qui nous permettra de contraindre de manière quantitative ces caractéristiques compositionnelles et la distribution spatiale des espèces.

5.1 Les cartes d'albédo

Les tous premiers résultats obtenus suite à la construction de la carte globale 3D sont des cartes d'albédo à une longueur d'onde donnée. Le principal intérêt de ces cartes réside dans le fait de pouvoir les comparer à la carte d'Europe dans le domaine du visible (figure 48a) et d'observer l'existence ou non de corrélations avec les principales unités géomorphologiques présentes à la surface d'Europe (DOGGETT et al. 2009).

La comparaison des trois cartes montre que, malgré un niveau de réflectance parfois très différent, ces trois cartes suivent un schéma similaire : la zone sombre observée dans le visible sur l'hémisphère orbital arrière correspond à une zone claire dans l'infrarouge avec un maximum situé vers le pixel ($355^{\circ}W$, $5^{\circ}N$), tandis que la zone claire observée dans le visible au Nord de *Tara Regio* correspond à la zone sombre dans l'infrarouge avec un minimum localisé vers le pixel ($105^{\circ}W$, $30^{\circ}N$). A cela s'ajoute que la réflectance est en moyenne plus élevée de 30 % pour l'hémisphère orbital avant que pour l'hémisphère orbital arrière. Cependant cette dernière différence est nettement plus faible à $2.00\ \mu m$, où la différence entre l'albédo des deux hémisphères est inférieure à 10 %.

Aussi, quelque soit la longueur d'onde étudiée, la carte de réflectance associée présente des corrélations parfois franches avec certaines unités géomorphologiques. En effet, à $2.00\ \mu m$, le cratère *Pwyll* ($271^{\circ}W$, $-25^{\circ}N$) est associé à un minimum local, tandis que *Dyfed Regio* ($250^{\circ}W$, $10^{\circ}N$), *Tara Regio* ($75^{\circ}W$, $-10^{\circ}N$) et le petit chaos centré sur le point sub-jovien ($0^{\circ}W$, $0^{\circ}N$) sont associés à un maximum local. Toutefois, d'autres unités géomorphologiques comme *Anwnn Regio* ($320^{\circ}W$, $20^{\circ}N$) ou *Powys Regio* ($145^{\circ}W$, $0^{\circ}N$) ne présentent pas de franche corrélation avec la réflectance quelle que soit la longueur d'onde. Ces différentes observations sont les premiers signes de l'équilibre qui existe entre les différents processus endogènes et exogènes façonnant la surface d'Europe.

Enfin il convient de dire que, quelle que soit la longueur d'onde, les cartes de réflectance (figure 48b, c et d) présentent toutes une forte variation au niveau de la longitude de l'apex de l'hémisphère anti-jovien ($180^{\circ}W$) : on observe à cet endroit une augmentation du niveau de réflectance d'environ 40 % en passant de l'observation du 4 Octobre 2011 à celle du 21 Octobre 2011. Cette variation, décorrélée de toutes structures géomorphologiques, trouve certainement son origine dans l'accumulation de petites erreurs et approximations faites durant l'étape de réduction des données. Une sous-évaluation du flux de la tellurique, une localisation imprécise du pixel représentant le point sub-solaire, une application du modèle lambertien jusqu'à un angle i_{max} trop important, ou encore une normalisation imparfaite des cubes entre eux, sont autant de possibilités pour expliquer l'existence de cette brusque variation non réelle.

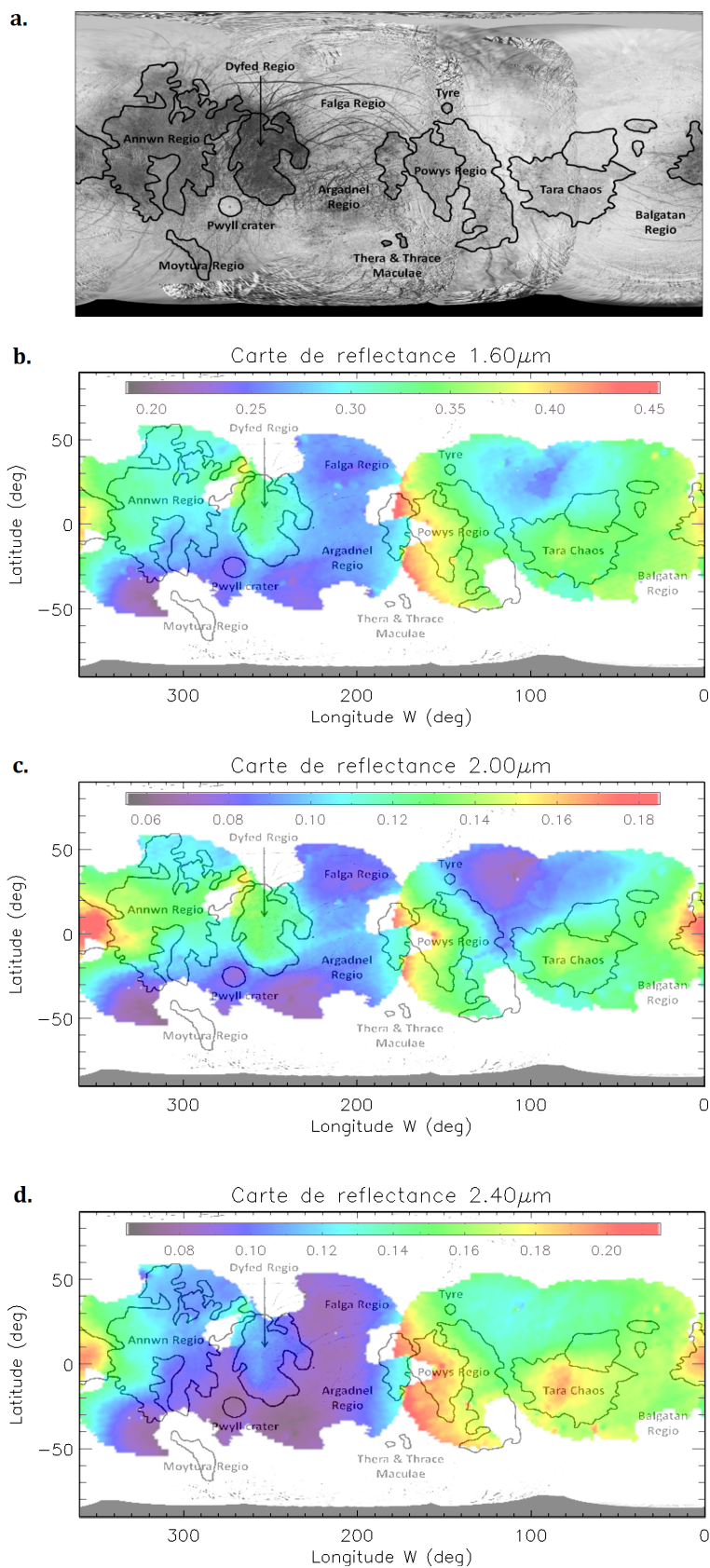


FIGURE 48 – (a) Carte USGS (<http://astrogeology.usgs.gov/tools/map>) d'Europe avec les unités géomorphologiques majeures (détourées en noir) identifiées par DOGGETT et al. (2009). (b), (c) et (d) représentent respectivement les cartes d'albédo à $1.60\mu\text{m}$, $2.00\mu\text{m}$ et $2.40\mu\text{m}$ avec la géomorphologie en transparence.

5.2 Les signatures spectrales

Les cartes d'albédo présentées dans la section précédente ont mis en avant une grande diversité en termes de réflectance et parfois une corrélation de celle-ci avec diverses unités géomorphologiques. Cette variabilité est synonyme d'une composition chimique changeante à la surface d'Europe qui s'exprime spectralement (figure 49). Les spectres obtenus sont caractéristiques d'un mélange entre de la glace d'eau et de l'acide sulfurique hydraté et sont parfaitement cohérents avec les données NIMS et les études antérieures basées sur des observations depuis le sol (CARLSON et al. 1999c, 2005, DALTON 2007, BROWN et al. 2013) : l'hémisphère orbital avant est dominé par de fortes absorptions caractéristiques de la glace d'eau (spectre bleu figure 49), tandis que l'hémisphère orbital arrière met en avant des absorptions de glace d'eau déformées et asymétriques qui sont typiques de l'acide sulfurique hydraté (spectre rouge figure 49). Entre ces deux spectres extrêmes, les spectres varient progressivement (spectres orange et vert figure 49). A noter que, le rapport signal sur bruit (S/N) des spectres étant supérieur à 1000, les barres d'erreurs sur ces spectres ne seraient pas visibles. Dans notre cas, le budget bruit est donc dominé par les systématiques/artéfacts instrumentaux ainsi que les résidus telluriques, et non pas par la composante stochastique du bruit électronique du signal.

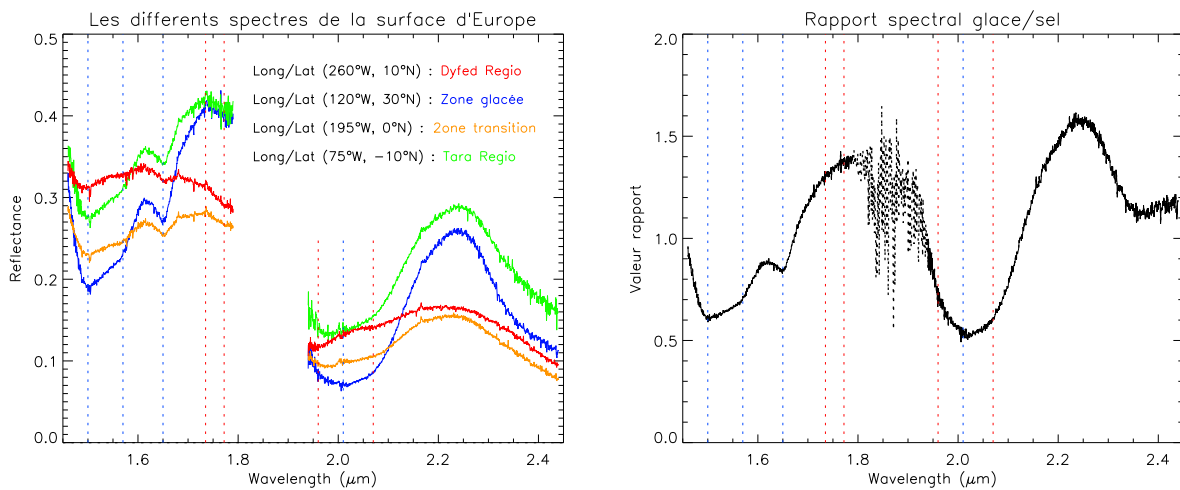


FIGURE 49 – (Gauche) Quatre spectres différents représentatifs de la variabilité chimique de la surface d'Europe : le spectre de *Dyfed Regio* (rouge), le spectre de la zone de transition entre l'hémisphère orbital avant et l'hémisphère orbital arrière (orange), le spectre du chaos nommé *Tara Regio* (vert), et le spectre « glacé » de la zone claire (dans le visible) de l'hémisphère orbital avant (bleu). Les lignes pointillées représentent les principales signatures spectrales de la glace d'eau (pointillés bleu) et des différents sels (pointillés rouge). Les absorptions atmosphériques engendrant un bruit important entre $1.79\ \mu\text{m}$ et $1.94\ \mu\text{m}$, ces longueurs d'onde ont été supprimées. (Droite) Rapport entre le spectre glacé de la zone claire et le spectre de *Dyfed Regio*. Les longueurs d'onde dans la gamme spectrale $1.79\text{--}1.94\ \mu\text{m}$ sont représentées en pointillés. Les pointillés bleus et rouges représentent à nouveau la position des signatures spectrales de la glace d'eau et des sels. L'aspect est caractéristique d'un spectre de glace d'eau avec une légère pente positive. Aucune autre signature spectrale, notamment celle à $2.07\ \mu\text{m}$ potentiellement liée au sulfate de magnésium nommé epsomite (BROWN et al. 2013), ne peut être clairement identifiée.

Les deux signatures majeures de la glace d'eau sont celles visibles à $1.5\ \mu\text{m}$ et $\sim 2\ \mu\text{m}$, mais la bande d'absorption à $1.65\ \mu\text{m}$ associée à l'inflexion à $1.57\ \mu\text{m}$ est particulièrement importante : la combinaison de ces deux signatures est la preuve de la présence de glace d'eau

sous forme cristalline à la surface d’Europe. En effet, dans la gamme de longueur d’onde de l’étude, cela constitue la principale différence spectrale entre la glace d’eau cristalline et la glace d’eau amorphe et l’absorption : ces signatures sont visibles à ces longueurs d’onde si la glace est au moins en partie cristalline tandis qu’elles sont beaucoup plus faibles (voire absentes dans le cas de $1.57\ \mu\text{m}$) si la glace est purement amorphe (MASTRAPA et al. 2008). La glace d’eau, et notamment cette signature à $1.65\ \mu\text{m}$, fera l’objet d’une étude plus poussée un peu plus loin dans le chapitre (voir section 5.4).

Concernant la présence d’espèces autres que la glace d’eau, la principale caractéristique spectrale indiquant la présence de telles espèces à la surface d’Europe est le décalage vers $1.96\ \mu\text{m}$ (et parfois moins) du minimum de la bande d’absorption de la glace d’eau qui se situe à $2.02\ \mu\text{m}$ à une température de $90\ \text{K}$ (MASTRAPA et al. 2008). Trois signatures caractéristiques de certains sels hydratés sont visibles dans les spectres : (1) la très légère bosse vers $2\ \mu\text{m}$, principalement visible dans le spectre de *Dyfed Regio*, qui provoque une légère inflexion à $2.07\ \mu\text{m}$, (2) la rupture de pente à $1.73 - 1.74\ \mu\text{m}$ et (3) la très faible absorption à $1.77 - 1.78\ \mu\text{m}$ (parfois non visible en raison du bruit). La première de ces signatures a été pour la première fois mise à jour par BROWN et al. (2013) à partir d’observations prises par l’un des deux télescopes de l’observatoire W. M. Keck sur le mont Mauna Kea de l’île d’Hawaï. La modélisation spectrale de cette bosse conduisit BROWN et al. (2013) à l’interpréter comme pouvant être due à la présence du sulfate de magnésium hydraté nommé epsomite, de formule $\text{MgSO}_4 \cdot 7(\text{H}_2\text{O})$. Toutefois, l’échec de la modélisation spectrale sur l’ensemble de la gamme de longueur d’onde ne permit pas de prouver formellement la présence de ce minéral à la surface d’Europe. Du fait de la faiblesse de cette signature comparée à la forte signature de l’eau à $\sim 2\ \mu\text{m}$, le rapport du spectre « glacé » sur le spectre « salé » de la figure 49 ne permet pas de la faire ressortir. Contrairement à la signature à $2.07\ \mu\text{m}$, les deux autres signatures à $1.73 - 1.74\ \mu\text{m}$ et $1.77 - 1.78\ \mu\text{m}$ ont été observées pour la première fois dans les spectres NIMS (MCCORD et al 1998b). DALTON et al. (2005) ont associé ces signatures à la possible présence des minéraux $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10(\text{H}_2\text{O})$ (mirabilite) et $\text{MgSO}_4 \cdot 12(\text{H}_2\text{O})$, tandis que ORLANDO et al. (2005) les ont associées à la présence de cations comme Na^+ et Mg^{2+} dans des glaces saumâtres en général. Cependant, malgré leur existence, ces absorptions n’ont jamais réellement attirées l’attention. Nous verrons plus loin dans cette thèse que celles-ci ont pourtant un rôle essentiel afin de mieux contraindre la nature des sels responsables de la déformation des bandes d’absorptions de la glace d’eau, et tout particulièrement celle à $\sim 2\ \mu\text{m}$. Enfin, aucune absorption aussi petite soit-elle n’est observée dans l’intervalle $2.3 - 2.4\ \mu\text{m}$, compromettant ainsi la détection de silicates hydratés comme la serpentine (famille minérale caractéristique de l’altération aqueuse d’un manteau silicaté) et de matières organiques avec notre résolution spectrale.

5.3 Spectres caractéristiques des différentes structures géomorphologiques

Après avoir identifié les signatures spectrales présentes dans les données, une étape intéressante consiste à voir si une tendance se dégage ou non selon la nature des structures géomorphologiques. Sur les huit types de structures géomorphologiques identifiées à la surface d’Europe (voir sous-section 1.3.2), deux sont identifiables avec la résolution spatiale de nos observations : les *Regiones*, et le cratère *Pwyll*.

5.3.1 Les *Regiones* de type chaos

Les spectres de différents chaos sont présentés figure 50. Il s’agit des spectres des chaos *Dyfed* (rouge), *Annwn* (orange et vert) et *Tara* (bleu). La caractéristique commune à l’ensemble des chaos est le décalage vers la gauche de la position du minimum de la bande d’absorption à $\sim 2 \mu\text{m}$ (et celle à $1.50 \mu\text{m}$ dans une moindre mesure) de la glace d’eau. Ce décalage est particulièrement visible pour *Dyfed* et *Annwn*, où le minimum atteint $1.96 \mu\text{m}$. Ce décalage est moins flagrant pour *Tara* ($1.98 \mu\text{m}$), qui est le seul des trois chaos à se localiser dans l’hémisphère orbital avant. Toutefois, si la bande d’absorption à $\sim 2 \mu\text{m}$ est soumise à un décalage vers des longueurs d’onde plus faibles, aucun décalage n’est observé pour la bande à $1.65 \mu\text{m}$. À cela s’ajoute que *Dyfed* et *Annwn* exhibent ostensiblement la légère bosse vers $2 \mu\text{m}$ associée à la légère inflexion à $2.07 \mu\text{m}$. Cette signature n’est pas visible pour *Tara*, probablement noyée dans la bande d’absorption à $\sim 2 \mu\text{m}$ de la glace d’eau qui est particulièrement forte. A noter aussi la présence d’une signature très étroite entre $2.00 \mu\text{m}$ et $2.02 \mu\text{m}$: cette signature correspond à une mauvaise correction de la bande d’absorption du CO_2 atmosphérique et n’est donc pas réelle. Enfin, il est très intéressant d’observer que l’allure et le niveau de réflectance des spectres au sein d’une même unité géomorphologique peut être nettement variable, tandis qu’il peut y avoir une similarité flagrante entre deux spectres de deux unités géomorphologiques différentes. Cette similitude entre le spectre de *Dyfed* et le premier spectre (orange) de *Annwn* pourrait s’expliquer par la distribution de l’implantation des ions du tore de plasma d’Io (voir sous-section 1.1.3) dans la surface d’Europe (CARLSON et al. 2005), mettant ainsi en lumière la dominance, du moins au premier ordre pour l’hémisphère orbital arrière, de ce processus exogène par rapport aux processus endogènes.

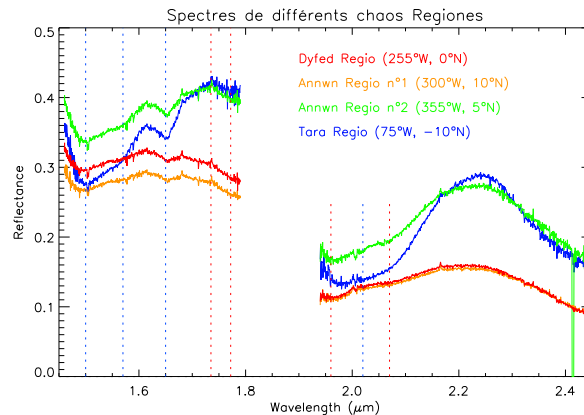


FIGURE 50 – Quatre spectres différents provenant de trois chaos *Regiones*.

5.3.2 Les *Regiones* de type plaines

Les spectres de différentes plaines et un rapport de deux de ces spectres sont présentés figure 51. Les spectres correspondent à *Falga* (rouge), à *Balgatan* (orange et vert) et à la zone particulièrement brillante dans le domaine du visible (bleu).

Contrairement aux chaos, les spectres des plaines ne présentent pas un décalage prononcé de la bande d’absorption à $\sim 2 \mu\text{m}$: quand ce décalage est présent, le minimum de cette bande d’absorption ne va pas en-deça de $1.98 \mu\text{m}$. Cependant, tout comme les chaos, le niveau de réflectance des spectres au sein d’une même région peut être radicalement différent. En effet il

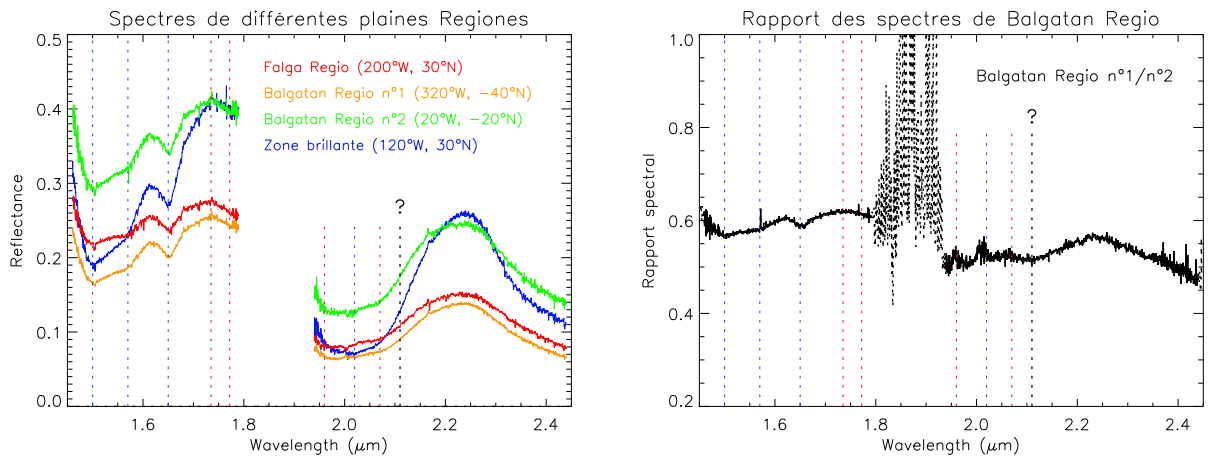


FIGURE 51 – (Gauche) Quatre spectres différents provenant de trois plaines *Regiones*. (Droite) Rapport des spectres de *Balgatan Regio*. Une absorption résiduelle, dont l’origine n’est pas clairement établie, apparaît de clairement à $2.11 \mu\text{m}$ alors qu’il n’y en a pas la trace dans les spectres dans les spectres à gauche. Elle est schématisée par des pointillés noirs et un point d’interrogation de la même couleur.

y a quasiment un facteur deux entre le niveau de réflectance des deux spectres de *Balgatan*, alors que leur allure est globalement similaire (mis en évidence par un rapport spectral avec de petites absorptions résiduelles et une faible pente). Mais un résultat intéressant est obtenu en faisant la rapport de ces deux spectres : une petite absorption est identifiable à $2.11 \mu\text{m}$. Cette petite absorption, pourtant invisible dans les spectres bruts, pourrait soit être la trace d’une absorption d’une espèce minoritaire dont l’absorption est diluée dans la bande à $\sim 2 \mu\text{m}$, soit être un artefact dû à la mauvaise correction des bandes d’absorption du CO_2 atmosphérique. Quoi qu’il en soit, la position de cette petite absorption pourrait correspondre à une absorption de sels chlorés de magnésium (voir table 6 de la sous section 3.2.1).

5.3.3 Le cratère *Pwyll*

Le spectre du cratère *Pwyll* et un rapport spectral obtenu avec un spectre de la région *Falga* sont présentés figure 52. Les rapport spectral plat entre *Pwyll* et *Falga*, qui sont deux zones à peu près similairement décalées en latitude par rapport à l’apex de l’hémisphère orbital arrière (270°W , 0°N), indique une faible variation de composition entre ces deux zones. Toutefois, deux nouvelles petites signatures résiduelles sont observables : à $2.13 \mu\text{m}$, légèrement décalée par rapport à celle mise en évidence précédemment par le rapport des spectres de *Balgatan* (figure 51), et à $2.31 \mu\text{m}$. La faiblesse de ces absorptions par rapport au niveau de bruit ne permet pas d’affirmer que celles-ci soient caractéristiques de la surface d’Europe. Cependant, dans le cas où elles le seraient, elles pourraient correspondre respectivement à une absorption de sels chlorés de sodium et à un phyllosilicates de magnésium (voir table 6 de la sous-section 3.2.1).

5.4 Première cartographie et température de la glace d’eau

5.4.1 Profondeur de bande et distribution spatiale associée

Europe étant un satellite glacé, une possibilité pour étudier sa composition de surface

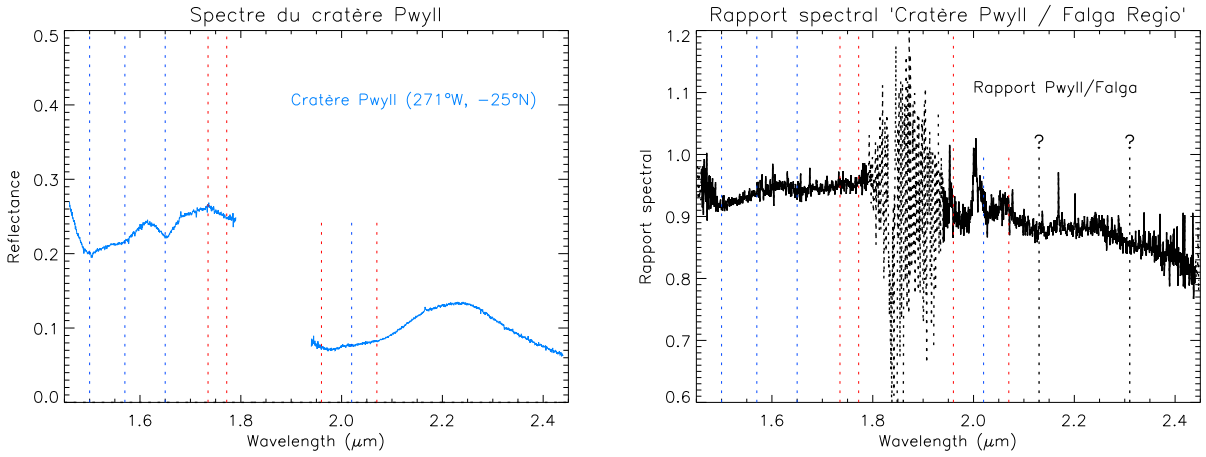


FIGURE 52 – (Gauche) Spectre du cratère *Pwyll*. (Droite) Rapport spectral entre le cratère *Pwyll* et le spectre de la région *Falga* (présenté figure 51). Deux faibles signatures résiduelles d’origine inconnue, se situent à $2.13\ \mu\text{m}$ et $2.31\ \mu\text{m}$. Elles sont schématisées par des pointillés noirs et un point d’interrogation de la même couleur. Le pic marqué à $2.00\ \mu\text{m}$ est dû à une mauvaise correction d’une absorption étroite du CO_2 atmosphérique et ne correspond pas à une signature d’un composant minoritaire à la surface d’Europe.

consiste à cartographier la distribution de la glace d’eau. Outre la modélisation spectrale, l’acquisition d’une carte de critère de la bande d’absorption à $\sim 2\ \mu\text{m}$ est, dans notre domaine de longueurs d’onde, le moyen le plus pertinent d’obtenir cette distribution.

Principe et formule

Le principe du calcul d’un critère spectral repose sur la division de la valeur de la réflectance mesurée (R_M) à la longueur d’onde de l’absorption par la valeur de la réflectance théorique R_T du « *continuum* » à cette même longueur d’onde si l’absorption n’existait pas. Dans notre cas, pour la gamme de températures $80 - 130\ \text{K}$ représentatives des conditions à la surface d’Europe (SPENCER et al. 1999, RATHBUN et al. 2010), le centre de la bande d’absorption (λ_C) de la glace d’eau se situe entre ($\lambda_{c1} = 2.015\ \mu\text{m}$ et $\lambda_{c2} = 2.021\ \mu\text{m}$ (MASTRAPA et al. 2008). La longueur d’onde de l’épaule gauche (λ_G) et de l’épaule droite (λ_D) de cette absorption, nécessaires pour calculer le *continuum*, se situent respectivement à $\lambda_G = 1.857\ \mu\text{m}$ et $\lambda_D = 2.230\ \mu\text{m}$ (MASTRAPA et al. 2008). Cependant les absorptions atmosphériques rendent inexploitable la réflectance à $\lambda_G = 1.857\ \mu\text{m}$, obligeant à déplacer la position de l’épaule gauche. La longueur d’onde choisie est $\lambda_{G'} = 1.755\ \mu\text{m}$, entre la petite rupture de pente à $1.73 - 1.74\ \mu\text{m}$ et la très faible absorption à $1.77 - 1.78\ \mu\text{m}$ (voir section 5.2). Ainsi, pour chaque pixel de la carte globale, la valeur du critère spectral (CS) de l’absorption de la glace d’eau à $\sim 2\ \mu\text{m}$ est calculée selon la formule suivante :

$$CS = \frac{\overline{R_M(\lambda_{c1} : \lambda_{c2})}}{R_T} \quad \text{avec} \quad R_T = \frac{\overline{R_M(\lambda_{d1} : \lambda_{d2})} - \overline{R_M(\lambda_{g1} : \lambda_{g2})}}{\lambda_D - \lambda_{G'}} \times (\lambda_C - \lambda_{G'}) + \overline{R_M(\lambda_{g1} : \lambda_{g2})} \quad (8)$$

avec $\lambda_{g1} = 1.750\ \mu\text{m}$, $\lambda_{g2} = 1.760\ \mu\text{m}$, $\lambda_{d1} = 2.225\ \mu\text{m}$, $\lambda_{d2} = 2.235\ \mu\text{m}$ et $\lambda_C = 2.018\ \mu\text{m}$. Plus l’absorption est marquée, plus l’abondance de la glace d’eau est élevée et plus la valeur de CS va tendre vers 0. Si l’absorption est faible, l’abondance en glace d’eau est faible et la valeur de CS sera proche de 1. Cette méthode est applicable aux autres absorptions présentes dans les données, comme celle à $1.65\ \mu\text{m}$.

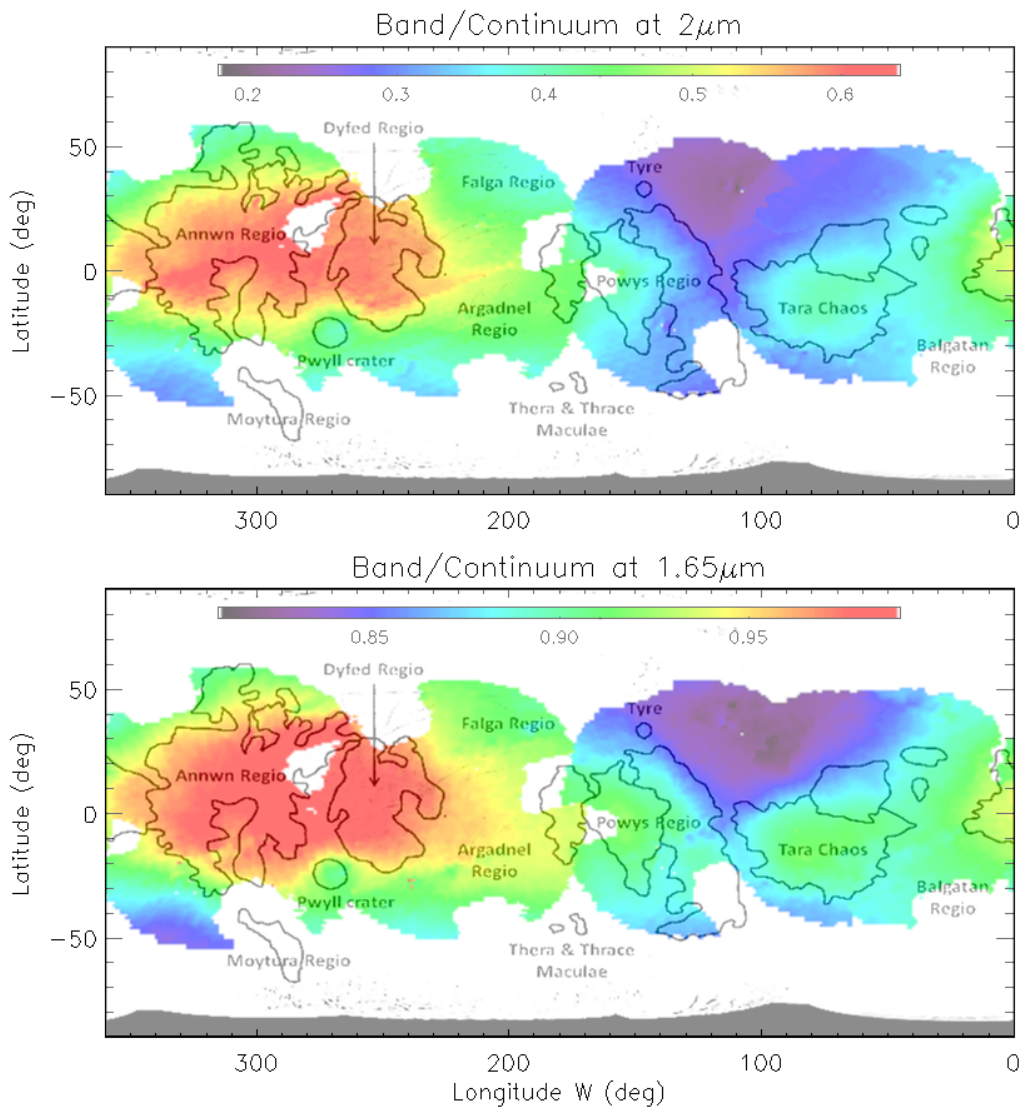


FIGURE 53 – Cartes de critères spectraux des bandes d’absorption de la glace d’eau à $2.02\ \mu\text{m}$ et $1.65\ \mu\text{m}$. La dichotomie entre les hémisphères avant et arrière est due au tore de plasma en provenance d’Io. Mais des corrélations avec des unités géomorphologiques (*Pwyll*, *Tara*, *Powys*) existent au second ordre, présumant de l’existence de processus endogènes remodelant localement la surface glacée d’Europe.

Cartes

Le carte de critère de la bande à $\sim 2\ \mu\text{m}$ est présentée figure 53a. Tout d’abord, on observe une forte dichotomie entre les deux hémisphères avec une structure de forme “ovale aplatie” sur l’hémisphère orbital arrière. Cette structure, qui fut mise en évidence par des études antérieures sur la composition d’Europe (MCEWEN 1986, CARLSON et al. 2005, GRUNDY et al. 2007, BROWN et al. 2013), est au premier ordre très bien corrélée avec la distribution à la surface d’Europe du tore de plasma d’Io évoqué en introduction (voir sous-section 1.3.4), laissant penser que la distribution de la glace d’eau à la surface d’Europe est exclusivement dictée par le tore de plasma d’Io. De plus, l’allongement de cette structure selon l’axe équatorial est cohérent avec la décroissance latitudinale de l’implantation des ions de soufre et des électrons hautement énergétiques de ce tore (PARANICAS et al. 2009, HENDRIX et al. 2011, PATTERSON et al. 2012, DALTON et al. 2013). Cependant, une inspection plus poussée de

cette carte met en avant que la structure est décentrée d'environ $20 - 30^\circ$ vers l'Ouest par rapport à l'apex de cet hémisphère ($270^\circ W$, $0^\circ N$) où, théoriquement, le flux du tore devrait être le plus important (PARANICAS et al. 2009, PATTERSON et al. 2012, DALTON et al. 2013). Enfin, d'autres variations à grande échelle semblent liées aux unités géomorphologiques identifiées par DOGGETT et al. (2009) à partir des données Galileo. En effet, des unités comme le cratère *Pwyll* et la région *Tara* possèdent des valeurs de profondeur de bande sensiblement différentes des terrains qui les entourent.

Grâce à la haute résolution spectrale des données SINFONI, une carte de critère spectral de la bande à $1.65 \mu m$ (caractéristique de la glace d'eau cristalline) a aussi été obtenue. Pour obtenir cette carte, nous avons utilisé les longueurs d'onde suivantes (formule 8) : $\lambda_{g_1} = 1.616 \mu m$, $\lambda_{g_2} = 1.621 \mu m$, $\lambda_{G'} = 1.618 \mu m$, $\lambda_{c_1} = 1.649 \mu m$, $\lambda_{c_2} = 1.654 \mu m$, $\lambda_C = 1.652 \mu m$, $\lambda_{d_1} = 1.693 \mu m$, $\lambda_{d_2} = 1.698 \mu m$ et $\lambda_D = 1.695 \mu m$ (MASTRAPA et al. 2008). La carte obtenue (figure 53b) est globalement similaire à la précédente même si certaines différences existent : (1) la structure ovale sur l'hémisphère orbital arrière est un peu plus étendue en latitude et (2) les régions *Dyfed* et (surtout) *Powys* sont mieux définies avec un contraste plus marqué par rapport à la zone présentant les valeurs de profondeur de bande les plus faibles ($CS \approx 0.85$). Cette faible valeur du critère spectral est significative d'une abondance élevée de glace cristalline.

5.4.2 La bande à $1,65 \mu m$ comme proxy de la température à la surface

Outre le fait d'indiquer l'existence de glace d'eau cristalline à la surface d'Europe, la signature à $1.65 \mu m$ peut aussi servir de proxy pour mesurer la température de la glace car le centre de la bande varie sensiblement en fonction de la température, allant de $1.647 \mu m$ à $1.656 \mu m$ pour des températures respectivement égales à $140 K$ et $80 K$ (MASTRAPA et al. 2008). Avec une résolution spectrale de $R = 1500$ en bande H+K (avec un spectel tous les $0.5 nm$, la dimension spectrale est légèrement sur-échantillonnée), SINFONI est adéquat pour mener cette étude sur la température de la surface glacée d'Europe (figure 54). La valeur la plus fiable de la température de surface correspond logiquement à celle donnée par un spectre de « glace pure » extrait à proximité de l'apex de l'hémisphère orbital avant, hémisphère le moins soumis aux rayonnements hautement énergétiques de la magnétosphère de Jupiter (PARANICAS et al. 2009, PATTERSON et al. 2012, DALTON et al. 2013). En effet, ces rayonnements « amorphise » la glace cristalline et modifie donc de manière significative le profil et de la position de la bande à $1.65 \mu m$ (GRUNDY et al. 1998, LETO et al. 2005), ainsi que les propriétés physiques de la glace d'eau comme la taille des grains. CASSIDY et al. (2013) ont montré qu'une relation semble exister entre la taille des grains de glace et le taux de pulvérisation ionique, la taille des grains augmentant avec l'augmentation de ce taux.

Pour augmenter le rapport signal sur bruit, nous avons effectué cette étude sur le spectre moyen d'un carré de 11×11 pixels centré sur le pixel ($120^\circ W$, $30^\circ N$) dont le spectre est présenté figure 49. Le spectre obtenu a ensuite été lissé sur vingt longueurs d'onde. Le minimum est localisé à $1.650 \pm 0.003 \mu m$ correspondant à une température d'environ $120 \pm 20 K$ d'après MASTRAPA et al. (2008), ce qui est en concordance avec les températures diurnes de SPENCER et al. (1999) et RATHBUN et al. (2010) obtenues à partir des données du photopolarimètre-radiomètre PRR de la sonde Galileo. Pour s'assurer de la cohérence de cette température, la même démarche fut appliquée à l'ensemble des pixels de la carte (figure 55) : 97% des

pixels de l'hémisphère orbital avant ont un minimum spectral dans la gamme spectrale $1.649 - 1.652 \mu m$, soit entre $110 K$ et $130 K$ d'après MASTRAPA et al. (2008), validant ainsi la représentativité d'une température moyenne de $120 K$ pour nos données SINFONI.

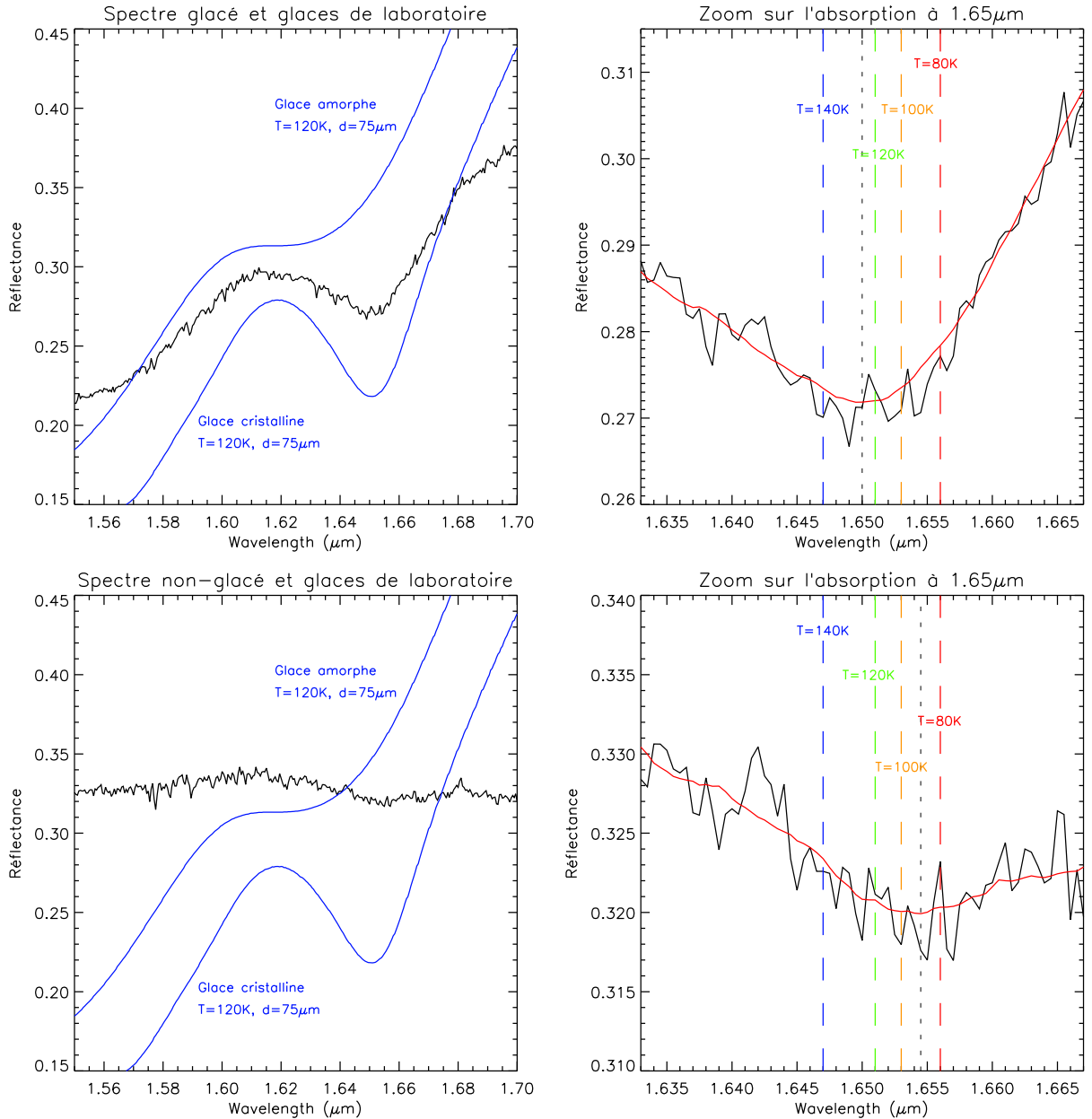


FIGURE 54 – Agrandissement de l'absorption de la glace cristalline à $1.65 \mu m$ pour deux spectres différents. Ligne du haut : spectre d'un pixel de l'hémisphère orbital avant ($120^\circ W$, $30^\circ N$). Ligne du bas : spectre d'un pixel de l'hémisphère orbital arrière ($260^\circ W$, $10^\circ N$). Les spectres mesurés bruts sont représentés en noir, les spectres théoriques de la glace d'eau amorphe et cristalline sont représentés en bleu, et les spectres mesurés lissés sur vingt longueurs d'onde sont représentés en rouge. Le spectre du pixel de l'hémisphère orbital avant indique un minimum localisé à $1.650 \mu m$, ce qui correspond à une température légèrement supérieure à $120 K$ (pointillés verts). Le minimum du spectre du pixel de l'hémisphère orbital arrière est quant à lui nettement déplacé vers le rouge, avec un minimum entre $1.654 \mu m$ et $1.655 \mu m$. Cela correspond à une température très basse de $90 K$. Cette dernière température ne concorde pas avec les températures diurnes obtenues à cet endroit par SPENCER et al. (1999) et RATHBUN et al. (2010), traduisant ainsi l'influence des particules chargées (ions et électrons) de la magnétosphère de Jupiter et du tore de plasma d'Io sur la forme des spectres et les signatures qu'ils contiennent.

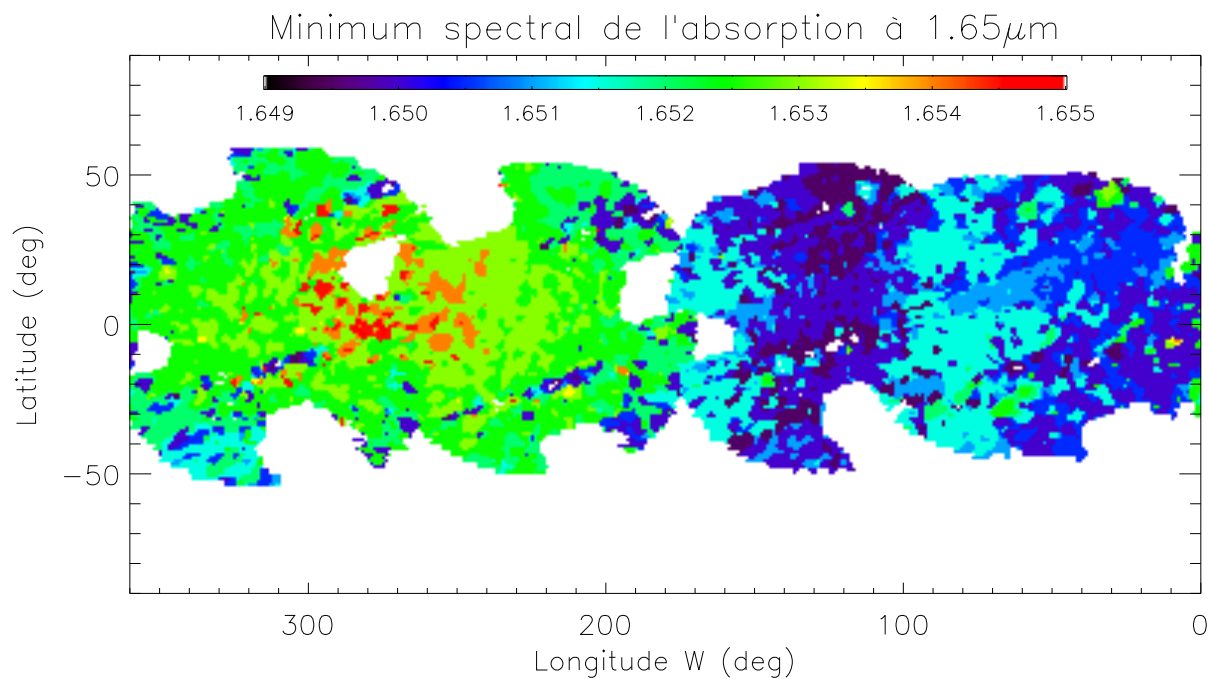


FIGURE 55 – Cartographie de la position du centre de l'absorption de la glace cristalline à $1.65\mu\text{m}$. Une large majorité de l'hémisphère orbital avant a un minimum entre $1.649\mu\text{m}$ et $1.652\mu\text{m}$. Quant à l'hémisphère orbital arrière, soumis aux forts rayonnements, le minimum est décalé vers le rouge jusqu'à $1.655\mu\text{m}$ au niveau de l'apex de cet hémisphère (270°W , 0°N), suggérant une température anormalement basse de 90K pour une zone se trouvant à l'équateur et correspondant à une zone sombre dans le visible et démontrant ainsi que cette approche n'est pas valide pour cet hémisphère. Cela met en évidence, une fois de plus, l'impact de l'environnement hautement énergétique de la magnétosphère de Jupiter sur les spectres de l'hémisphère orbital arrière d'Europe.

6 Modélisation spectrale et carte de composition

Après avoir observé qualitativement la diversité compositionnelle présente à la surface d'Europe, qui se traduit par une dichotomie hémisphérique au premier ordre et des inhomogénéités corrélées à certaines unités géomorphologiques au second ordre, il convient de contraindre de manière quantitative la composition de l'ensemble de la surface d'Europe. La méthode la plus simple et la plus couramment utilisée est la modélisation linéaire des spectres mesurés à l'aide de spectres « référence » acquis en laboratoire. La répétition de cette méthode sur l'ensemble de la carte 3D aboutira à l'obtention de cartes d'abondance des différents spectres de laboratoire utilisés lors de la modélisation.

6.1 La modélisation linéaire

La modélisation linéaire est une technique de déconvolution linéaire basée sur le principe que l'ensemble des spectres mesurés correspondent à une combinaison linéaire de spectres de laboratoire (voir section 6.2) acquis dans des conditions de température à peu près équivalentes à celles présentes à la surface de l'objet étudié, soit environ 120 K dans le cas d'Europe. La combinaison finale est obtenue à l'aide d'une méthode itérative automatisée dont le but est d'obtenir un spectre modélisé reproduisant au mieux le spectre mesuré. Chaque spectre modélisé $M(\lambda)$ est calculé de la manière suivante :

$$M(\lambda) = \sum_{i=1}^N A_i \times L_i(\lambda) \times P \quad (9)$$

avec N le nombre de spectres de laboratoire $L_i(\lambda)$ utilisés et A_i leur abondance. Dans la mesure où les incertitudes géométriques et photométriques évoquées dans le chapitre 4 peuvent affecter la pente des spectres mesurés, le paramètre libre P a été ajouté à la formule afin d'ajuster la pente du continuum de chacun des spectres. La méthode itérative utilisée, qui est basée sur la « *downhill simplex method* » de NELDER et al. (1965), procède à des calculs successifs en faisant varier le paramètre P ainsi et les abondances A des espèces chimiques, et ce jusqu'à arriver à un spectre modélisé $M(\lambda)$ le plus cohérent possible par rapport au spectre mesuré. La qualité de la modélisation est évaluée de deux manières : qualitativement grâce à une comparaison visuelle entre le spectre mesuré et le spectre modélisé, et quantitativement par le calcul de la valeur efficace, dite aussi valeur *RMS* de l'anglais « *Root Mean Square* ». La valeur *RMS* utilisée correspond à une somme de quatre valeurs *RMS* calculées sur des intervalles de longueurs d'onde différents : deux valeurs de *RMS* sont calculées sur des intervalles larges, à savoir 1.46 – 1.79 μm et 1.94 – 2.44 μm , et les deux autres valeurs sont calculées sur des intervalles plus petits, c'est à dire 1.56 – 1.67 μm et 1.97 – 2.10 μm . L'objectif de ces deux derniers *RMS* est de rajouter un poids sur les principales signatures spectrales présentes dans nos données afin de mieux les contraindre, à savoir les absorptions de la glace cristalline à 1.57 μm et 1.65 μm ainsi que l'absorption à $\sim 2 \mu m$ avec l'inflexion détectée à 2.07 μm dans certains spectres comme celui de *Dyfed Regio* (voir figure 49 de la section 5.2). Aucune pondération supplémentaire sur un autre intervalle n'a été ajoutée.

Néanmoins, la modélisation linéaire ne constitue qu'une approche au premier ordre de la composition de surface. En effet, en pratique, la modélisation linéaire correspond au cas idéal où les différentes espèces chimiques sont disposées dans des parcelles physiquement

discrètes, comme dans un damier, et où la taille de ces parcelles est directement proportionnelle à l’abondance des espèces. Evidemment, avec des processus comme le bombardement météoritique, l’implantation des ions du tore de plasma d’Io, ou encore la possible activité géologique via le cryovolcanisme, les différentes espèces chimiques présentes à la surface d’Europe ne sont pas disposées de la sorte mais sont mélangées de manière intime. Les interactions entre les grains de différentes natures qui découlent de ce mélange intime peuvent se traduire spectralement, comme par la modification de la profondeur et de la largeur des absorptions. La modélisation non-linéaire est une approche plus réaliste, adaptée aux mélanges intimes, basée sur les deux constantes optiques des différents composés : l’indice de réfraction « n » et le coefficient d’extinction « k ». Cependant, les n et k des différentes espèces utilisées pour la modélisation (voir section 6.2) n’ayant jamais été acquis à des températures cryogéniques (c’est à dire à des températures représentatives de la surface d’Europe) et parfois même à température ambiante, l’approche non-linéaire n’a pas pu être utilisée dans le cadre de la thèse. Les valeurs de n et k pourrait être inversées à partir des spectres de réflectance grâce à un modèle de transfert radiatif, mais cela nécessite de bien connaître la taille des grains associée à chacun des spectres, ce qui, comme nous l’évoquerons plus tard (voir table 9 sous-section 6.2.3), n’est pas le cas d’une très grande partie des spectres de sels dont nous disposons. L’approche linéaire reste donc la seule approche possible pour notre étude et devrait donner des résultats globalement très satisfaisant du fait que la grande taille des pixels, environ égal à $35 \times 70 \text{ km}$ à la surface d’Europe, entraîne inévitablement une inhomogénéité spatiale des différents composés de la surface. De plus, l’approche linéaire va aussi permettre la comparaison avec la grande majorité des études antérieures (DALTON 2007, SHIRLEY et al. 2010, DALTON et al. 2012b, BROWN et al. 2013, CASSIDY et al. 2013, DALTON et al. 2013).

6.2 Présentation de la librairie spectrale cryogénique

Les premières analyses spectrales (voir section 5.2) montrent une cohérence globale avec des spectres de laboratoire de trois types d’espèces utilisées dans de précédentes études : les glaces d’eau (amorphe et cristalline), l’acide sulfurique octahydraté et les sels hydratés. Nous présenterons dans cette section les différents spectres de laboratoire dont nous disposons pour la modélisation spectrale.

6.2.1 Les glaces d’eau

Les signatures spectrales de la glace d’eau sont les signatures les plus évidentes dans nos spectres, ne laissant pas la place au doute quant à leur présence à la surface d’Europe. Les rayonnements très énergétiques de la magnétosphère de Jupiter font de la glace amorphe la forme théoriquement la plus susceptible d’être présente à la surface d’Europe, ce qui est en accord avec les résultats de HANSEN et al. (2004) obtenus après modélisation des spectres NIMS de la sonde Galileo, et plus particulièrement de la signature à $3.1 \mu\text{m}$ dont la forme renseigne sur la nature amorphe ou cristalline de la glace. Toutefois, comme évoqué dans le chapitre précédent, la forte signature spectrale à $1.65 \mu\text{m}$ est une preuve irréfutable de la présence, en quantité importante, de la forme cristalline de la glace d’eau. Pour la modélisation spectrale, des spectres en réflectance des deux formes de glace ont été dérivés grâce au modèle de transfert radiatif de Shkuratov (SHKURATOV et al. 1999, POULET et al. 2002) à partir de constantes optiques acquises à 100 K , 110 K , 120 K , 130 K et 140 K . Les

constantes optiques de la glace amorphe ont été fournies par MASTRAPA et al. (2008) et celles de la glace cristalline par la base de données en ligne GhoSST (Grenoble Astrophysics and Planetology Solid Spectroscopy and Thermodynamics). Les spectres générés correspondent à quatre tailles de grains : $d = 5 \mu m$, $d = 25 \mu m$, $d = 200 \mu m$ et $d = 1 mm$ (figure 56). Ces différentes tailles de grains ont été choisies car les spectres de réflectance associés présentent des différences spectrales notables (profondeur, niveau de réflectance...) et, dans le même temps, permettent de couvrir de manière suffisante toute la gamme de tailles probables des grains à la surface d'Europe. En effet, d'un côté un nombre de spectres trop important rend les interprétations sur la distribution de la taille des grains moins robustes dans le sens où les abondances associées sont plus faibles et donc encore plus facilement comprises dans la barre d'erreur (voir sous-section 6.4.2), et de l'autre côté un nombre moins important de spectres ne permet pas d'obtenir des spectres modélisés aussi convaincants sur la majeure partie de la surface (voir sections 6.3 et 6.4).

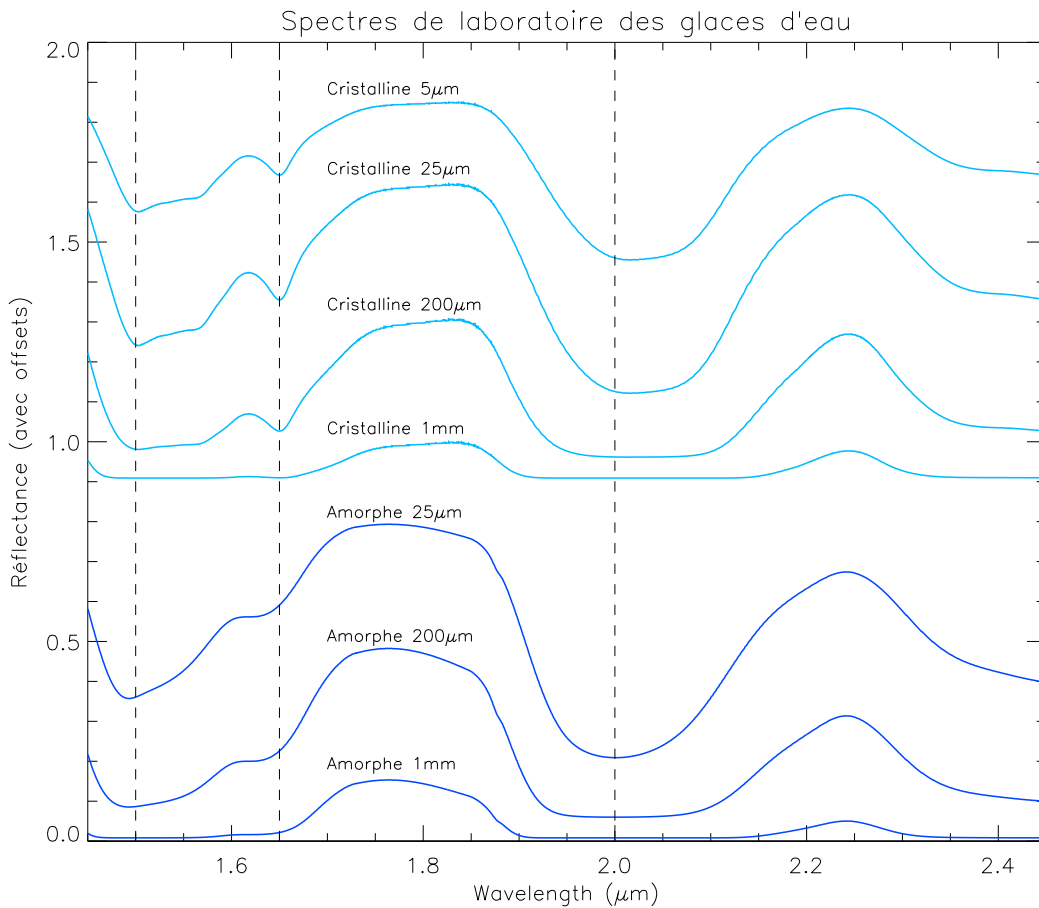


FIGURE 56 – Spectres de la glace d'eau obtenus à partir des constantes optiques acquises à 120 K. Pour une plus grande lisibilité, un décalage en réflectance a été ajouté. De bas en haut, ce décalage est égal à : +0.00, +0.05, +0.05, +0.90, +0.95, +0.95 et +1.00. L'échantillonnage spectral a été interpolé à celui de SINFONI : 0.5 nm.

6.2.2 L'acide sulfurique octahydraté

Du fait de l'implantation du tore de plasma d'Io, très riche en ions S^+ , la présence de composés soufrés à la surface d'Europe a rapidement été intuitée puis démontrée (LANE

et al. 1981). La modélisation spectrale des spectres infrarouge de NIMS/Galileo, permit quelques années plus tard de mettre en évidence la présence de l'acide sulfurique octahydraté, de formule $\text{H}_2\text{SO}_4 \cdot 8(\text{H}_2\text{O})$, à la surface d'Europe (CARLSON et al. 1999c) et d'obtenir une abondance d'environ 90 % de cette espèce au niveau de l'apex de l'hémisphère orbital arrière (CARLSON et al. 2005). Le spectre de laboratoire de l'acide sulfurique octahydraté (figure 57) est l'un de ceux présentés par Carlson et al. (1999c) : il correspond au spectre acquis à une température quasi-cryogénique de 140 K (les températures cryogéniques sont ≤ 120 K) et dont les grains ont une taille d'environ $d = 50 \mu\text{m}$.

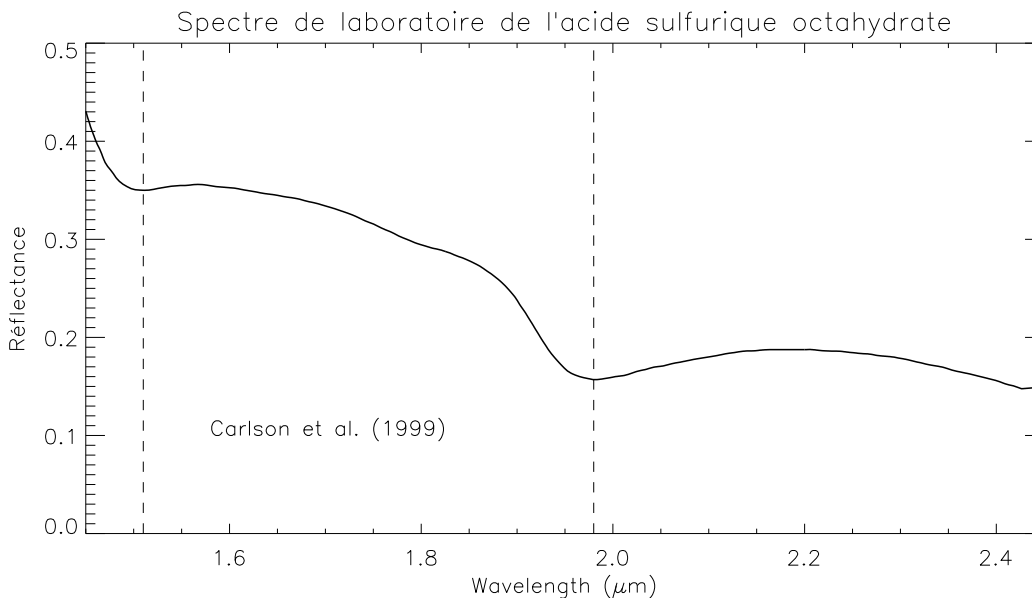


FIGURE 57 – Spectre de laboratoire de l'acide sulfurique octahydraté dont l'échantillonnage spectral a été interpolé par rapport à celui de SINFONI (0.5 nm).

6.2.3 Les sels hydratés

Comme pour l'acide sulfurique octahydraté, la présence de grandes familles de sels hydratés à la surface d'Europe a aussi été rapidement évoquée avec les données : les sulfates (SO_4^{2-}), les carbonates (CO_3^{2-}) et les sels chlorés comme les chlorures (Cl^-), les chlorates (ClO_3^-) et les perchlorates (ClO_4^-) (MCCORD et al. 1998b, ZOLOTOV et al. 2001, MCCORD et al. 2002). Sur Terre, la plupart de ces sels sont soit le résultat de l'évaporation d'une eau enrichie en sels minéraux suite à l'altération aqueuse du plancher océanique (sulfates, chlorures), soit la trace de l'activité biologique en milieu marin (carbonates). La remontée en surface d'un fluide provenant de l'océan sous-glaciaire d'Europe et son manteau silicaté devrait se traduire par un dépôt de sels qui pourraient être représentatifs de la composition chimique de l'océan sous-glaciaire, voire éventuellement les marqueurs d'une activité biologique. Aussi, spectralement, certains de ces sels ont des absorptions dont les positions sont cohérentes avec les petites signatures présentes dans les spectres SINFONI, renforçant encore la crédibilité de leur présence à la surface d'Europe. Une quinzaine de spectres de laboratoire acquis à des températures cryogéniques existent pour ces trois grandes familles de sels hydratés (table 9 et figure 58). Les principales caractéristiques spectrales communes à certains

d’entre eux, et pouvant s’avérer importante au vu des signatures spectrales relevées dans les données, sont les suivantes (voir section 5.2) :

- le $\text{MgCl}_2 \cdot 6(\text{H}_2\text{O})$ et le $\text{Mg}(\text{ClO}_3)_2 \cdot 6(\text{H}_2\text{O})$ ont une faible absorption à $1.56 - 1.57 \mu\text{m}$ qui est suivie d’une forte remontée du niveau de réflectance,
- le $\text{MgCl}_2 \cdot 2(\text{H}_2\text{O})$, le $\text{MgCl}_2 \cdot 4(\text{H}_2\text{O})$ et le $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10(\text{H}_2\text{O})$ (mirabilite) ont tous les trois une légère absorption à $1.77 \mu\text{m}$ qui pourrait correspondre à la petite inflexion que nous observons à cet endroit dans certains spectres
- l’ensemble des sels présente un minimum entre $1.92 \mu\text{m}$ et $1.98 \mu\text{m}$. De manière générale, ce minimum intervient dans la gamme $1.92 - 1.95 \mu\text{m}$ pour les sels chlorés (sauf pour les chlorures), tandis que ce minimum intervient dans la gamme $1.95 - 1.98 \mu\text{m}$ pour les sulfates et le carbonate.
- d’après les trois spectres de $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4(\text{H}_2\text{O})$ (bloedite), la taille des grains ne semble avoir une influence que sur le niveau de réflectance, la position et la profondeur des signatures étant quasiment les mêmes pour ces trois spectres.
- les trois sels chlorés $\text{NaClO}_4 \cdot 2(\text{H}_2\text{O})$, $\text{Mg}(\text{ClO}_3)_2 \cdot 6(\text{H}_2\text{O})$ et $\text{Mg}(\text{ClO}_4)_2 \cdot 6(\text{H}_2\text{O})$, tout comme le sulfate $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4(\text{H}_2\text{O})$ (bloedite), présentent une légère bosse entre $2.02 \mu\text{m}$ et $2.04 \mu\text{m}$ qui pourrait correspondre à la petite bosse observée à cet endroit dans les spectres non-glacés de l’hémisphère orbital arrière et qui pourrait être à l’origine de l’absorption à $2.07 \mu\text{m}$ (voir section 5.2).

Pour finir, il est communément admis que la température joue un rôle important sur les caractéristiques spectrales. Dans le cadre de cette étude, la température d’acquisition des spectres des sels chlorés est légèrement trop basse comparée à l’intervalle de température de surface obtenu précédemment (voir sous-section 5.4.2), faisant que ces spectres ne sont pas optimaux pour la modélisation spectrale de la surface d’Europe. Toutefois, au vu des nombreuses similitudes entre ces spectres et ceux obtenus à température ambiante (298 K) par HANLEY et al. (2014), les différences entre des spectres acquis à 80 K et à 120 K devraient être très faibles, justifiant l’utilisation de spectres des sels chlorés dont nous disposons.

Formule chimique	Référence	Température	Taille des grains
$\text{MgSO}_4 \cdot 6(\text{H}_2\text{O})$	DALTON et al. (2012a)	120 K	$100 - 200 \mu\text{m}$
$\text{MgSO}_4 \cdot 7(\text{H}_2\text{O})$	DALTON et al. (2012a)	120 K	$100 - 200 \mu\text{m}$
$\text{MgSO}_4 \cdot 11(\text{H}_2\text{O})$	SHIRLEY et al. (2010)	100 K	$\sim 50 \mu\text{m}$
$\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10(\text{H}_2\text{O})$	SHIRLEY et al. (2010)	100 K	$100 - 150 \mu\text{m}$
$\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4(\text{H}_2\text{O})$	DALTON et al. (2012a)	120 K	$25 - 53 \mu\text{m}$
$\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4(\text{H}_2\text{O})$	DALTON et al. (2012a)	120 K	$75 - 106 \mu\text{m}$
$\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4(\text{H}_2\text{O})$	DALTON et al. (2012a)	120 K	$125 - 150 \mu\text{m}$
$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10(\text{H}_2\text{O})$	MCCORD et al. (2001a)	$\sim 100 \text{ K}$	$355 - 500 \mu\text{m}$
NaCl	HANLEY et al. (2014)	80 K	non renseigné
NaClO_4	HANLEY et al. (2014)	80 K	non renseigné
$\text{NaClO}_4 \cdot 2(\text{H}_2\text{O})$	HANLEY et al. (2014)	80 K	non renseigné
$\text{MgCl}_2 \cdot 2(\text{H}_2\text{O})$	HANLEY et al. (2014)	80 K	non renseigné
$\text{MgCl}_2 \cdot 4(\text{H}_2\text{O})$	HANLEY et al. (2014)	80 K	non renseigné
$\text{MgCl}_2 \cdot 6(\text{H}_2\text{O})$	HANLEY et al. (2014)	80 K	non renseigné
$\text{Mg}(\text{ClO}_3)_2 \cdot 6(\text{H}_2\text{O})$	HANLEY et al. (2014)	80 K	non renseigné
$\text{Mg}(\text{ClO}_4)_2 \cdot 6(\text{H}_2\text{O})$	HANLEY et al. (2014)	80 K	non renseigné

TABLE 9 – Tableau récapitulatif des différents spectres cryogéniques de laboratoire de quelques sels (pour la plupart hydratés) susceptibles d’être présents à la surface d’Europe.

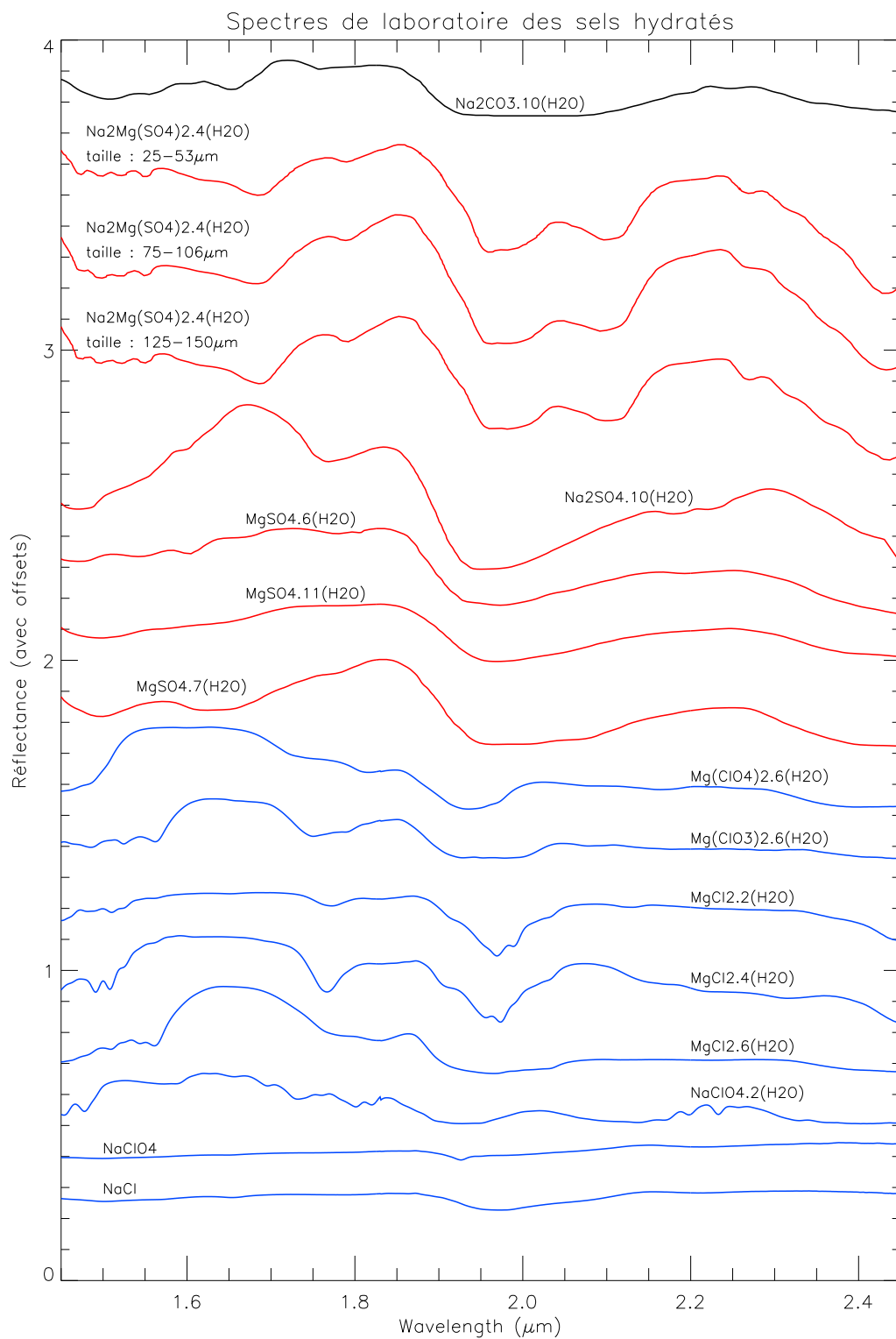


FIGURE 58 – Spectres des sels hydratés potentiellement présents à la surface d’Europe. Le spectre noir est celui du carbonate (natron), les spectres rouges sont ceux des sulfates et les spectres bleus ceux des sels chlorés. Pour une plus grande lisibilité, un décalage en réflectance a été ajouté. De bas en haut, ce décalage est égal à : +0.00, +0.10, +0.50, +0.65, +0.80, +0.95, +1.35, +1.50, +1.60, +1.80, +2.00, +2.10, +2.55, +2.80, +3.00 et +3.70. L’échantillonnage spectral a été interpolé à celui de SINFONI : 0.5 nm.

6.3 Sélection des composés pour la modélisation spectrale à l'échelle globale

Comme nous venons de le voir, certains spectres cryogéniques de sels présentent des caractéristiques spectrales en adéquation avec celles présentes dans les données. Afin de déterminer lesquels sont réellement utiles pour modéliser au mieux les spectres des données, une étape de sélection des spectres de laboratoire a été effectuée. Pour cette sélection, nous avons utilisé quatre spectres représentatifs de la diversité spectrale d'Europe (voir sous-section 5.2, figure 49) et avons cherché à les modéliser via une approche itérative, c'est à dire en partant d'un nombre limité de spectres de laboratoire et en augmentant progressivement leur nombre afin d'observer leur utilité ou non pour reproduire les spectres des données.

La présence d'acide sulfurique hydraté et de glaces d'eau est admise au vu des résultats obtenus par des études antérieures à celle-ci. Par conséquent, les sept spectres des glaces d'eau (figure 56) et le spectre de l'acide sulfurique octahydraté (figure 57) sont intégrés par défaut à l'ensemble des modélisations décrites ci-dessous. Le mélange de ces huit spectres fournit des modèles globalement satisfaisants pour le spectre de la « zone glacée » et celui de *Tara Regio*, tandis que des incohérences flagrantes sont visibles pour les deux spectres de *Dyfed Regio* et de la « zone de transition » (figure 59). Ces incohérences sont particulièrement flagrantes pour la bande d'absorption à $1.50\ \mu\text{m}$ liée à la glace d'eau, ainsi que dans les intervalles $1.73 - 1.79\ \mu\text{m}$ et $1.93 - 2.07\ \mu\text{m}$. Elles diminuent au fur et à mesure que la teneur en glace augmente, mais le modèle du spectre le plus glacé exhibe lui aussi une légère surestimation entre $1.73\ \mu\text{m}$ et $1.79\ \mu\text{m}$. Etant donné le haut rapport de signal sur bruit, ces différences ne peuvent pas être attribuées à des artefacts ou des signatures résiduelles induites par le processus de réduction des données, et sont par conséquent réelles.

La seconde étape a consisté à ajouter le spectre du carbonate et les sept spectres de sulfates à ceux déjà utilisés dans la précédente itération. L'ajout de ces huit spectres a permis d'améliorer sensiblement la cohérence générale des spectres modélisés. Toutefois, la profondeur de la bande d'absorption à $1.65\ \mu\text{m}$ est mal voire pas du tout reproduite (sauf pour le spectre le plus glacé). De plus, la petite bosse à $\sim 2\ \mu\text{m}$ associée à la légère inflexion à $2.07\ \mu\text{m}$ présente sur le spectre de *Dyfed Regio* n'est pas vraiment reproduite dans le modèle. Ce résultat n'est qu'à moitié surprenant dans la mesure où, certes, certains spectres de sulfates possèdent une caractéristique spectrale devant leur permettre de reproduire cette signature particulière (figure 58), mais ces espèces présentent parfois d'autres légères signatures ($1.55\ \mu\text{m}$, $1.69\ \mu\text{m}$, $2.18\ \mu\text{m}$, $2.27\ \mu\text{m}$, etc...) que l'on ne retrouve pas dans les données. Ce résultat remet en question la présence de ces espèces à la surface d'Europe, tout du moins au niveau de l'hémisphère orbital arrière.

Une troisième modélisation a ensuite été effectuée, en remplaçant le carbonate et les sept spectres des sulfates par les spectres des huit sels chlorés dont nous disposons. L'ensemble des modélisations sont significativement améliorées, surtout en ce qui concerne les spectres les moins glacés (figure 61). En effet, l'absorption de la glace d'eau à $1.65\ \mu\text{m}$ et la bosse à $\sim 2\ \mu\text{m}$ avec la légère inflexion à $2.07\ \mu\text{m}$ des spectres non-glacés, sont beaucoup mieux reproduites qu'avec les sulfates et les carbonates. Aussi, le niveau de réflectance dans l'intervalle $1.71 - 1.79\ \mu\text{m}$ n'est plus surestimé et la rupture de pente à $1.73 - 1.74\ \mu\text{m}$ est bien reproduite. Cette dernière observation s'explique par une chute du niveau de réflectance et l'existence de bandes d'absorption dans les spectres de référence de certaines espèces, et notamment pour les cinq spectres des sels chlorés de magnésium (figure 58).

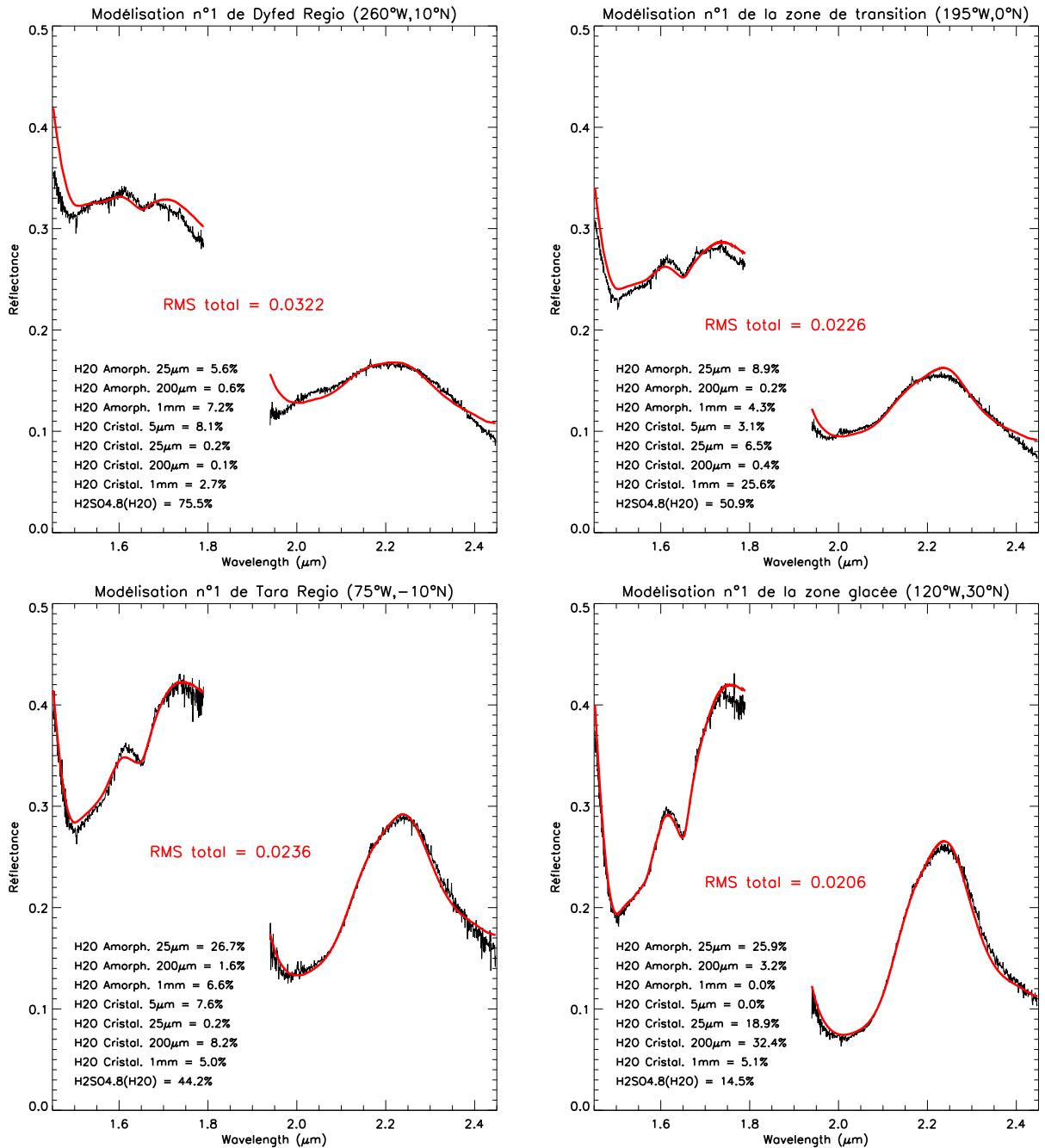


FIGURE 59 – Modélisation des spectres présentés figure 49 avec huit spectres de laboratoire : trois spectres de glace amorphe, quatre spectres de glace cristalline (figure 56) et le spectre de l’acide sulfurique octahydraté (figure 57). Les modèles des deux spectres les plus glacés (ceux de l’hémisphère orbital avant) sont déjà satisfaisants. Pour le spectre de la zone glacée (120°W, 30°N), l’abondance totale de la glace d’eau cristalline est environ deux fois plus importante que celle de la glace amorphe (56.4% contre 29.1%), avec une nette prédominance des grains de taille 25 μm et 200 μm .

Suite à l’étape de modélisation précédente, plusieurs combinaisons ont été explorées :

- les quatre chlorures : NaCl, MgCl₂.2(H₂O), MgCl₂.4(H₂O) et MgCl₂.6(H₂O)
- le chlorate et les trois perchlorates : Mg(ClO₃)₂.6(H₂O), Mg(ClO₄)₂.6(H₂O), NaClO₄ et NaClO₄.2(H₂O)
- les trois sels chlorés de sodium : NaCl, NaClO₄ et NaClO₄.2(H₂O)

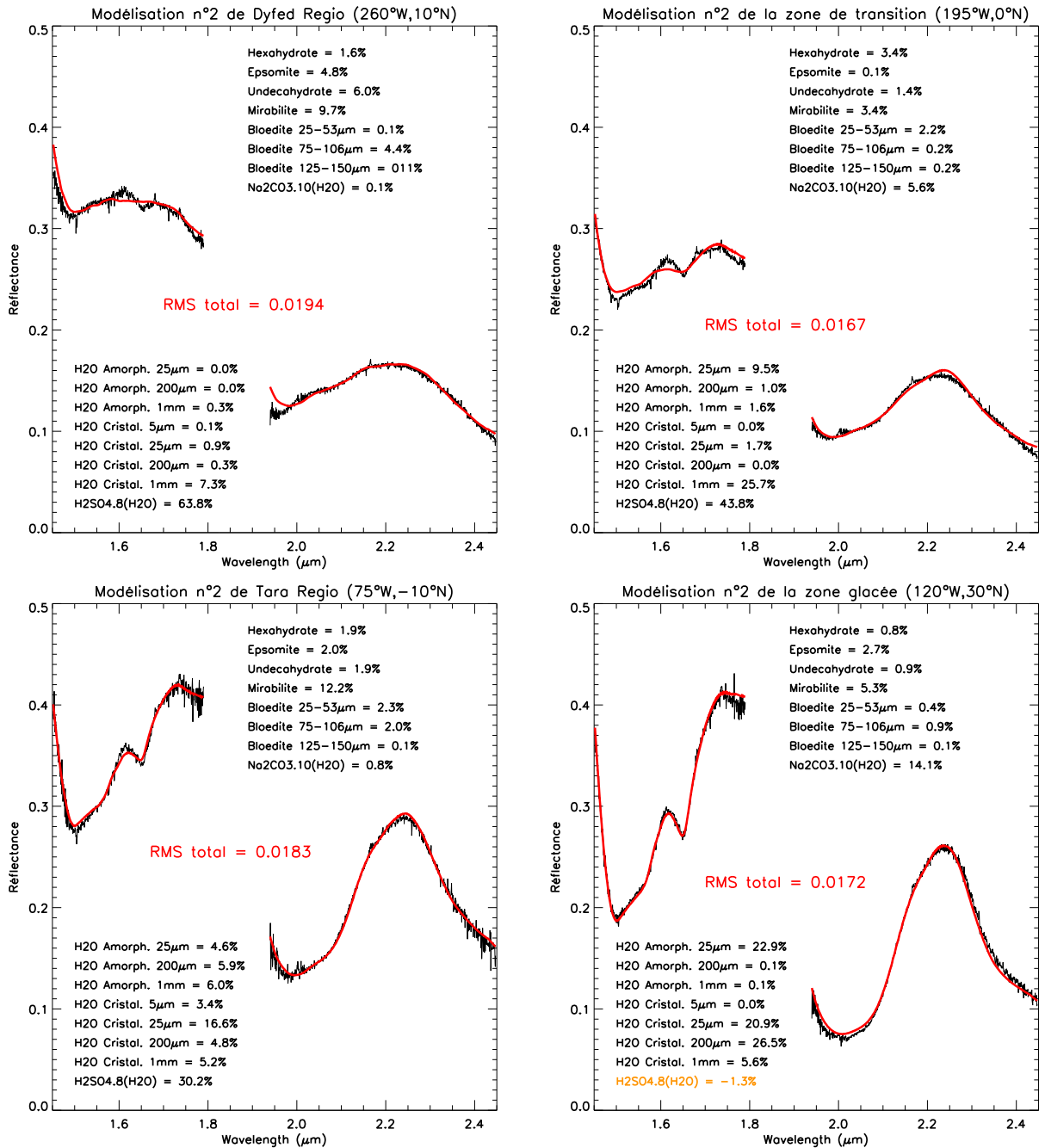


FIGURE 60 – Deuxième modélisation des spectres présentés figure 49 avec seize spectres de laboratoire : les huit spectres utilisés pour la première modélisation (figure 59) ainsi que les sept spectres de sulfates et le spectre du carbonate (respectivement les spectres rouges et le spectre noir de la figure 58). Les modèles sont plus convaincants avec que sans sulfates, mais ils restent encore largement perfectibles pour les spectres salés. A noter que le modèle du spectre de la zone glacée présente une abondance négative d’acide sulfurique octahydraté (en orange). Les spectres avec une abondance négative sont automatiquement exclus des cartes d’abondances présentées en section 6.4.

— les cinq sels chlorés de magnésium : $MgCl_2 \cdot 2(H_2O)$, $MgCl_2 \cdot 4(H_2O)$, $MgCl_2 \cdot 6(H_2O)$, $Mg(ClO_3)_2 \cdot 6(H_2O)$ et $Mg(ClO_4)_2 \cdot 6(H_2O)$

De toutes ces combinaisons, la dernière fut la plus convaincante. En effet, le spectre « plat » du perchlorate de sodium $NaClO_4$ n’apporte rien à la modélisation et l’utilisation du spectre

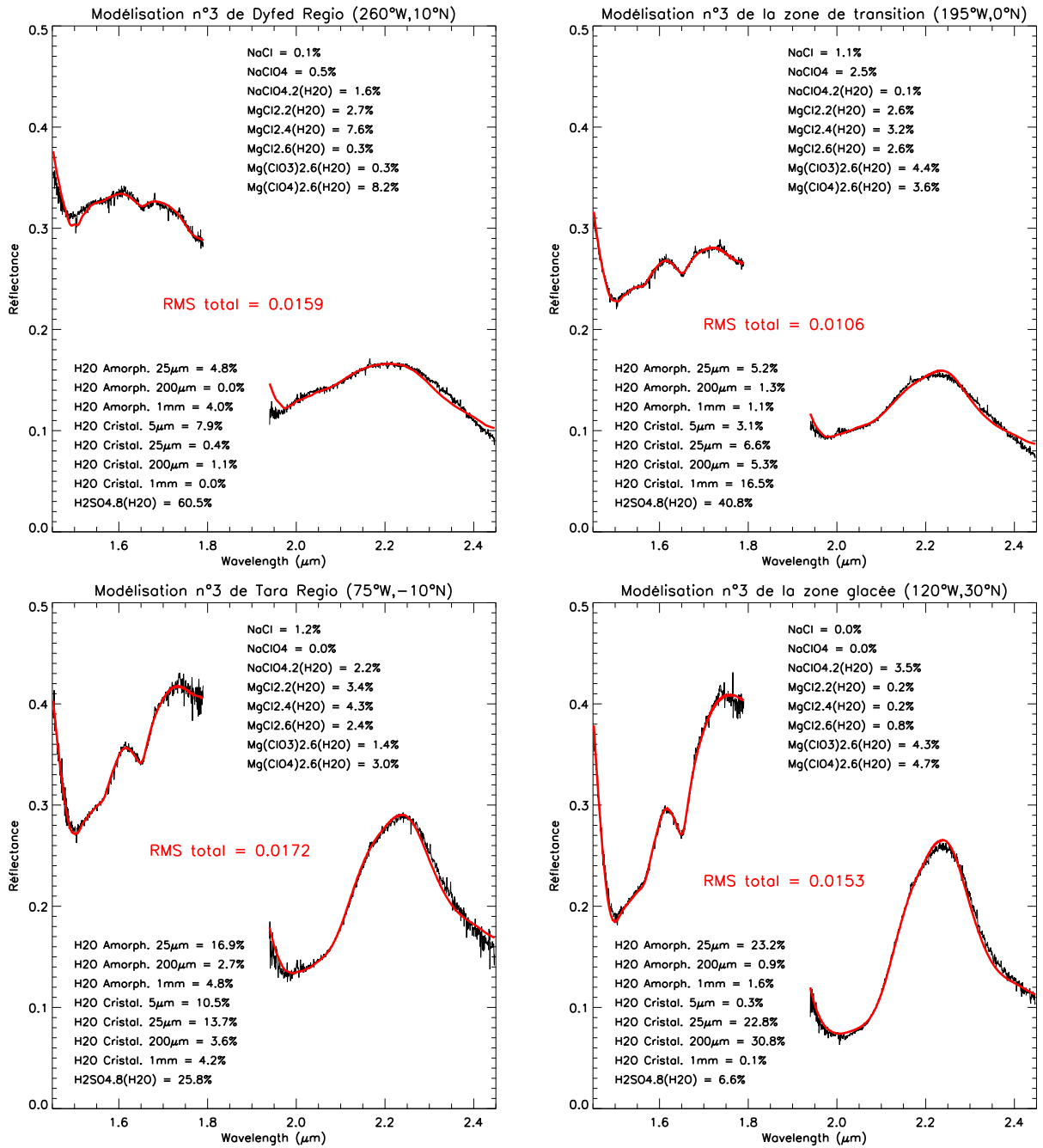


FIGURE 61 – Troisième modélisation des spectres présentés figure 49 avec seize spectres de laboratoire : les huit spectres utilisés pour la première modélisation (figure 59) ainsi que les huit spectres des sels chlorés (spectres bleus de la figure 58). Avec ces huit sels, les modèles sont tous visuellement et statistiquement plus convaincants qu’avec les sulfates. Les améliorations les plus flagrantes sont observées sur les spectres modélisés de la zone de transition et de *Dyfed Regio*. En termes d’abondance, celle de l’acide sulfurique hydraté pour *Dyfed Regio* est de “seulement” 60 %. La proportion des grains de glaces d’eau de petites tailles (5 – 25 μm) est plus importante pour *Tara Regio* que dans la zone glacée, ce qui ne coïncide pas avec l’hypothèse que la taille des grains est uniquement liée aux processus exogènes (CASSIDY et al. (2013).

du perchlorate hydraté NaClO₄.2(H₂O) entraîne une absorption distincte à $\sim 2.24 \mu\text{m}$ qui n’est pas présente dans les données. Sur la base de la dernière combinaison, des tests supplémentaires ont été effectués quant à la nature des sels chlorés. Les meilleurs modèles (figure 62)

sont ceux obtenus en combinant le $\text{Mg}(\text{ClO}_3)_2 \cdot 6(\text{H}_2\text{O})$ et le $\text{Mg}(\text{ClO}_4)_2 \cdot 6(\text{H}_2\text{O})$ avec le chlorure de magnésium le moins hydraté : $\text{MgCl}_2 \cdot 2(\text{H}_2\text{O})$. Certains spectres modélisés ont même un RMS_{Total} plus faible que celui obtenu avec l'ensemble des sels chlorés, prouvant ainsi (1) que toutes les caractéristiques spectrales non-associées à la glace d'eau présentes dans les données peuvent être reproduites par les sels chlorés de magnésium, et (2) que l'accumulation des spectres de laboratoire n'est pas utile et peut même entraîner une dégénérescence de la modélisation. Toutefois, malgré la qualité inégalée de ces modèles pour la surface d'Europe, de légères améliorations peuvent être faites pour les spectres les plus salés, particulièrement sur la position et la profondeur des absorptions à $1.50 \mu\text{m}$ et $1.94 \mu\text{m}$, et aussi sur la forme incurvée du modèle entre $2.25 \mu\text{m}$ et $2.45 \mu\text{m}$. Cependant, ces petites incohérences pourraient provenir d'un degré d'hydratation différent et/ou d'une taille de grains différente et/ou des effets de l'irradiation (LETO et al. 2005). La température d'acquisition des spectres de laboratoire peut aussi influencer la qualité des modèles mais, avec des températures d'acquisitions entre 80 K et 140 K , cela reste minime. En effet, l'utilisation de spectres de glaces d'eau à 80 K ou 100 K ou 120 K ou 140 K engendre des variations d'abondances inférieures à 8%. Les spectres de la surface d'Europe aux longueurs d'onde de SINFONI peuvent donc être correctement modélisés avec trois types d'espèces : (1) la glace d'eau (amorphe et cristalline), (2) l'acide sulfurique octahydraté et (3) les sels chlorés de magnésium.

6.4 Les cartes de composition

6.4.1 Carte du RMS

Avant d'effectuer la modélisation linéaire de l'ensemble de la carte à l'aide des onze spectres de laboratoires présentés précédemment, l'ensemble des spectres ont été lissés sur dix longueurs d'onde pour deux raisons : (1) augmenter et homogénéiser le rapport signal sur bruit des spectres de chaque pixel, et (2) diminuer le temps de calcul afin d'obtenir la modélisation d'un spectre en moins de dix secondes. Cette étape de lissage a permis d'augmenter significativement la valeur RMS totale des spectres sans pour autant faire disparaître les petites signatures spectrales (figure 63). De petites différences en termes d'abondance sont générées, mais celles-ci restent extrêmement faibles ($< 2\%$) et ne seront donc pas problématiques pour l'interprétation des cartes d'abondance.

Après vérification de la cohérence d'une cinquantaine de modèles obtenus à partir de spectres lissés, le seuil de tolérance $RMS_{Total} = 0.02$ a été mis en place afin que seuls les pixels dont les modèles ont une valeur RMS_{Total} inférieure ou égale à ce seuil soient conservés dans les cartes d'abondances. La carte de RMS_{Total} (figure 64) met ainsi en avant qu'une très large majorité des spectres ont un modèle satisfaisant, à l'exception d'une zone proche du point anti-jovien (180°W , 0°N) et de quelques pixels dans l'extrémité Nord de la zone claire glacée (110°W , 40°N). Toutefois, le dépassement du seuil dans cette dernière est simplement dû à une profondeur mal reproduite de la bande de la glace d'eau à $\sim 2 \mu\text{m}$, malgré le poids fort mis sur l'intervalle $1.97 - 2.10 \mu\text{m}$ (voir section 6.1). Cette profondeur mal modélisée de la bande à $\sim 2 \mu\text{m}$ est observable pour la quatrième modélisation (celle du spectre de la zone glacée) de la figure 62, même si dans ce cas-là l'erreur entre le spectre mesuré et le modèle ($\Delta_{reflectance} \approx 0.01$) n'est pas suffisante pour engendrer un RMS supérieur à 0.02. Une approche non-linéaire de la modélisation devrait permettre d'améliorer les modèles, mais l'approche linéaire reste très convaincante sur une large majorité des spectres.

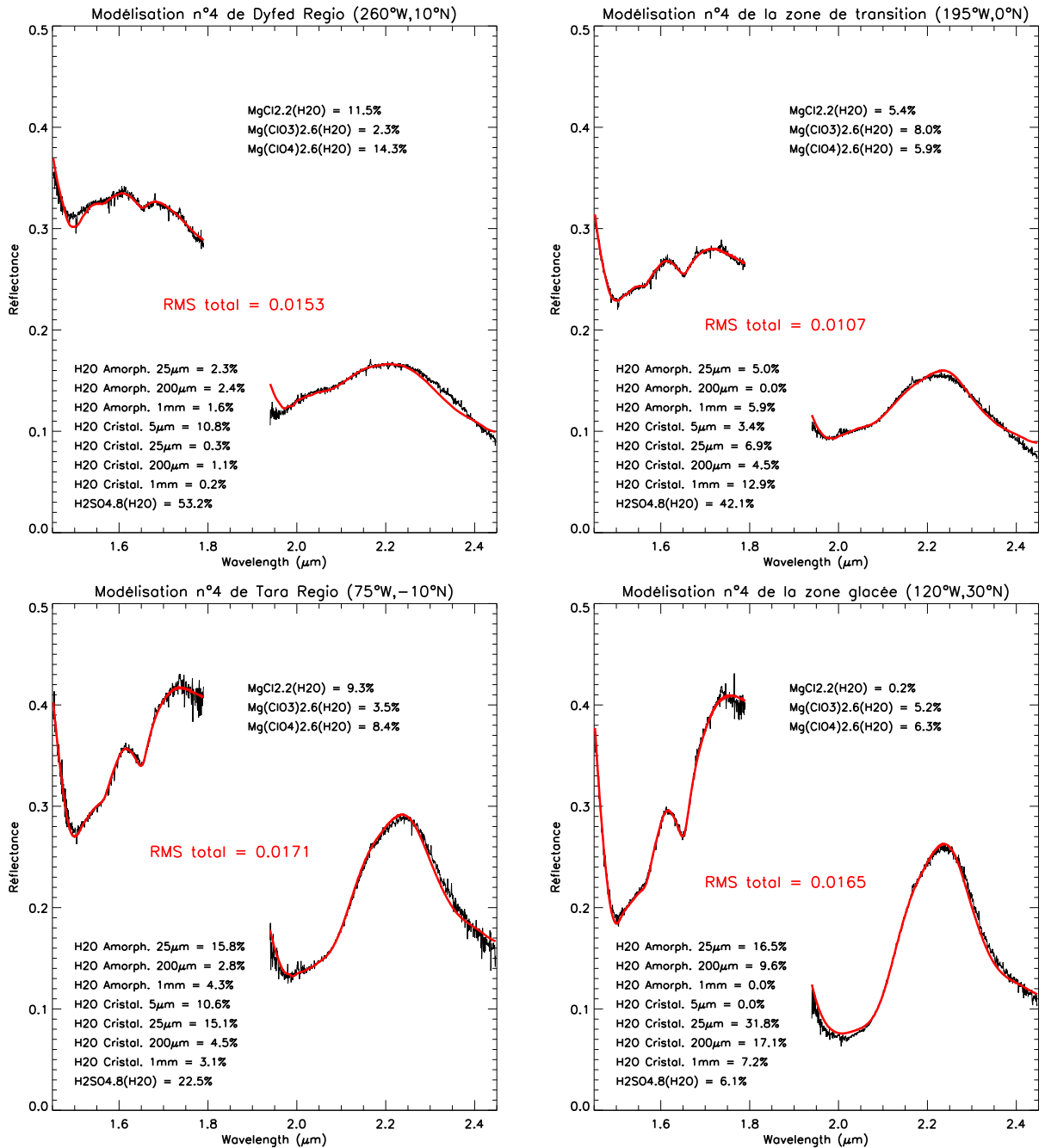


FIGURE 62 – Quatrième et dernière modélisation des quatre spectres présentés figure 49 avec onze spectres de laboratoire : les huit spectres utilisés pour la première modélisation (figure 59) ainsi que les spectres du chlorure MgCl₂.2(H₂O), du chlorate Mg(ClO₃)₂.6(H₂O) et du perchlorate Mg(ClO₄)₂.6(H₂O). La qualité (statistique et visuelle) des modèles est équivalente à celle obtenue avec l'ensemble des sels chlorés et les abundances des espèces ne sont pas radicalement différentes (< 10%), ce qui conforte l'utilisation de ces onze spectres de laboratoire pour la modélisation de l'ensemble du jeu de données afin d'obtenir des cartes d'abondances pour chacune de ces espèces.

6.4.2 Erreur sur les abundances

Une manière approximative d'estimer l'incertitude sur les abundances calculées est de comparer le résultat du modèle entre un pixel appartenant exclusivement à l'observation du 4 Octobre 2011 et un pixel voisin appartenant exclusivement à l'observation du 21 Octobre.

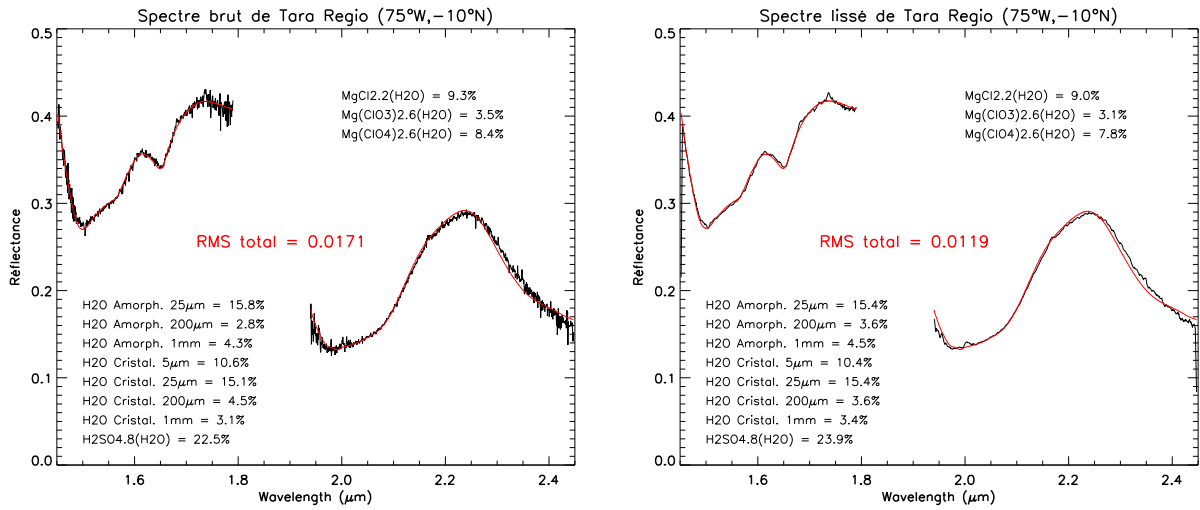


FIGURE 63 – Comparaison des abondances et de la valeur RMS obtenues entre le spectre brut (à gauche) et le spectre lissé (à droite) du même pixel de *Tara Regio* (75°W, -10°N).

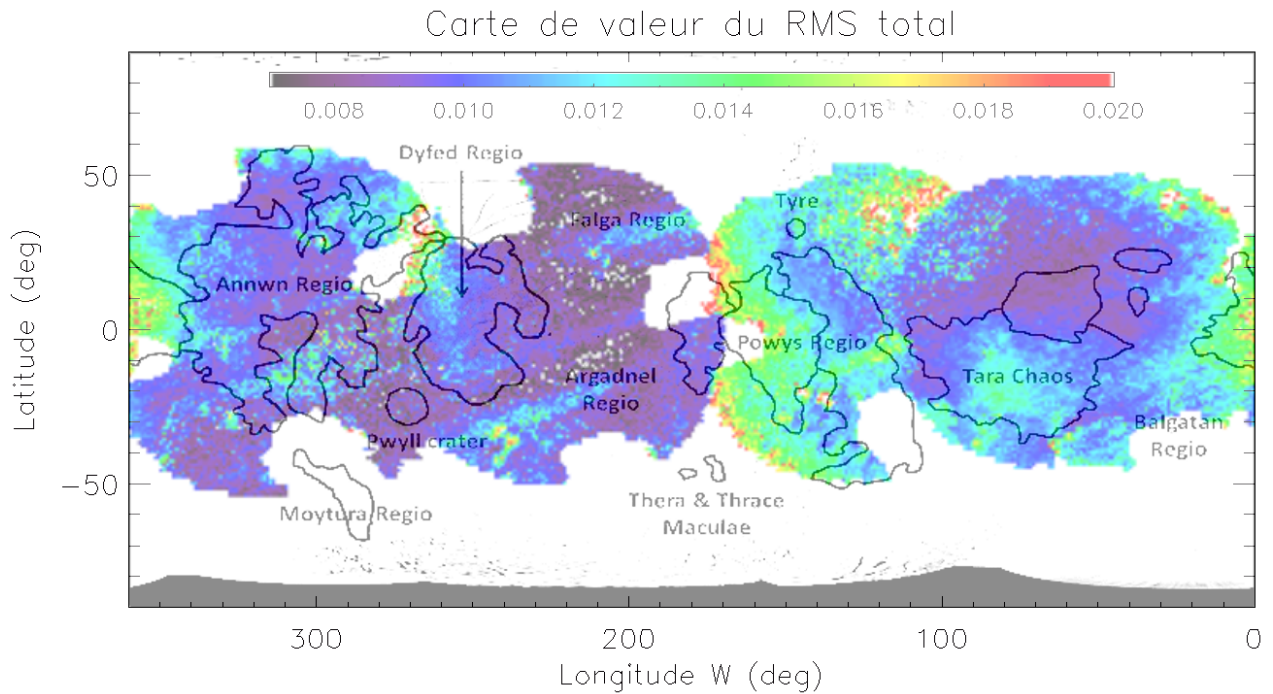


FIGURE 64 – Carte de la valeur de RMS_{Total} pour les spectres lissés sur 10 longueurs d'onde. Près de 93% des spectres modélisés ont un $RMS_{Total} \leq 0.015$.

En effet, dans cette zone, les pixels exhibent une forte différence de niveau de réflectance, d'environ 40–45 %, dont l'origine est l'accumulation de petites erreurs et approximations durant la réduction des données avant de construire la carte 3D (voir figure 48 de la section 5.1). Les pixels utilisés pour estimer l'incertitude de nos cartes d'abondances sont le pixel (174°W, 4°N) appartenant à l'observation du 4 Octobre 2011 et le pixel (174°W, 5°N) appartenant à l'observation du 21 Octobre 2011 (figure 65). Les abondances obtenues montrent que les espèces chimiques souffrant des variations les plus importantes sont l'acide sulfurique et la glace d'eau dans son ensemble. En effet, en termes d'abondances cela se traduit par une

baisse de 28 % de l'acide sulfurique hydraté pour l'observation 21 Octobre 2011 par rapport à celle du 4 Octobre 2011, quand dans le même temps l'abondance totale de la glace d'eau (amorphe + cristalline) augmente d'environ 31 %. L'abondance totale des sels chlorés varie peu (3 %), mais au cas par cas cette abondance peut varier jusqu'à 8 %. Par conséquent, une erreur de 30 % sur l'abondance des modèles est considérée comme étant l'erreur maximale sur nos cartes, et plus particulièrement au niveau des longitudes anti-joviennes.

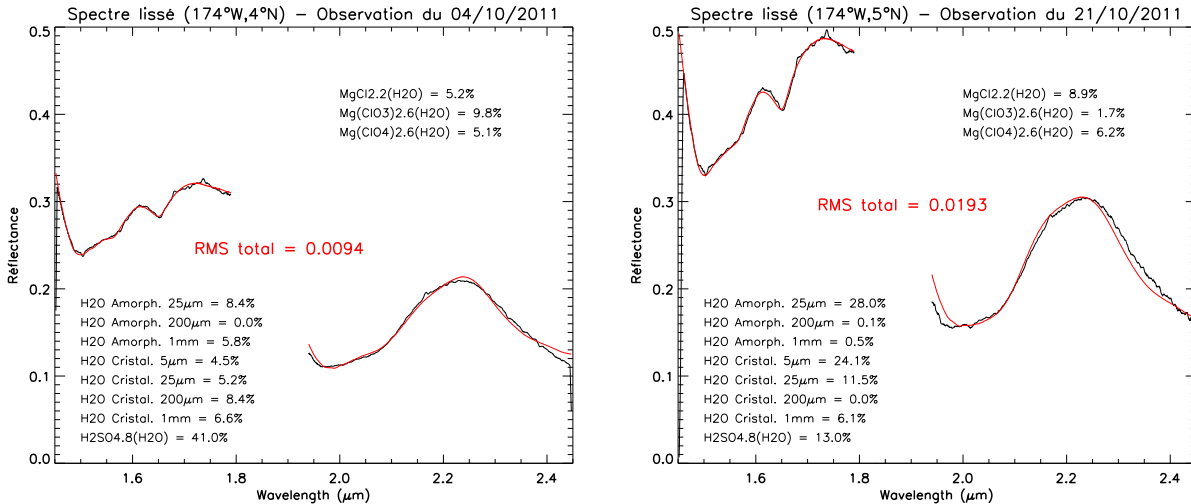


FIGURE 65 – Comparaison des modèles pour deux pixels voisins appartenant à l'observation du 4 Octobre 2011 (*gauche*) et à l'observation du 21 Octobre 2011 (*droite*). Le spectre de l'observation du 21 Octobre 2011 présente des caractéristiques spectrales plus proches d'un spectre de glace d'eau pur, avec des absorptions à 1.5 μm, 1.65 μm et 2 μm visuellement plus marquées que chez le spectre du 4 Octobre 2011.

6.4.3 Carte de l'acide sulfurique hydraté

Comme attendu, l'acide sulfurique octahydraté est localisé en grande majorité sur l'hémisphère orbital arrière (figure 66), avec une concentration maximale avoisinant les 65 % au niveau de l'apex. Cette abondance est cohérente avec celle obtenue par DALTON (2007) et CASSIDY et al. (2013) mais assez largement inférieure aux abondances de 97 % et 90 % respectivement reportées dans des études antérieures utilisant une approche linéaire sur des données acquises au sol par l'instrument OSIRIS de l'Observatoire W. M. Keck à Hawaï (BROWN et al. 2013) ou non-linéaire sur les données de l'instrument NIMS de Galileo (CARLSON et al. 2005). Cette différence avec ces deux dernières études peut avoir deux explications : (1) l'abondance totale des sels chlorés, qui est en moyenne de 30 % à cet endroit comme nous le verrons plus loin (voir figure 70 de la sous-section 6.4.5), et/ou (2) un léger décalage du niveau de réflectance de nos données par rapport à celles de ces études et au spectre de laboratoire de l'acide sulfurique octahydraté ($\Delta_{Réflectance} \approx -0.03$). Quoi qu'il en soit, les abondances les plus élevées sont associées à l'apex de l'hémisphère orbital arrière et ne sont pas corrélées avec les unités géomorphologiques. Dans l'hémisphère orbital avant, la distribution spatiale est irrégulière et décorrélée de la géomorphologie. La gamme de valeur va de 0 % à 10 % dans la zone glacée (brillante dans le visible), et oscille entre 25 % et 40 % au niveau de *Balgatan Regio* et dans la partie orientale du chaos *Tara*. Dans les deux hémisphères, la concentration d'acide sulfurique octahydraté décroît avec la latitude et est anti-corrélée avec les cartes de profondeur de glace d'eau présentées précédemment (voir sous-section 5.4.1, figure 53). Enfin,

la variation d'abondance nette et non-réelle au niveau de la longitude $175^{\circ}W$ est de 30 %, ce qui est cohérent avec le résultat obtenu dans la sous-section précédente.

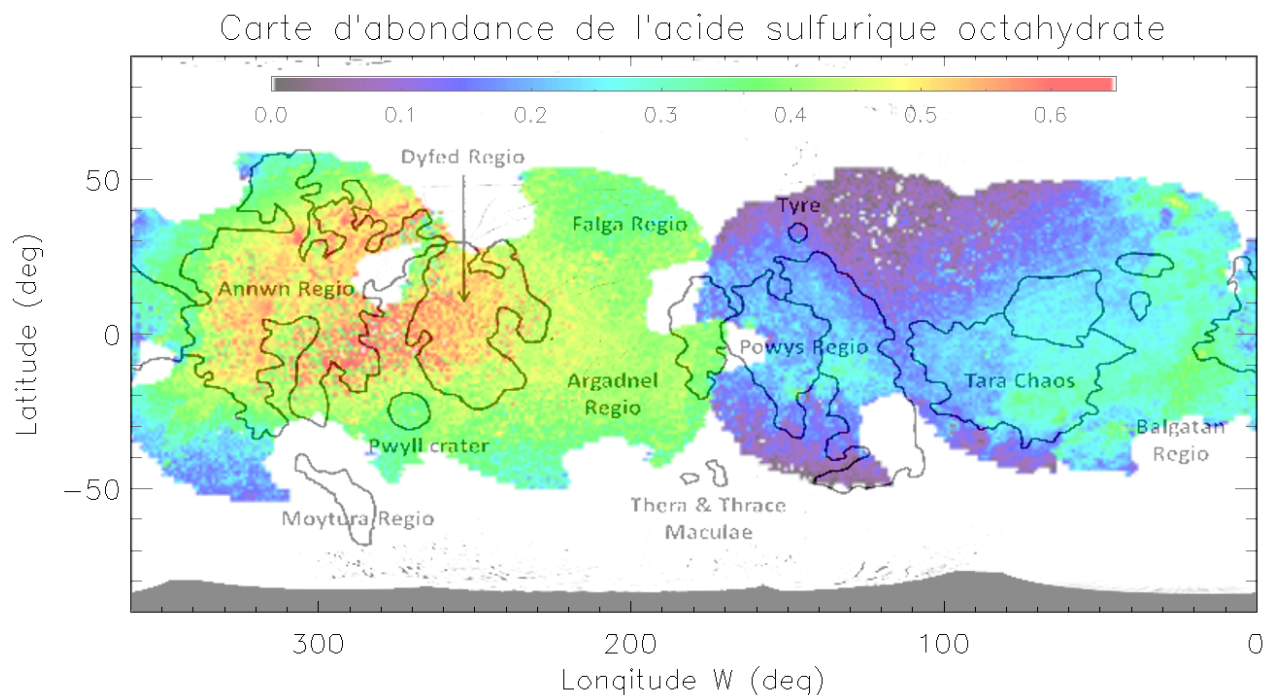


FIGURE 66 – Carte d'abondance de l'acide sulfurique octahydraté.

6.4.4 Cartes des glaces d'eau

Distribution générale

La carte d'abondance générale de la glace d'eau (figure 67) est bien anti-corrélée, au premier ordre, avec celle de l'acide sulfurique octahydraté. Ces deux espèces chimiques sont prédominantes à la surface d'Europe : à elles deux, elles représentent plus de 80 % d'abondance en moyenne. Comme la carte d'abondance de l'acide, et comme évoqué dans la sous-section 6.4.2, la carte d'abondance générale de la glace d'eau présente une variation nette, non-réelle, d'environ 30 % au niveau de la longitude $\sim 175^{\circ}W$. L'abondance totale de la glace d'eau atteint près de 90 % dans la zone claire dans le visible puis décroît progressivement jusqu'à 10 % au niveau de l'apex de l'hémisphère arrière. Cependant, contrairement à la carte d'abondance de l'acide, une étude approfondie de la distribution montre de subtiles variations corrélées à la géomorphologie : le cratère Pwyll exhibe une abondance $\sim 10\%$ plus élevée que les terrains environnants, tandis que le chaos *Tara* correspond lui à une anomalie négative avec en moyenne une abondance de « seulement » 55 %. Ces variations avaient déjà été mise en lumière par les cartes de critères de la figure 53 (sous-section 5.4.1).

Distribution générale de la glace amorphe

La carte d'abondance totale de la glace d'eau amorphe, obtenue en faisant la somme des abondances des différentes tailles de grains, est dominée par la dichotomie entre l'hémisphère orbital arrière et avant (figure 68). Contrairement à la carte de distribution totale de la glace d'eau, aucune corrélation franche avec la géomorphologie ne peut être mise en avant. Cela

Carte d'abondance totale de la glace d'eau

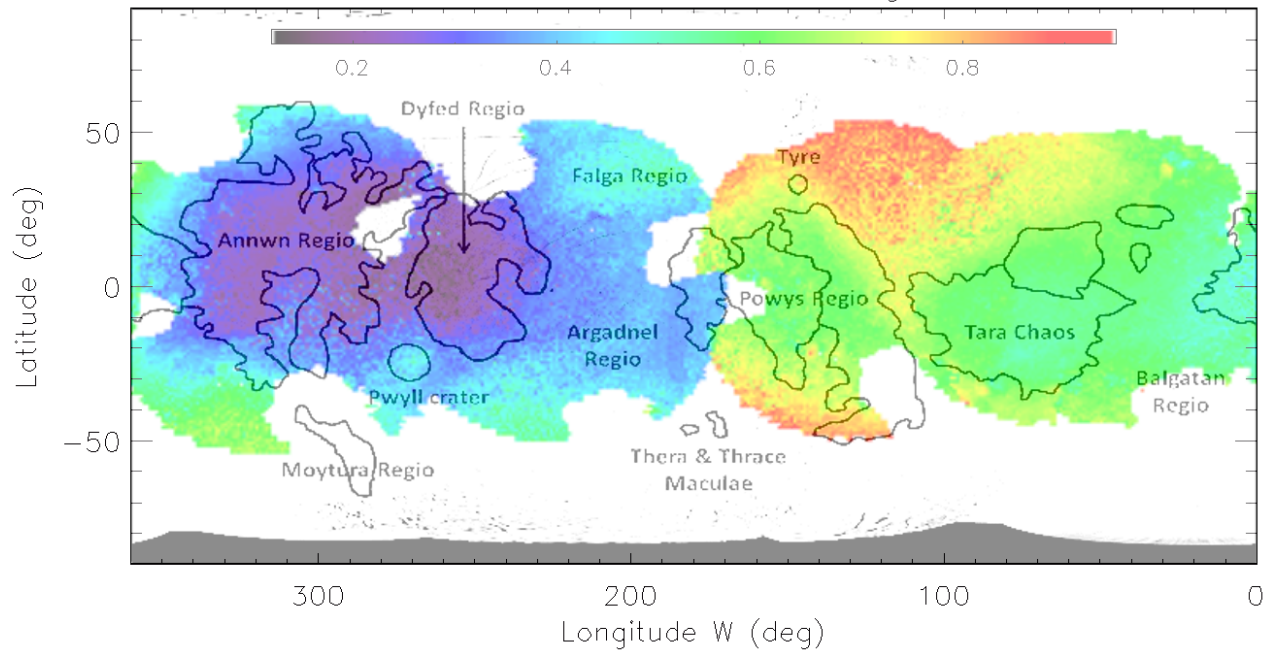


FIGURE 67 – Carte d'abondance totale de la glace d'eau.

laisse présumer une distribution différente de la glace d'eau selon sa nature. Les concentrations les plus faibles ($\sim 5\%$), sont localisées près de l'apex de l'hémisphère arrière, tandis que les concentrations les plus élevées ($\sim 40\%$), se trouvent aux hautes latitudes de l'hémisphère avant et particulièrement au Nord/Sud de *Powys Regio* et du cratère *Tyre*.

Carte d'abondance totale de la glace d'eau amorphe

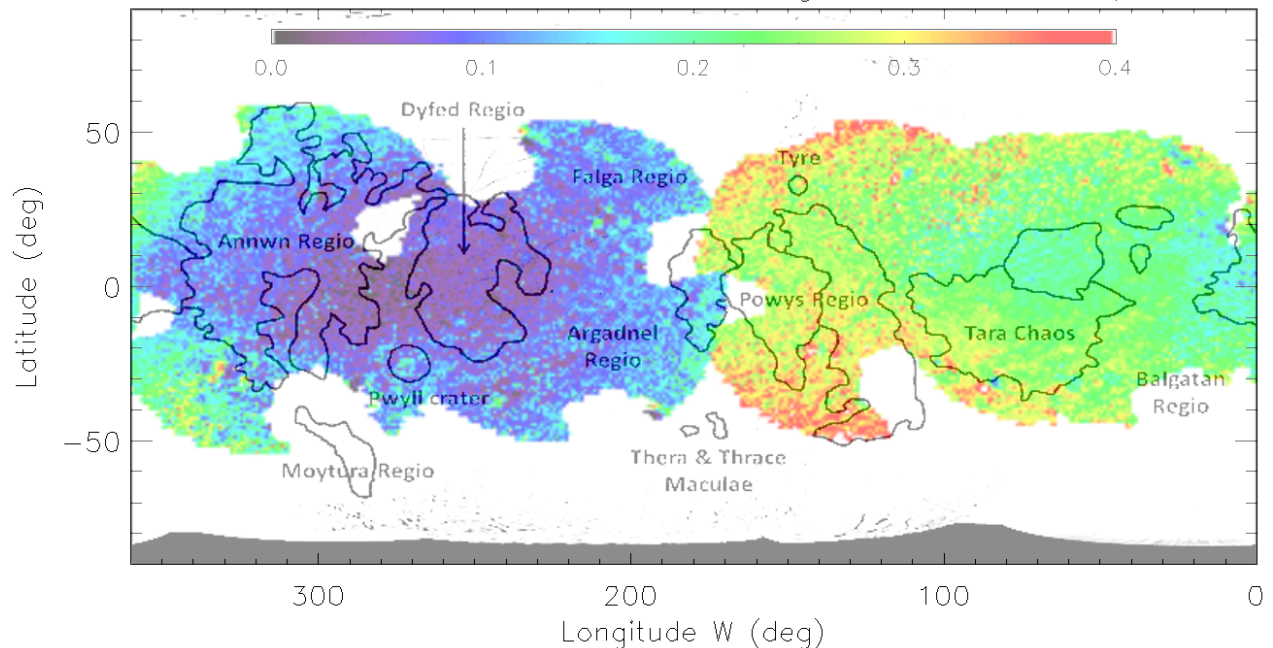


FIGURE 68 – Carte d'abondance totale de la glace d'eau amorphe.

Distribution générale de la glace cristalline

Comme pressentie dans le paragraphe précédent, la carte de la distribution de la glace cristalline est nettement plus corrélée aux unités géomorphologiques comparée à celle de la glace amorphe, et ne montre pas de corrélation évidente avec la latitude (figure 69). En effet, *Annwn Regio*, *Dyfed Regio* et *Tara Regio* sont appauvris de 10 – 15 % en moyenne en comparaison avec les terrains environnants, tandis que les pixels du cratère Pwyll présentent une abondance moyenne $\sim 35\%$ contre $\sim 25\%$ pour les pixels en dehors du cratère et que l'abondance monte jusqu'à 65 % dans la zone brillante de l'hémisphère avant. De manière générale, la distribution est cohérente avec les cartes de critères figure 53 (sous-section 5.4.1).

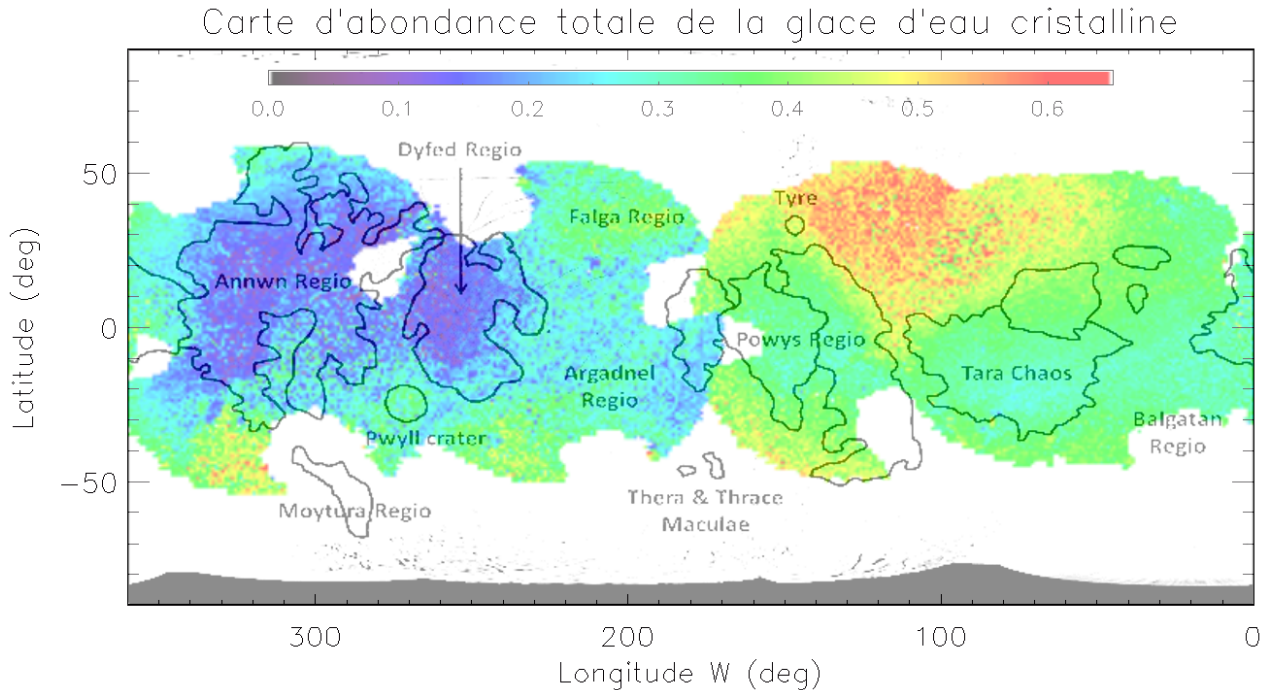


FIGURE 69 – Carte d'abondance totale de la glace d'eau cristalline.

6.4.5 Les sels chlorés de magnésium

Distribution générale

Comme $\text{H}_2\text{SO}_4 \cdot 8(\text{H}_2\text{O})$, les sels chlorés sont globalement plus abondants sur l'hémisphère arrière que sur l'hémisphère avant (figure 70). Cependant, comme la glace cristalline, la distribution des sels est corrélée avec quelques unités géomorphologiques, avec des pics d'abondance atteignant 35 % au niveau de *Dyfed Regio* et du chaos dans le prolongement vers l'Ouest d'*Annwn Regio* (355°W , 5°N). Dans l'hémisphère avant, une abondance moyenne de 12 % est obtenue dans la zone glacée, alors que *Tara Regio* et la partie Est de *Powys Regio* montrent des abondances moyennes de 18 % avec des maxima locaux allant jusqu'à 24 %.

Distribution du perchlorate

Dans la famille des sels chlorés, la distribution du perchlorate $\text{Mg}(\text{ClO}_4)_2 \cdot 6(\text{H}_2\text{O})$ montre, comme l'acide sulfurique octahydraté, une dichotomie hémisphérique forte avec des abondances maximales de 17 % au niveau de l'apex de l'hémisphère arrière (figure 71), là-même

Carte d'abondance totale des sels chlorés de magnésium

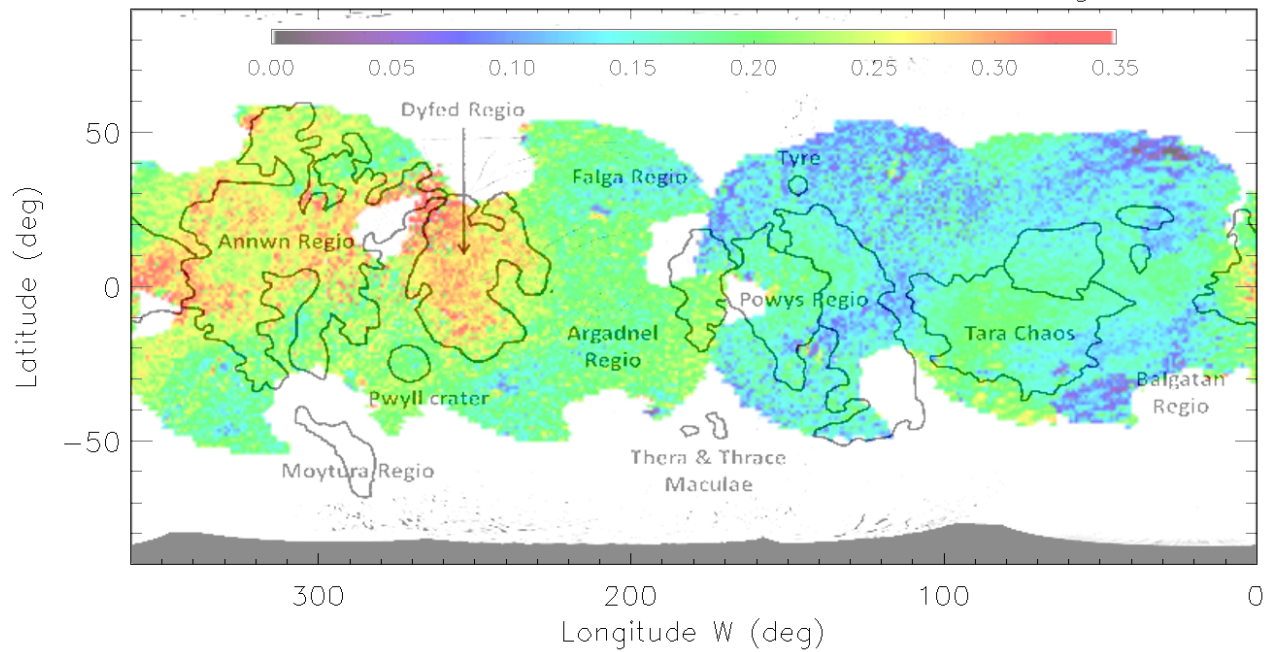


FIGURE 70 – Carte d'abondance totale des sels chlorés de magnésium.

où la surface est soumise à la plus forte implantation ionique et électronique (PARANICAS et al. 2009, PATTERSON et al. 2012, DALTON et al. 2013). De subtiles variations semblent corrélées au cratère *Pwyll* et au chaos *Tara*, mais compte tenu de l'amplitude des variations de l'abondance (< 5 %), il est impossible d'affirmer de formellement l'existence d'une corrélation entre la distribution de cette espèce et la géomorphologie à la surface d'Europe.

Carte d'abondance du perchlorate

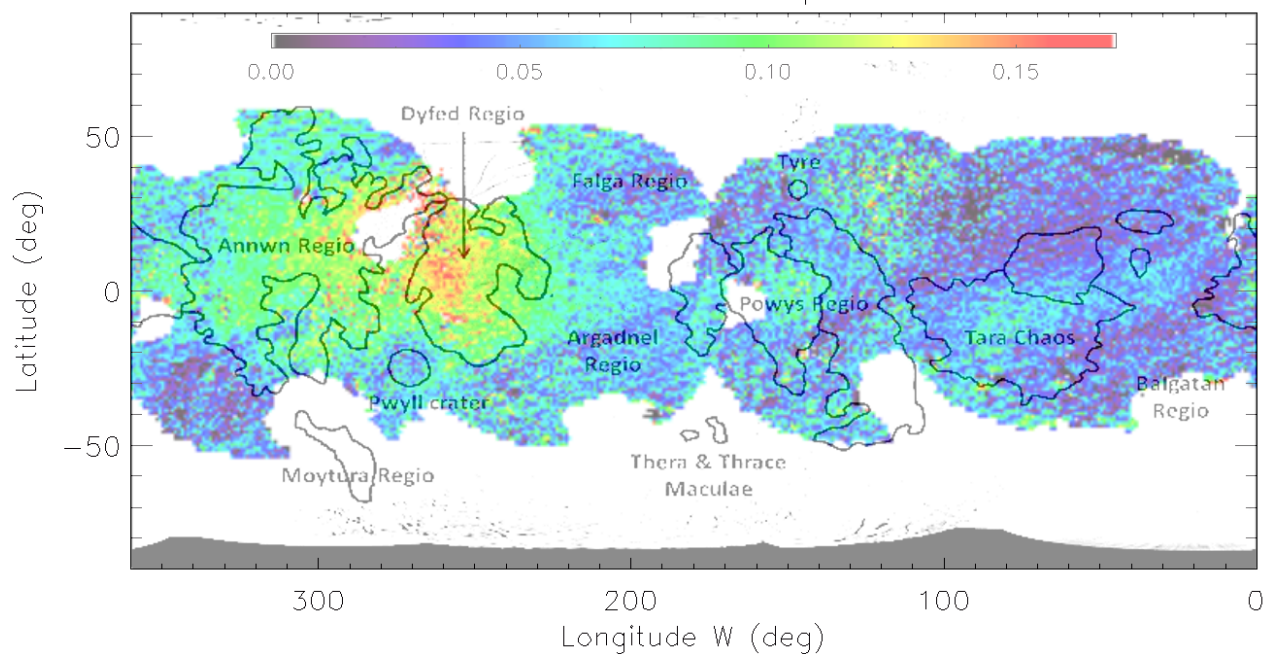


FIGURE 71 – Carte d'abondance du perchlorate $Mg(ClO_4)_2 \cdot 6(H_2O)$.

Distribution du chlorate

En ce qui concerne la distribution du chlorate $\text{Mg}(\text{ClO}_3)_2 \cdot 6(\text{H}_2\text{O})$, la carte ne montre pas de corrélations évidentes avec la géomorphologie (figure 72). De plus, à l'instar des cartes de l'acide sulfurique et des glaces d'eau que nous avons vu dans les deux sous-sections précédentes, la carte du chlorate exhibe cette variation non-réelle au niveau de la longitude 175°W . Avec des abondances maximales atteignant 13 % au Sud d'*Annwn Regio* et à l'Est de *Powys Regio*, cette espèce est à la limite du seuil de détection, mais son utilisation au cours de l'étape de modélisation permet d'améliorer sensiblement la qualité des modèles de l'hémisphère orbital arrière, et notamment dans la gamme spectrale $1.71 - 1.79 \mu\text{m}$ où le spectre de référence exhibe une chute du niveau de réflectance que l'on retrouve dans les spectres des données, qu'ils soient majoritairement de glaces d'eau ou d'acide sulfurique (figure 49 de la section 5.2).

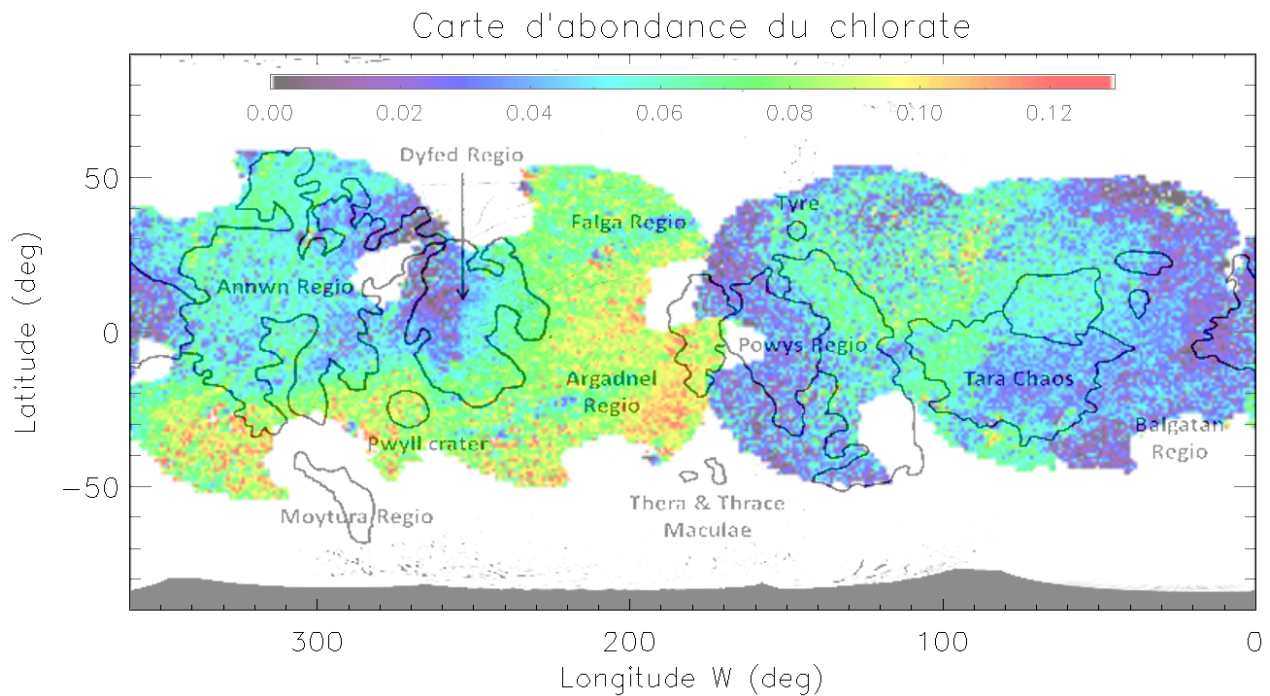


FIGURE 72 – Carte d'abondance du chlorate $\text{Mg}(\text{ClO}_3)_2 \cdot 6(\text{H}_2\text{O})$.

Distribution du chlorure

Pour finir, avec une abondance s'élevant à 25 % par endroit, le chlorure $\text{MgCl}_2 \cdot 2(\text{H}_2\text{O})$ est le sel chloré le plus utilisé durant la modélisation (figure 73). Aussi, sa distribution est indéniablement liée à certaines unités géomorphologiques. En effet, l'abondance maximale est bien délimitée par le petit chaos à l'Ouest d'*Annwn Regio* (355°W , 5°N), et *Dyfed Regio* ressort très bien par rapport aux terrains environnants. Les chaos *Tara* et *Powys* semblent aussi légèrement enrichies ($\sim 8\%$) par rapport au reste de l'hémisphère orbital avant. La distribution spatiale de ce chlorure de magnésium hydraté pourrait constituer la trace chimique des processus endogéniques se produisant à la surface d'Europe, et contesterait ainsi l'hypothèse d'une origine exclusivement exogénique des sels potentiellement présents à la surface de la lune glacée, comme nous allons le voir dans le chapitre suivant.

Carte d'abondance du chlorure

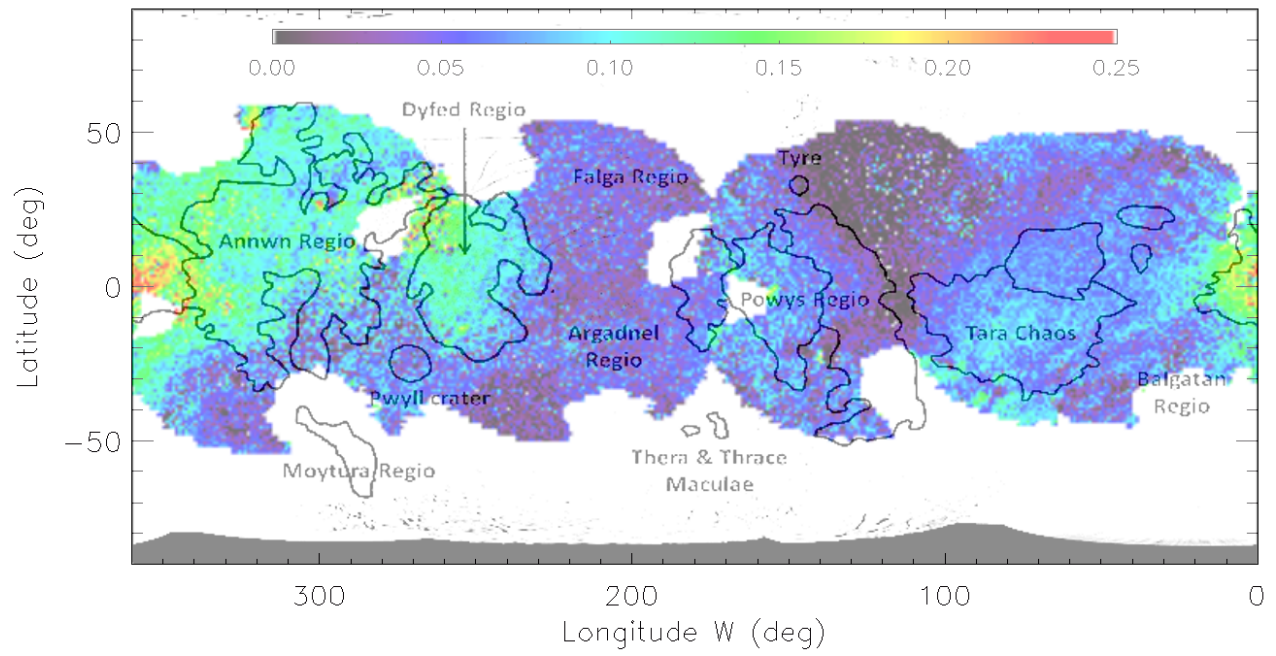


FIGURE 73 – Carte d'abondance du chlorure $\text{MgCl}_2 \cdot 2(\text{H}_2\text{O})$.

7 Nature des processus à l'origine des espèces

7.1 L'origine et le cycle de l'acide sulfurique octahydraté

La distribution spatiale obtenue pour l'acide sulfurique octahydraté coïncide avec une origine exogène. En effet, le bombardement électronique et l'implantation des ions S^+ provenant du volcanisme d'Io dans la surface d'Europe, deux processus centrés sur l'apex de l'hémisphère orbital arrière, sont les deux facteurs désignés pour expliquer la distribution et l'évolution de la concentration de cette espèce à la surface de la lune (DALTON et al. 2013). L'acide sulfurique, le soufre et le dioxyde de soufre (SO_2) font partie d'un cycle radiolytique existant à la surface d'Europe (figure 74) du fait du bombardement du plasma magnétosphérique (CARLSON et al. 1999c, 2002, 2005). Cette radiolyse d'espèces soufrées dans la glace d'Europe produit notamment des anions de sulfates (SO_4^{2-}) ainsi que des cations oxonium (H_3O^+ , $H_5O_2^+$, $H_7O_3^+$) utiles à la formation d'acide sulfurique hydraté $H_2SO_4 \cdot n(H_2O)$. Selon la quantité d'eau, des hydrates avec $n = 1 - 8$ peuvent se former, et il a été observé que la forme $n = 8$ est préférentiellement formée à faible température (IMRE et al. 1997) et est plus résistante au rayonnement hautement énergétique du fait de son fort niveau d'hydratation (HOCHANADEL et al. 1955, CARLSON et al. 2005). Il existerait donc à la surface d'Europe un équilibre dynamique entre la production et la destruction continues du $H_2SO_4 \cdot 8(H_2O)$ et des autres polymères de soufre. D'après CARLSON et al. (2002), ce cycle radiolytique suit le schéma ci-dessous :

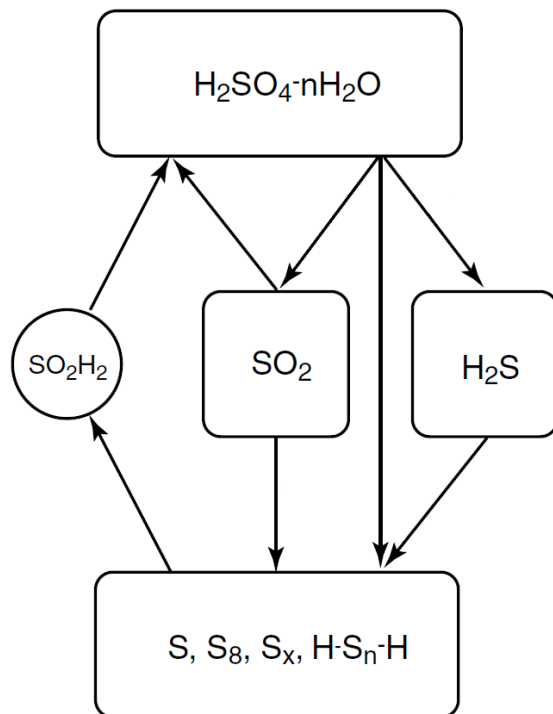


FIGURE 74 – Cycle radiolytique de soufre sur Europe. Les espèces stables sont représentées par des rectangles aux bords arrondis, tandis que l'espèce intermédiaire transitoire, l'acide sulfonique (SO_2H_2), est représentée par un cercle. Les flèches indiquent le sens des réactions.

Néanmoins, l'hémisphère orbital avant de la carte d'abondance (figure 66) présente des zones localement enrichies de près de 20% en acide sulfurique octahydraté par rapport au

reste de l'hémisphère, comme par exemple la partie orientale de *Tara Regio* ($70^{\circ}W$, $-20^{\circ}N$), ou une petite zone dans le chaos *Powys* ($130^{\circ}W$, $-10^{\circ}N$). Bien qu'une telle amplitude soit comprise dans le bruit (voir sous-section 6.4.2), cela pourrait signifier que l'acide sulfurique soit, dans une petite proportion, aussi d'origine endogène. Cette hypothèse a aussi été évoquée par HENDRIX et al. (2011), qui remarquèrent une abondance de SO_2 plus importante dans les régions géologiquement jeunes, laissant suggérer qu'un océan sous-glaciaire riche en espèces soufrées pourrait être un candidat sérieux afin d'expliquer la distribution du dioxyde de soufre à la surface d'Europe.

7.2 La glace d'eau : des caractéristiques loin d'être anodines

7.2.1 La distribution selon la taille des grains

Glace amorphe

Tandis que la carte d'abondance totale de la glace amorphe est quasiment exclusivement dominée par la dichotomie hémisphérique (figure 68), les cartes d'abondance de la glace d'eau amorphe selon la taille des grains exhibent des distributions assez différentes (figures 75, 76 et 77). En effet, la carte d'abondance des grains de 1 mm (figure 75) présente une abondance globalement très faible, à peine supérieure à 4 % sur l'ensemble de la surface à l'exception de *Falga Regio*, *Argadnel Regio* et au-delà de la frontière Sud de *Anwn Regio* où l'abondance atteint une moyenne de 13 % avec un pic allant jusqu'à 20 % dans une zone autour du pixel ($340^{\circ}W$, $-40^{\circ}N$). D'ailleurs, cette zone concorde avec celle présentant les profondeurs de bandes de glace d'eau les plus marquées de tout l'hémisphère arrière (figure 53). Contrairement aux grains de 1 mm , les grains de $200\ \mu\text{m}$ sont très majoritairement présents sur l'hémisphère avant, particulièrement au niveau de la zone glacée et autour du chaos *Tara* (figure 76). Enfin, en ce qui concerne les grains de $25\ \mu\text{m}$, la distribution est très similaire à la distribution générale de la glace d'eau amorphe, avec des concentrations moyennes de 5 % pour l'hémisphère arrière et 18 % pour l'hémisphère avant dans lequel certains pixels au-delà de la frontière Sud de *Powys Regio* arrivent à une concentration supérieure à 35 % pour (figure 77). L'abondance générale moyenne des grains de $25\ \mu\text{m}$ est environ 1.6 fois plus importante que la somme des abondances des grains de $200\ \mu\text{m}$ et 1 mm , indiquant ainsi que la surface d'Europe est largement dominée par des grains de glace d'eau amorphe de petite taille.

En ce qui concerne la distribution spatiale, seule la carte d'abondance des grains de $25\ \mu\text{m}$ exhibe une dépendance latitudinale (principalement visible dans l'hémisphère orbital arrière) possiblement en lien avec le bombardement magnétosphérique : l'abondance des petits grains est anti-corrélée avec celui-ci. Les deux autres cartes présentent des distributions plus complexes, difficilement explicables exclusivement par les processus exogènes. Ces observations viennent donc modérer les résultats obtenus par CASSIDY et al. (2013), qui obtinrent une corrélation quasi parfaite entre la taille des grains (cristalline et amorphe confondus) et le taux d'érosion ionique (« *sputtering rate* » en anglais) de la surface d'Europe. Cependant, étant donné leurs abondances moyennes et maximales particulièrement faibles, il serait malhonnête de conclure de manière catégorique que les distributions des grains amorphes de $200\ \mu\text{m}$ et 1 mm sont des traces chimiques irréfutables d'une activité endogène, d'autant qu'elles ne sont manifestement pas vraiment corrélées avec des unités géomorphologiques particulières.

Carte d'abondance de la glace d'eau amorphe 1mm

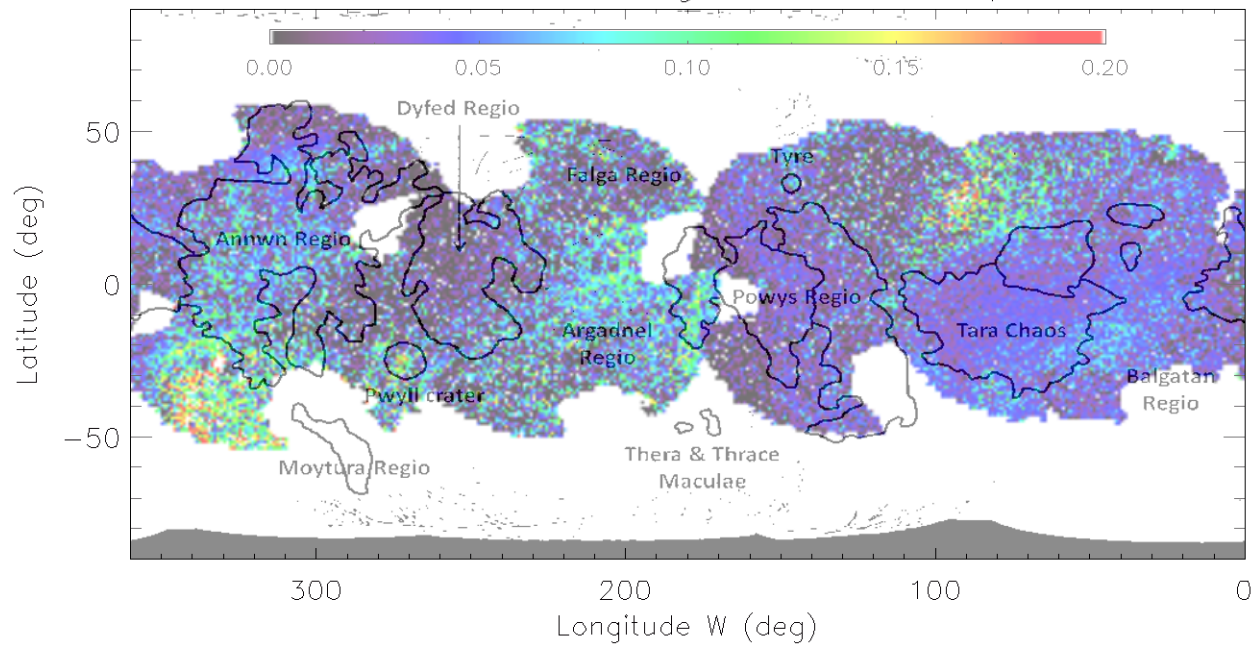


FIGURE 75 – Carte d'abondance de la glace d'eau amorphe des grains de 1 mm.

Carte d'abondance de la glace d'eau amorphe 200 μ m

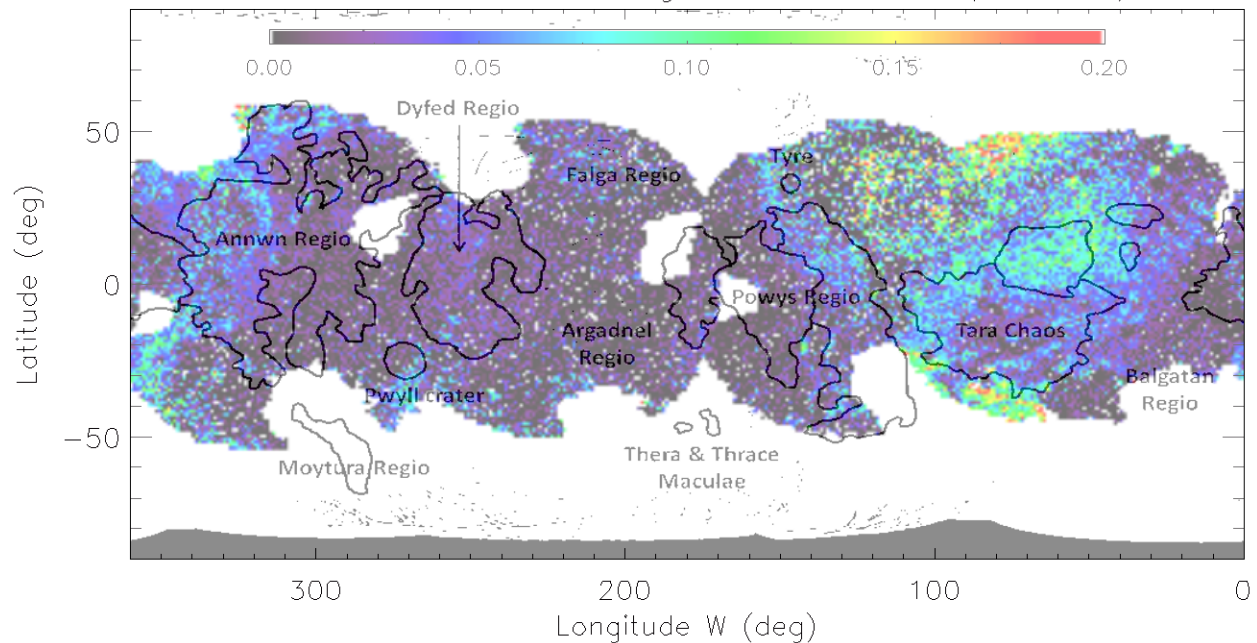


FIGURE 76 – Carte d'abondance de la glace d'eau amorphe des grains de 200 μ m.

Glacé cristalline

Le paragraphe précédent a permis de mettre en avant que, malgré une distribution générale totalement dominée par la dichotomie entre l'hémisphère orbital arrière et avant, les grains amorphes de 200 μ m et 1 mm présentent une certaine hétérogénéité de distribution difficilement imputable aux processus exogéniques, mais que leurs distributions hétérogènes ne sont

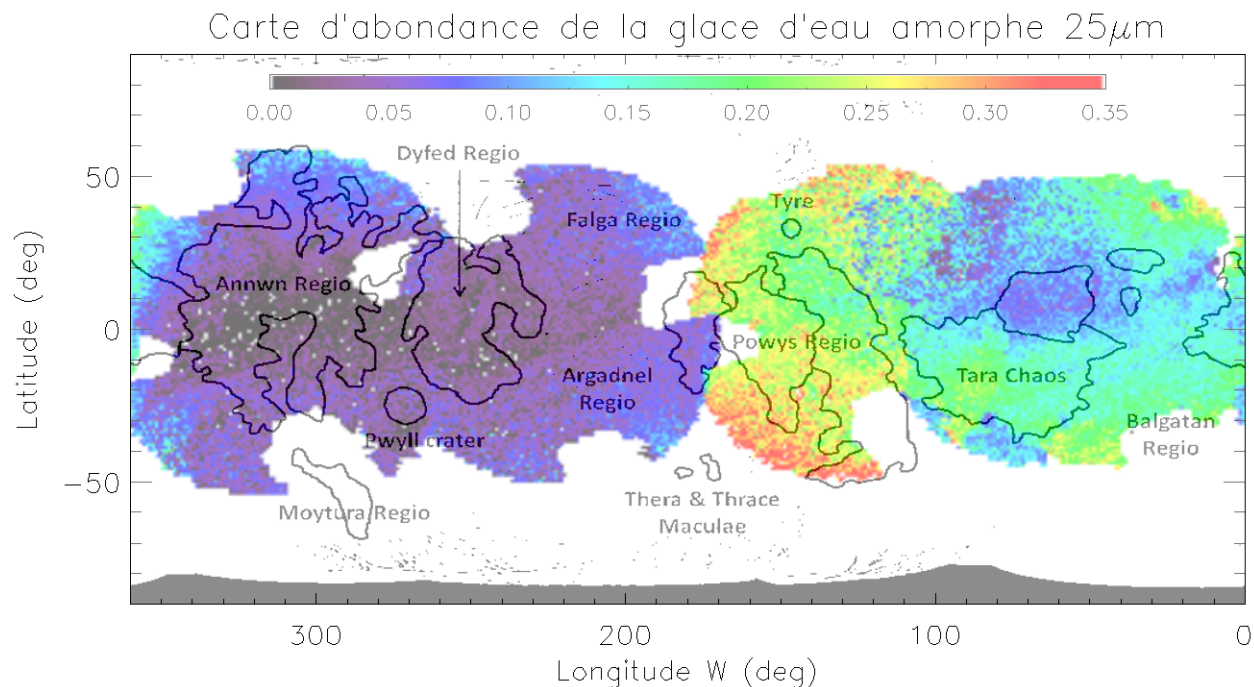


FIGURE 77 – Carte d'abondance de la glace d'eau amorphe des grains de 25 μ m.

pas pour autant en lien avec les unités géomorphologiques. La distribution générale de la glace cristalline est, elle, manifestement corrélée aux unités géomorphologiques, et cette corrélation est aussi relativement bien observée au cas par cas, selon la taille des grains (figures 78 à 82). Tout d'abord, les grains de 1 mm sont exclusivement observés dans l'hémisphère orbital arrière, spécifiquement au Sud de *Annwn Regio* ainsi qu'au niveau de *Argadnel Regio* et *Falga Regio* où les plus grandes *lineae* (voir sous-section 1.3.2), comme *Cadmus* et *Minos* (DOGGETT et al. 2009), sont présentes et ont une abondance allant jusqu'à 30 % (figure 78). Il est intéressant de noter que sur Encelade, la plus grande taille des grains de glace d'eau est observée au niveau des grandes crevasses du pôle Sud appelées « *Tiger stripes* » (JAUMANN et al. 2008, TAFFIN et al. 2012), dont la morphologie est très similaire aux *lineae* d'Europe (HURFORD et al. 2007, PATTHOFF et al. 2015). Cependant, il est impossible d'affirmer qu'une corrélation existe entre les grains de 1 mm et les *lineae* des régions *Argadnel* et *Falga* à partir de nos observations dont la résolution spatiale est d'environ 180 km (voir sous-section 3.1.2). En effet, même si ces *lineae* font parfois plus de 1000 km , leur largeur est comprise entre 0.2 km et 4 km (DOGGETT et al. 2009).

Les grains de 200 μ m sont majoritairement concentrés dans la plaine claire de l'hémisphère orbital avant (figure 79), là où la concentration totale en glace d'eau et en glace cristalline est la plus élevée (voir sous-section 6.4.4, figures 67 et 69). Ces grains de 200 μ m sont aussi observés dans des concentrations non négligeables ($\geq 5\%$) au niveau de l'hémisphère orbital arrière, mais seulement aux hautes latitudes. Cette présence aux hautes latitudes est toutefois difficilement attribuable au bombardement magnétosphérique. En effet, une augmentation similaire devrait alors aussi être observée sur la carte des grains de 1 mm , ce qui n'est pas le cas (figure 78). On en déduit qu'il s'agit probablement donc plus d'un biais induit par la diminution de l'abondance de l'acide sulfurique avec l'augmentation de la latitude plutôt que d'une conséquence directement liée au taux d'irradiations.

Carte d'abondance de la glace d'eau cristalline 1mm

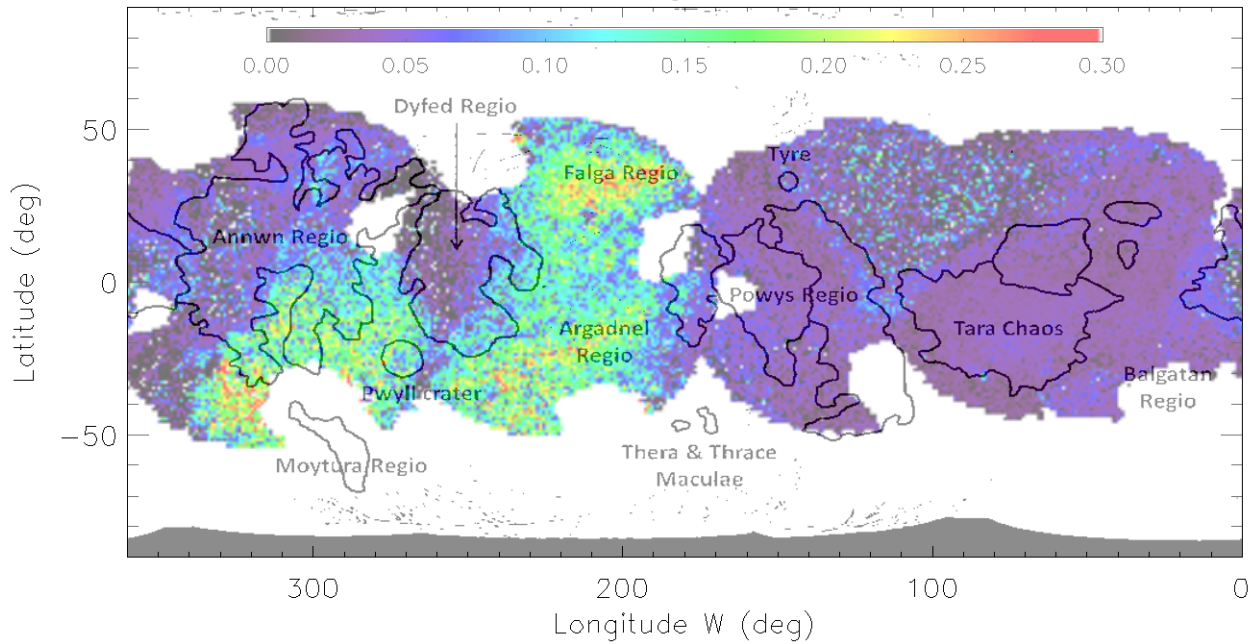


FIGURE 78 – Carte d'abondance de la glace d'eau cristalline des grains de 1mm.

Carte d'abondance de la glace d'eau cristalline 200µm

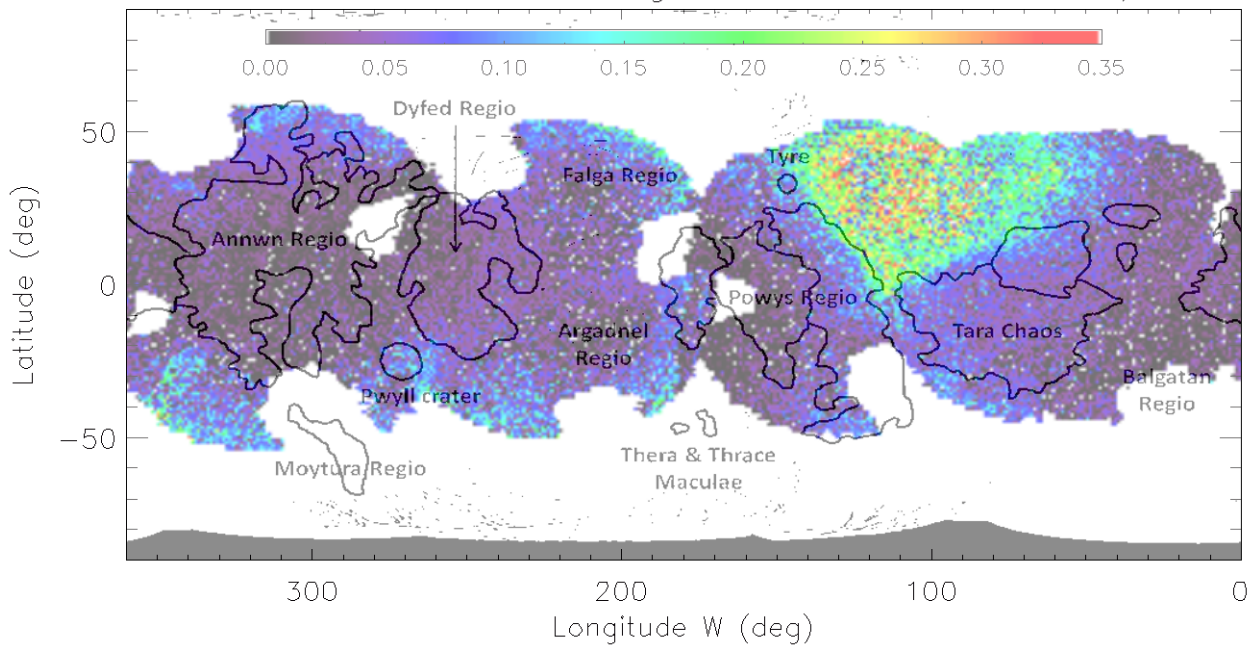


FIGURE 79 – Carte d'abondance de la glace d'eau cristalline des grains de 200µm.

L'abondance la plus importante des grains de 25 µm est de 40% et se trouve dans l'hémisphère orbital avant, dans la plaine claire de cet hémisphère (comme pour les grains de 200 µm) ainsi qu'au Nord de *Powys Regio*. La corrélation la plus nette avec une unité géomorphologie de cet hémisphère est observée pour le chaos *Tara*, qui correspond à un minimum local (~ 12% en son centre), tandis que le cratère *Pwyll* et la plaine *Falga* semblent posséder

des abondances ($\sim 14\%$) légèrement supérieures aux terrains environnants. Aussi, la somme des cartes d'abondance des grains de $25\mu m$ et $200\mu m$ (figure 81) reproduit bien la distribution globale de la glace cristalline présentée dans la sous-section 6.4.4 (figure 69). Cela va dans le sens d'une surface globalement dominée par des grains dont la taille est comprise entre $25\mu m$ et $200\mu m$.

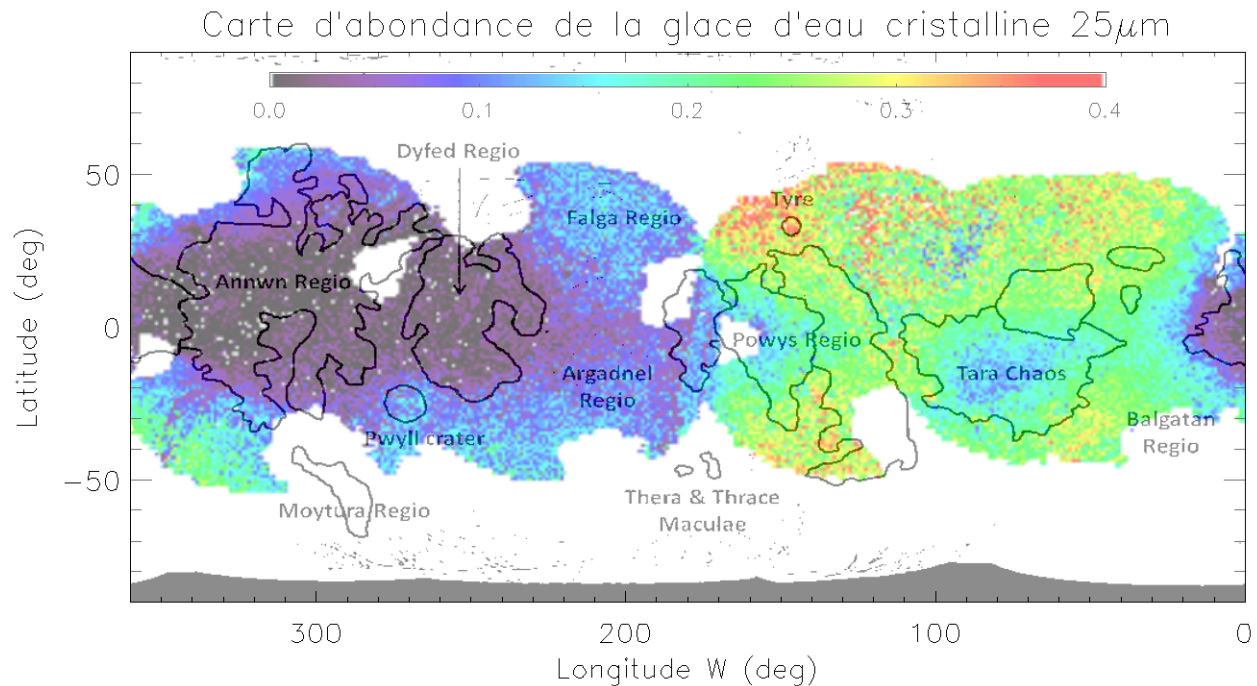


FIGURE 80 – Carte d'abondance de la glace d'eau cristalline des grains de $25\mu m$.

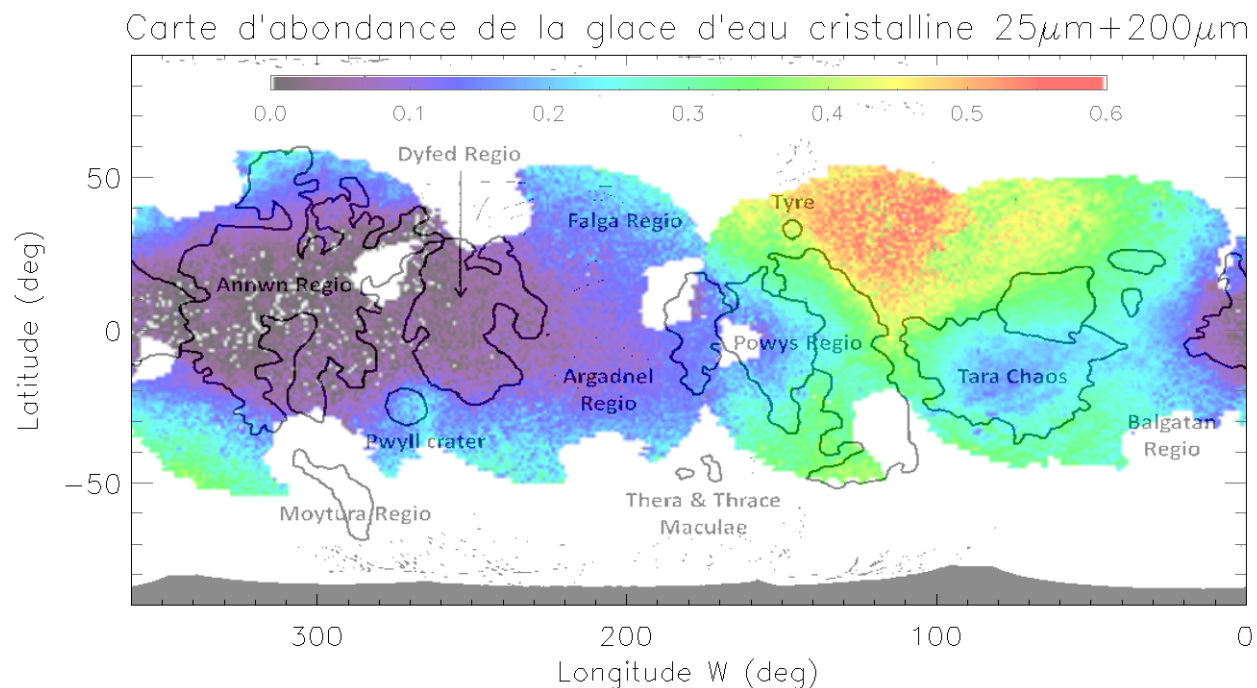


FIGURE 81 – Carte d'abondance de la glace d'eau cristalline des grains de $25\mu m + 200\mu m$.

La plus petite taille de grains ($5\ \mu\text{m}$) utilisée pour la modélisation est détectée avec confiance, en forte abondance (jusqu'à 30%), au niveau du petit chaos sombre constituant la partie occidentale de *Annwn Regio*. Il est très intéressant de remarquer que cette zone correspond exactement à celle où les cartes d'albédo à $2\ \mu\text{m}$ et d'abondance du chlorure (voir sous-section 6.4.5, figure 73) présentent leur maximum. Cette distribution étant décorrélée des processus exogènes connus, elle questionne donc sur la nature du processus endogène à l'origine de cette distribution. En effet, comme évoqué dans le paragraphe sur la carte des grains de glace cristalline d'une taille de $1\ \text{mm}$, le pôle Sud d'Encelade, où se produisent les phénomènes de geysers cryovolcanique, correspond à une zone enrichie en gros grains ($\geq 200\ \mu\text{m}$). Cependant, les grains issus de ce cryovolcanisme, et qui constituent l'anneau E de Saturne, ont une taille ne dépassant pas les quelques microns (NICHOLSON et al. 1996, HANSEN et al. 2006). Il est aussi important de remarquer que ce chaos se situe au niveau du point sub-jovien. En effet, le point sub-jovien est l'endroit de la surface où les forces de marées sont les plus importantes et, par conséquent, là où, théoriquement, l'océan sous-glaciaire devrait avoir sa plus grande hauteur d'eau. Les plus fortes contraintes physiques appliquées pourraient probablement faciliter l'activité tectonique et la remontée de fluides à cet endroit de la surface. Outre ce chaos, d'autres zones exhibent clairement une abondance plus élevée que leurs terrains environnants : *Dyfed Regio*, *Tara Regio* et éventuellement la zone centrale de *Powys Regio*, même si il n'est pas évident de l'affirmer pour cette dernière du fait de la forte augmentation du niveau de réflectance observée à cet endroit (voir section 5.1) ainsi que de la valeur moyenne élevée du RMS_{Total} (~ 0.014). Tout comme la zone précédente, ces régions sont des chaos, géologiquement très jeunes et donc *a priori* actifs (COLLINS et al. 2009, DOGGETT et al. 2009). Tout comme le chlorure, les grains de glace d'eau cristalline de $5\ \mu\text{m}$ semblent donc être un marqueur important des processus endogènes qui ont lieu à la surface du satellite.

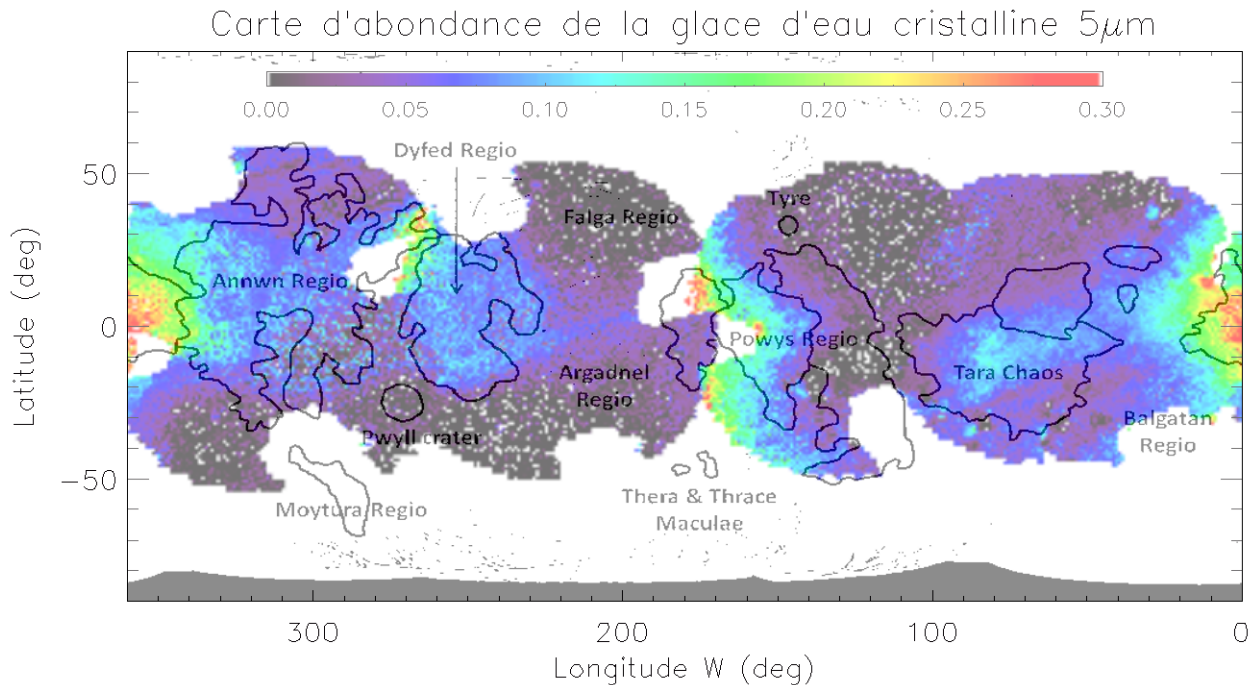


FIGURE 82 – Carte d'abondance de la glace d'eau cristalline des grains de $5\ \mu\text{m}$.

7.2.2 Une cristallinité prédominante importante

Selon une étude basée sur l'absorption de la glace d'eau à $3.1 \mu\text{m}$, la glace à la surface d'Europe est présumée être principalement sous forme amorphe (HANSEN et al. 2004). Il est bien entendu admis que le pic de réflexion de Fresnel à cette longueur d'onde procure des contraintes majeures sur la nature amorphe ou cristalline de la glace d'eau. Toutefois, il a été démontré que l'absorption à $1.65 \mu\text{m}$ est un critère fortement discriminant entre les deux types de glaces (SCHMITT et al. 1998, MASTRAPA et al. 2008). Grâce à la haute résolution spectrale de SINFONI, une étude très détaillée de cette absorption a pu être effectuée (voir sous-section 5.4.2). La figure 54 y met clairement en avant que, pour un spectre glacé, la profondeur et la position de cette absorption ne peuvent pas être reproduites seulement par de la glace amorphe. La modélisation spectrale à l'échelle globale généralise cette prédominance de la glace cristalline à l'ensemble de la surface, avec un rapport de composition totale $\text{Amorphe}/\text{Cristalline}$ (R_{glaces}) égal à 0.57 en moyenne et qui est supérieur ou égal à 1 pour moins de 4% des pixels. Ce résultat n'est probablement pas complètement incohérent avec l'étude basée sur le pic de Fresnel à $3.1 \mu\text{m}$. En effet, la réflectance à $1.65 \mu\text{m}$ est encore assez élevée (majoritairement entre 0.25 et 0.35), contrairement à $3.1 \mu\text{m}$ où le spectre est proche de la saturation avec une réflectance inférieure à 0.07. De ce fait, à $1.65 \mu\text{m}$ la surface d'Europe est investiguée sur une plus grande épaisseur qu'à $3.1 \mu\text{m}$ où la surface est investiguée sur une profondeur à peu près égale à la longueur d'onde, soit environ $3 \mu\text{m}$ (CARLSON et al. 2009). Ainsi, la différence de résultat entre les deux études pourrait être due à un gradient vertical positif de la cristallinité dans les premiers microns de la surface d'Europe, hypothèse qui avait d'ailleurs déjà été évoquée par HANSEN et al. (2004). Quoi qu'il en soit, ce résultat apporte des informations importantes en vue de mieux comprendre l'équilibre existant entre le processus d'amorphisation de la glace à cause des radiations solaires et magnétosphériques et la cristallisation de la glace par réchauffement. La température de la surface d'Europe étant d'environ $120 \pm 20 \text{ K}$ (voir sous-section 5.4.2), la cristallisation d'une glace impure initialement amorphe devrait se produire en moins de 10 ans (KOUCHI et al. 1994, JENNISKENS et al. 1998, HANSEN et al. 2004, MASTRAPA et al. 2013), tandis que le temps d'amorphisation de la glace est d'environ 0.6 ans pour un flux ionique $\Phi = 10^7 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (FAMA et al. 2010), ce qui, d'après le modèle de DALTON et al. (2013), est 10 fois inférieur au flux des ions de soufre au niveau de l'apex de l'hémisphère orbital arrière. Par conséquent, la large domination de la glace cristalline sur la profondeur investiguée nécessite soit que l'amorphisation n'ait lieu qu'exclusivement (ou presque) sur les premiers microns de la surface, soit qu'un processus endogène engendre une cristallisation accélérée et/ou le dépôt de grains cristallins « frais ».

Les deux types de glaces d'eau sont donc présentes à la surface d'Europe mais des variations significatives de leurs abondances relatives sont observées, notamment sur l'hémisphère orbital avant où ces variations semblent être en partie corrélées avec la géomorphologie (figure 83). En cela, l'abondance relative élevée de la glace cristalline dans la plaine « triangulaire » glacée de cet hémisphère ($R_{glaces} \approx 0.48$) est assez surprenante. Cette zone pourrait correspondre à un environnement « chaud », potentiellement liée à des mouvements de convection dans sa croûte glacée. En effet, des épisodes de fusion locale et de diapirisme dans la croûte d'Europe sont attendus et devraient entraîner une augmentation locale de la température, mais ces processus sont évoqués pour expliquer la formation des chaos et non pas des plaines (GREENBERG et al. 1998, O'BRIEN et al. 2002, COLLINS et al. 2009). Concernant l'hé-

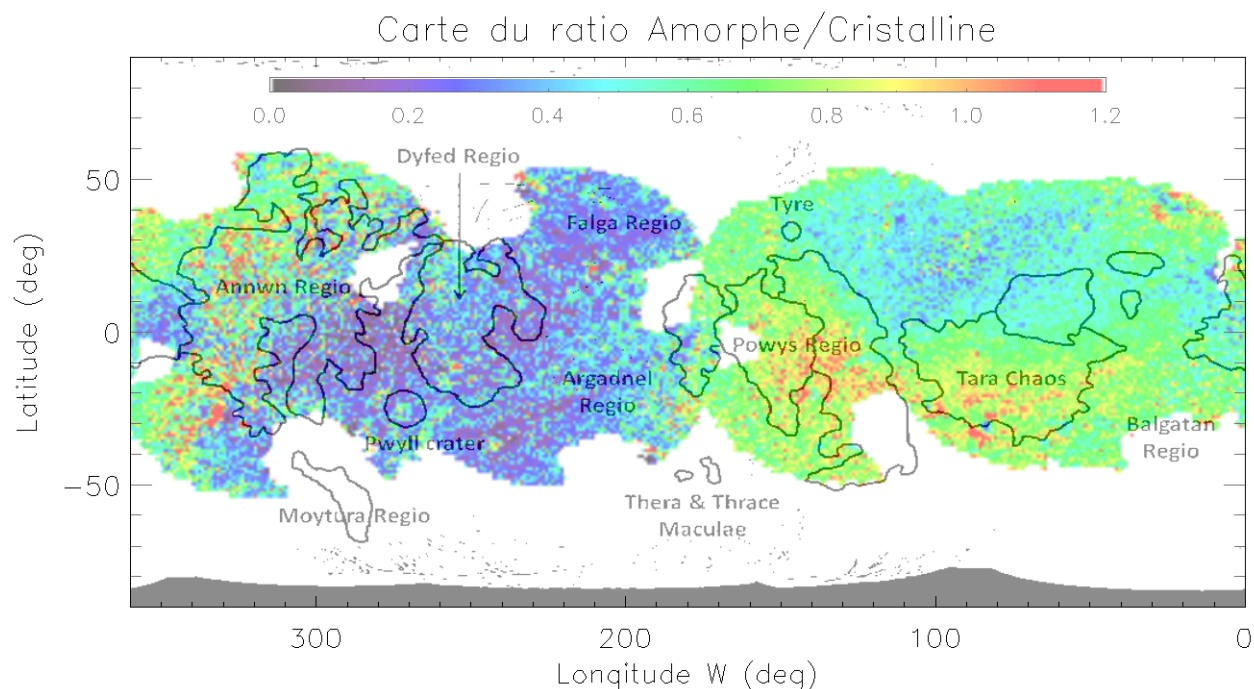


FIGURE 83 – Carte du rapport des abondances totales entre la glace amorphe et la glace cristalline.

misphère arrière, la large prédominance de l'acide sulfurique octahydraté rend compliqué l'interprétation des différents processus qui pourrait contrôler la nature de la glace d'eau dans cet hémisphère. L'influence de l'acide sulfurique dans cet hémisphère s'exprime par les très fortes variations de R_{glaces} qui sont visiblement décorrélées de la géomorphologie. Pour conclure sur ce sujet, l'existence de plumes localisées dans l'hémisphère Sud a récemment été confirmée basée sur des observations du *Hubble Space Telescope* (SPARKS et al. 2016) acquises ultérieurement à nos données. La région de l'une de ces plumes est couverte par nos données et correspond à une petite région au Nord du cratère *Pwyll*. Dans le cas d'un phénomène répétitif à des endroits précis, on pourrait s'attendre à une abondance plus importante de certaines espèces (glace d'eau cristalline et sels) ce qui n'est pas observé (figure 83). La résolution spatiale de SINFONI est certainement insuffisante pour distinguer des traces de ces activités si elles se traduisent par des structures similaires aux *Tiger Stripes* d'Encelade.

7.3 Les sels chlorés de magnésium

7.3.1 Remarque générale

Dans le chapitre précédent (voir section 6.3 et sous-section 6.4.5), nous avons mis en lumière la nécessité des sels chlorés de magnésium afin de reproduire au mieux les spectres mesurés. Cependant, la présence des trois sels utilisés dans cette étude ne peut être définitivement affirmée dans la mesure où leurs caractéristiques spectrales sont assez subtiles et sont partagés par d'autres espèces chlorées hydratées. De plus, la température de 80 K à laquelle ont été acquis les spectres de laboratoire de ces espèces n'est pas exactement représentative de la température à la surface d'Europe, qui a été précédemment estimée à 120 ± 20 K (voir sous-section 5.4.2, figure 54). Aussi, malgré une abondance totale moyenne de 19% avec des spots à près de 35% (voir sous-section 6.4.5, figure 70), ces espèces chimiques restent

mineures comparées aux glaces d'eau et à l'acide sulfurique octahydraté. L'utilisation d'une librairie spectrale à des températures plus similaires à celle de la surface d'Europe pourrait probablement modifier sensiblement les abondances obtenues. Ainsi, le développement d'une librairie cryogénique à des températures entre 100 K et 140 K associé à d'autres campagnes d'observations à haute résolution spectrale dans des domaines de longueurs d'onde différents pourraient servir à infirmer ou confirmer la présence de ces sels chlorés à la surface d'Europe. En attendant, dans la suite de cette section nous allons chercher à démontrer la cohérence de l'existence de ces espèces à la surface d'Europe et les implications en termes de composition de l'océan sous-glaciaire.

7.3.2 L'origine du chlore et du magnésium

Encore aujourd'hui, les études sur la composition chimique d'Europe considèrent majoritairement que le composant sombre, non glacé, observé principalement à la surface de l'hémisphère orbital arrière, est apparenté à des sulfates de magnésium. La prédominance de l'hypothèse des sulfates comparée à celle des sels chlorés est attribuée au très faible ratio d'abondance cosmique Cl/s (KARGEL 1991) et à la composition théorique de l'océan sous-glaciaire d'Europe basée sur l'altération aqueuse de météorite chondritique de type CM (KARGEL et al. 2000, FANALE et al. 2001). Cependant, des ions Cl^+ ont été détectés dans le tore de plasma (KUPPERS et al. 2000, FELDMAN et al. 2001), et il est communément admis que l'interaction entre l'eau et un plancher silicaté génère un enrichissement important du liquide en ions chlorure. Par conséquent, avec une origine potentiellement exogène et endogène, il semble logique que des espèces chimiques chlorées existent à la surface d'Europe. D'ailleurs, des études récentes ont récemment montré que les sels chlorés sont de meilleurs candidats que les sulfates pour expliquer (1) la couleur brunâtre dans le visible de régions dans l'hémisphère orbital arrière d'Europe (HAND et al. 2015) et (2) les caractéristiques spectrales d'Europe à des longueurs d'onde similaires à celles de nos données (FISCHER et al. 2015).

L'origine du magnésium est moins diversifiée que celle du chlore. En effet, l'absence d'ions de magnésium dans le tore de plasma d'Io et la très faible contribution provenant du bombardement micro-météoritique suggère une origine exclusivement endogène pour cet élément chimique (CARLSON et al. 2009). La prédominance en surface des espèces composées de magnésium par rapport à celles composées de sodium et de potassium pourrait être expliquée par un taux d'érosion ionique moins efficace pour le magnésium que pour les deux autres espèces (HORST et al. 2013), comme cela a été démontré expérimentalement pour les sulfates (MCCORD et al. 2001a).

7.3.3 La formation des sels chlorés de magnésium

Nous venons de montrer que le chlore et le magnésium peuvent parfaitement exister à la surface d'Europe. Il reste maintenant à justifier la présence des sels chlorés de magnésium utilisés durant la modélisation spectrale en démontrant que leur formation pourrait avoir lieu à la surface du satellite glacé.

Le $MgCl_2$: la trace chimique d'un océan sous-glaciaire ?

En plus du fait que le magnésium dont sont composés les sels devrait être d'origine endogène, la distribution spatiale de ces espèces, et particulièrement du chlorure, n'est pas com-

patible avec une origine exclusivement exogène. En effet, si c'était le cas, elles seraient essentiellement distribuées sur l'hémisphère orbital arrière, avec un maximum d'abondance unique centré au niveau de l'apex de cet hémisphère. Or, les régions exhibant une forte concentration de sels, et particulièrement les chlorures, correspondent à des chaos bien définis : *Annun Regio* et le chaos à sa frontière occidentale, *Dyfed Regio* et, dans une moindre mesure, *Tara Regio*. Ainsi, le chlorure pourrait être une trace chimique d'une activité tectonique ou cryovolcanique engendrée par un océan sous-glaciaire (GREELEY et al. 1998, KATTENHORN et al. 2014, ROTH et al. 2014). La formation du chlorure de magnésium hydraté proviendrait donc de la cristallisation en surface d'un liquide enrichi en sels minéraux suite à son interaction avec le manteau silicaté d'Europe. La majorité des études obtiennent un modèle de composition de l'océan sous-glaciaire dominé par les ions sulfates SO_4^{2-} et magnésium Mg^{2+} par rapport aux ions chlorures Cl^- (KARGEL et al. 2000, FANALE et al. 2001, ZOLOTOV et al. 2001). Cependant, ZOLOTOV et al. (2001) ont montré que, malgré cette nette prédominance des sulfates ($[\text{SO}_4^{2-}] = 8.744 \times 10^{-2} \text{ mol/kg(H}_2\text{O)}$ contre $[\text{Cl}^-] = 2.087 \times 10^{-2} \text{ mol/kg(H}_2\text{O)}$), la surface pourrait être dominée par les chlorures, et plus particulièrement le MgCl_2 et ses formes hydratés $\text{MgCl}_2.n(\text{H}_2\text{O})$ avec $n = 1, 2, 4, 6$. Cela s'explique par un phénomène de cristallisation fractionnée durant la remontée du fluide. En effet, en remontant à la surface, la température du fluide diminue. Avec des températures de cristallisation plus élevées pour les sels de sulfates ($T_{\text{CaSO}_4.2(\text{H}_2\text{O})} = -0.3^\circ\text{C}$, $T_{\text{Na}_2\text{SO}_4.10(\text{H}_2\text{O})} = -3.5^\circ\text{C}$, $T_{\text{MgSO}_4.12(\text{H}_2\text{O})} = -6.2^\circ\text{C}$, $T_{\text{CaSO}_4.2(\text{H}_2\text{O})} = -0.3^\circ\text{C}$) que pour les sels chlorés ($T_{\text{KCl}} = -29.1^\circ\text{C}$, $T_{\text{NaCl}.2(\text{H}_2\text{O})} = -35.4^\circ\text{C}$, $T_{\text{MgCl}_2.12(\text{H}_2\text{O})} = -36.1^\circ\text{C}$), les premiers sels à se former, en profondeur, sont donc les sulfates, entraînant par effet de levier un appauvrissement du fluide en SO_4^{2-} et un enrichissement en Cl^- au fur et à mesure de sa remontée (figure 84). Avec ce phénomène de cristallisation fractionnée, le modèle de ZOLOTOV et al. (2001) prédit une surface composée à 3% de MgSO_4 pour 97% des sels chlorés (NaCl , CaCl_2 , MgCl_2 , KCl), dont 66% rien que pour le MgCl_2 .

Les chlorates et perchlorates : des espèces secondaires ?

Contrairement aux chlorures, aucun modèle ne prédit une formation endogène pour les chlorates et perchlorates, ce qui est corroborée par la distribution spatiale de ces espèces, complètement décorréées de celle du chlorure (voir sous-section 6.4.5, figures 71 à 73). Toutefois, la présence de chlorure est une condition préalable pour former d'autres espèces chlorées comme les chlorates et perchlorates. Des travaux expérimentaux récents reproduisant l'environnement martien ont montré que des espèces contenant des ClO_3^- et, surtout, du ClO_4^- pouvaient être générés soit comme produits finaux de réactions photo-chimiques (induites par le rayonnement solaire ultraviolet par exemple), soit par oxydation des minéraux contenant du chlore sans impliquer nécessairement la présence de phase aqueuse (KIM et al. 2013, CARRIER et al. 2015, JACKSON et al. 2015). Du fait de l'importante teneur en oxygène du tore de plasma d'Io (HALL et al. 1994, CARLSON et al. 2009) et de la présence de dioxygène sur Europe (SPENCER et al. 2002), l'oxydation de chlorures est hautement probable et devrait former les chlorates et perchlorates. Aussi, dans la mesure où les réactions photo-chimiques ne nécessitent pas une activation thermique, celles-ci devraient avoir lieu à des températures inférieures aux températures martiennes, comme celles existantes à la surface d'Europe. Parce que ces deux types de réactions devraient se produire préférentiellement sur l'hémisphère orbital arrière du fait du tore de plasma d'Io, il est normal d'obtenir une distribution du perchlorate centrée sur l'apex de cet hémisphère (voir sous-section 6.4.5,

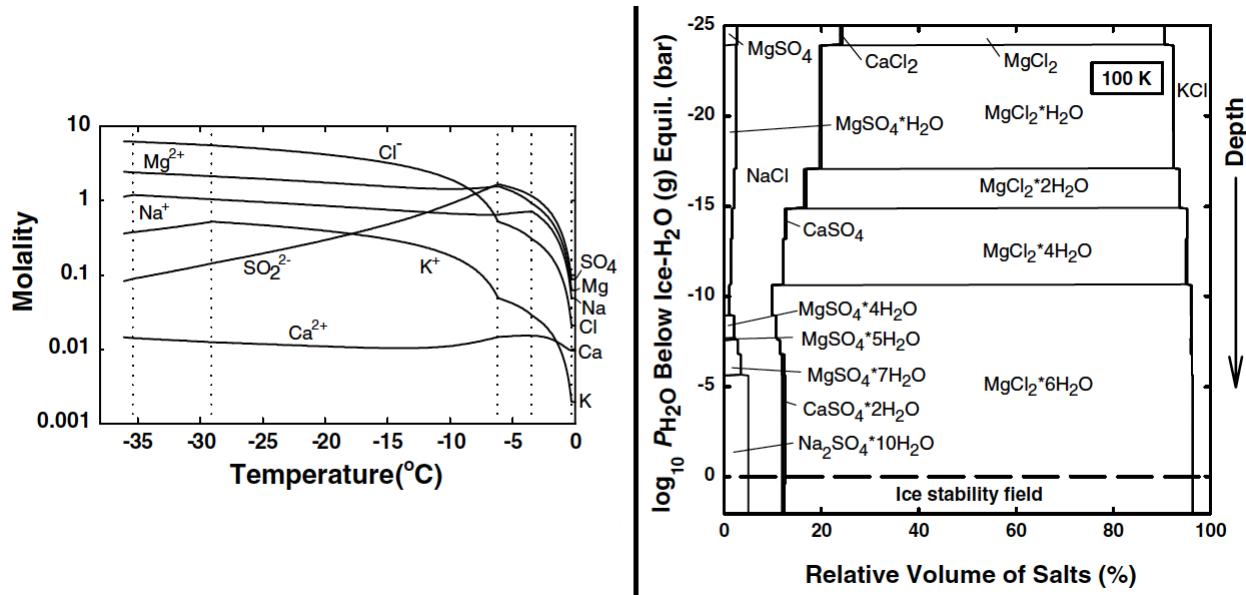


FIGURE 84 – (*Gauche*) Modèle d'évolution de la concentration molaire des différents anions et cations présents dans le fluide remontant à la surface en fonction de la température. On observe une nette rupture de pente du profil de la concentration du SO_4^{2-} et du Cl^- vers -6.2°C , ce qui correspond à la température de cristallisation du $\text{MgSO}_4 \cdot 12(\text{H}_2\text{O})$. En-dessous de -8.5°C , les deux ions les plus fortement concentrés sont Cl^- et Mg^{2+} , permettant ainsi la production importante de MgCl_2 et ses formes hydratés. (*Droite*) Modèle du profil vertical de l'abondance relative des différents sels. Les sels chlorés de magnésium y tiennent une place prépondérante en raison de la cristallisation fractionnée des sels qui dépend de la température. Il est intéressant de remarquer que le niveau d'hydratation diminue au fur et à mesure que l'on se rapproche de la surface, ce qui pourrait expliquer pourquoi notre modèle obtient de meilleurs résultats avec le chlorure $\text{MgCl}_2 \cdot 2(\text{H}_2\text{O})$ plutôt qu'avec les espèces plus hydratées comme le $\text{MgCl}_2 \cdot 4(\text{H}_2\text{O})$ et le $\text{MgCl}_2 \cdot 6(\text{H}_2\text{O})$.

figure 71). La distribution du chlorate, le sel chloré ayant la plus faible abondance moyenne (5.6%), est bien plus difficile à interpréter. Comme déjà évoqué dans le paragraphe dédié à la description de la carte d'abondance du chlorate, cela remet une fois de plus en question la présence de cette espèce à la surface d'Europe.

Partie IV

Les grains cométaires par COSIMA



8 Le contexte de l'étude

8.1 La mission Rosetta

8.1.1 Génèse et développement de la mission

Depuis le remarquable succès de la mission Giotto en 1986, la mission Rosetta est la première mission spatiale de l'*European Space Agency* (ESA) à avoir pour destination un noyau cométaire et son environnement proche. Les comètes étant considérées comme les corps les plus primitifs du système solaire, l'étude in-situ d'un noyau cométaire a pour but de mieux contraindre et comprendre l'origine et la formation de notre système solaire (GLASSMEIER et al. 2007). Ainsi, le nom de la mission fait référence à la « pierre de Rosette », découverte en Egypte (1799 ap. J.-C.), qui permit à Jean-François Champollion (1790–1832 ap. J.-C.) de déchiffrer les hiéroglyphes au début du XIX^{ème} siècle.

A l'origine, l'ESA sélectionne comme mission majeur, « pierre angulaire », une contribution à une mission commune avec la NASA dédiée à un retour d'échantillons d'un noyau cométaire. Cette mission, nommée CNSR (pour « Comet Nucleus Sample Return »), est au départ prévue pour un lancement en 2001 faisant suite à une première mission NASA de rendez-vous cométaire appelée CRAF (pour « Comet Rendez-vous and Asteroid Flyby »). Cependant, Daniel Goldin, administrateur de la NASA nommé début 1992, souhaite redéfinir la programmation NASA sur la base de missions nombreuses et peu coûteuses (approche baptisée « *faster, better, cheaper* »), et décide d'annuler CRAF et par voie de conséquence la participation de la NASA à CNSR. La « pierre angulaire » de l'ESA a alors été redéfinie en tant que mission de rendez-vous cométaire, Rosetta, dédiée à l'étude du noyau et de la matière cométaire. Ainsi, dans cette configuration, la mission ne comprend plus le retour d'échantillons mais envisage de poser deux atterrisseurs : un premier nommé ROLAND (diminutif de « Rosetta Lander ») développé par un consortium européen dirigé par le *Max Planck Institute* et l'agence spatiale allemande (DLR), et un second nommé « Champollion » développé en collaboration par la NASA et l'agence spatiale française (CNES). La mission est validée ainsi en 1993, mais 18 mois plus tard la NASA retire sa participation à Champollion pour des raisons financières et de programmation. Pour ne pas perdre le travail déjà réalisé, le design de l'atterrisseur ROLAND est repensé afin d'y intégrer certains instruments de Champollion. Cette dernière version de l'atterrisseur est baptisée « *Philae* », en référence à l'obélisque de Philae qui permis à Champollion de compléter le déchiffrement des hiéroglyphes.



FIGURE 85 – Vue d'artiste de Rosetta et Philae lors de la descente de ce dernier vers la surface de la comète.

A l'origine, le lancement de la mission était initialement prévu en 2003 et prévoyait un passage à proximité des astéroïdes (140) *Siwa* et (4979) *Otawara* (appartenant à la ceinture principale d'astéroïdes) avant d'atteindre la comète 46P/Wirtanen. Un échec du lanceur Ariane 5 un mois avant le lancement de la sonde empêcha le lancement de la mission à cette date. Le lancement fut effectué avec succès en mars 2004 avec un nouveau schéma de mission : le survol des astéroïdes (2867) *Steins* et (21) *Lutetia* avant la mise en orbite autour de la comète 67P/Churyumov-Gerasimenko en août 2014 (figure 85).

8.1.2 La comète 67P/Churyumov-Gerasimenko

Découverte

La comète 67P/Churyumov-Gerasimenko fut découverte en 1969 par deux astronomes de l'Observatoire astronomique de l'Université de Kiev (Ukraine, ex-URSS), Lim Ivanovych Churyumov (né le 19/02/1937) et Svetlana Ivanova Gerasimenko (née le 23/02/1945). En examinant une plaque photographique d'une zone du ciel du 11 Septembre 1969, les deux astronomes identifièrent un objet cométaire qu'ils supposèrent être la comète 32P/Comas Solà que les astronomes cherchaient à repérer dans cette zone du ciel. Environ 6 semaines plus tard, ils se rendirent compte que la position de l'objet cométaire ne pouvait correspondre à la comète 32P/Comas Solà en raison d'une différence angulaire de 1.8° entre leur observation et celles effectuées par d'autres laboratoires. Un second examen, plus minutieux, permit de mettre en évidence la comète 32P/Comas Solà à l'endroit attendu, prouvant ainsi que l'objet cométaire initialement identifié était une comète encore jamais observée. Concernant la nomenclature, la tradition est de donner le(s) nom(s) du ou des découvreurs de la comète, et depuis 1995 l'Union astronomique désigne les comètes à courte période (dont on a observé plus d'un retour) par un nombre séquentiel (en référence au nombre de découvertes) suivi du préfixe « P/ ». Ainsi, cette comète étant la 67^{ème} comète à courte période à avoir été découverte, cette comète est nommée 67P/Churyumov-Gerasimenko (67P/C-G).

Caractéristiques orbitales

Avec une distance au périhélie (q) et à l'aphélie (q') de respectivement $q = 1.24 U.A.$ et $q' = 5.68 U.A.$ (demi-grand axe $a = 3.46 U.A.$), la comète 67P/C-G est une comète à courte période de la famille de Jupiter. L'angle d'inclinaison (i) de son orbite par rapport au plan de l'écliptique est $\sim 7.04^\circ$ et sa période orbitale (P) de 6.44 ans.

Il est toutefois nécessaire de préciser que ces caractéristiques orbitales ne correspondent qu'à la vérité du moment. En effet, du fait de l'énorme influence gravitationnelle engendrée par Jupiter et des passages répétés de la 67P/C-G à proximité de la géante gazeuse, l'orbite de la comète a été considérablement modifiée au cours du temps (KROLIKOWSKA 2003, LAMY et al. 2007). D'après le modèle de KROLIKOWSKA (2003), un rapprochement à une distance d'environ $0,05 U.A.$ aurait eu lieu en 1959 et entraînant de nombreuses modifications : une période orbitale passant de $P = 8.97 U.A.$ à $P = 6.55 U.A.$, une excentricité (e) augmentant de $e = 0.36$ à $e = 0.63$, une distance au périhélie diminuant de $q = 2.74 U.A.$ à $q = 1.28 U.A.$ et un angle d'inclinaison réduit d'environ 16° ($i \approx 23^\circ$ à $i \approx 7^\circ$). Il est intéressant de noter que la découverte de 67P/C-G intervient justement après la modification de son orbite : avec un périhélie $q = 2.74 U.A.$, 67P/C-G ne devait pas être détectable par les instruments du milieu du XX^{ème} siècle. Par ailleurs, cette évolution orbitale illustre bien l'influence de Jupiter sur

les petits corps du système solaire, et notamment le rôle que la géante gazeuse joue dans le confinement de leurs orbites dans le système solaire interne.

Caractéristiques physiques et dynamiques

Dès son approche de la comète, Rosetta a mis en évidence la caractéristique la plus évidente de 67P/C-G : sa forme bilobée, parfois caricaturée par un canard en plastique et qui a donné naissance à son surnom de « *duck comet* ». Bien que particulière, cette forme de noyau cométaire n'est pourtant pas spécifique à 67P/C-G : en effet, les comètes 103P/Hartley 2 et 8P/Tuttle possèdent elles aussi une forme bilobée (HARMON et al. 2011), et celle-ci est tellement prononcée pour 8P/Tuttle qu'il se pourrait que cette comète soit binaire (HARMON et al. 2010). Les instruments OSIRIS et NAVCAM de l'orbiteur ont permis de mesurer les dimensions de ces deux lobes (figure 86). Le plus grand est de forme oblongue, aplatie, avec les dimensions suivantes : $4.1 \times 3.2 \times 1.3 \text{ km}$. Le second lobe est plus petit et de forme beaucoup plus arrondie, avec les dimensions suivantes : $2.5 \times 2.5 \times 2.0 \text{ km}$. La mise en commun des données des instruments MIRO et OSIRIS a permis d'estimer le volume total de la comète à $21.4 \pm 2.0 \text{ km}^3$. Combiné à une masse d'environ 10^{13} kg (déterminée par l'instrument RSI), cela nous amène à la masse volumique (ρ) suivante : $\rho \approx 470 \pm 45 \text{ kg.m}^{-3}$ (SIERKS et al. 2015). La masse volumique a par la suite été calculée de manière plus précise par différentes méthodes et la valeur obtenue est $\rho \approx 535 \text{ kg.m}^{-3}$ (PREUSKER et al. 2015, PATZOLD et al. 2016, JORDA et al. 2016) . Cette dernière estimation de la masse volumique implique une très grande porosité du noyau, environ 70 – 75% en supposant que le ratio $\frac{[poussières]}{[gaz]}$ (ξ) de 67P/C-G est $\xi = 4 \pm 2$ déterminé par ROTUNDI et al. (2015). L'étude du champ gravitationnel de PATZOLD et al. (2016) a également permis de mettre en évidence l'homogénéité du noyau vis à vis de cette porosité, sauf peut-être en proche surface (moins d'un mètre) où celle-ci pourrait être inférieure à 50 % (LETHUILLIER et al. 2016).

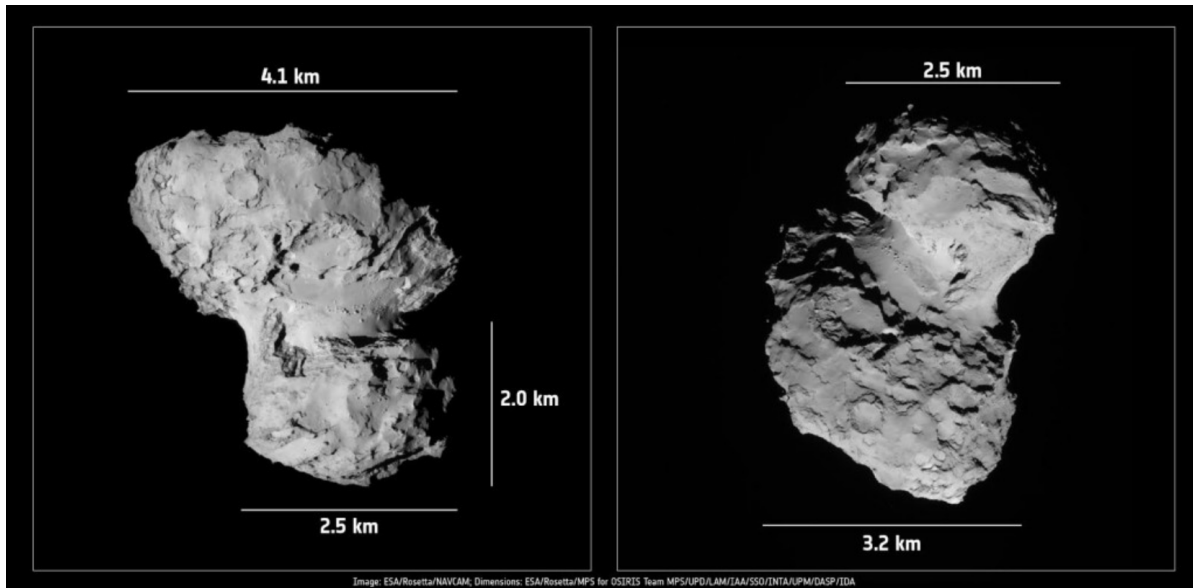


FIGURE 86 – Images de l'instrument NAVCAM de la comète 67P/C-G, prises le 19 Août 2014. Ces images permettent de rendre compte des dimensions des deux lobes de la comète.

D'un point de vue dynamique, la période de rotation de 67P/C-G a pu être déterminée rapidement par photométrie durant la phase d'approche de la comète : celle-ci est de

12.40 *heures* (MOTTOLA et al. 2014). Il est intéressant de noter que cette période de rotation n'est pas exactement la même que celle obtenue par une étude basée sur des observations photométriques et thermiques, faites au sol entre 2004–2007, et qui avait abouti à une période d'environ 12.76 *heures* (LOWRY et al. 2012). Cette différence entre les deux périodes de rotation pourrait être une conséquence de la perte de masse du noyau due à la sublimation de ses composés volatils à l'approche du périhélie.

8.1.3 Objectifs scientifiques

Généraux

L'objectif général de la mission Rosetta est, à travers l'étude d'un noyau cométaire, d'en apprendre un peu plus sur l'origine du système solaire ainsi que sur le rôle des noyaux cométaires dans l'évolution du celui-ci, et tout particulièrement concernant l'apparition de la vie sur Terre. Pour répondre à cet objectif, une grande variété d'études a été imaginée. Ces études ont été menées par la charge utile conséquente de la sonde, à savoir 11 instruments pour l'orbiteur et 10 instruments pour Philae (figure 87). La dualité de la mission Rosetta, caractérisée par la cohabitation d'un orbiteur et de l'atterrisseur Philae, permet la mise en commun d'informations à une échelle globale et aussi locale sur différentes thématiques (SCHWEHM et al. 1999, GLASSMEIER et al. 2007) :

- les propriétés physiques générales du noyau,
- les propriétés dynamiques du noyau,
- la surface du noyau d'un point de vue morphologique et compositionnel,
- la structure interne du noyau,
- les compositions chimique, minéralogique et isotopique des composés volatils et réfractaires du noyau cométaire,
- les propriétés physiques des composés volatils et réfractaires du noyau cométaire,
- le développement et l'évolution de l'activité cométaire et son impact sur la surface et l'environnement proche du noyau,
- l'évolution de l'interaction entre le vent solaire et le dégazage de la comète durant la phase d'approche du périhélie.

Sur les grains en particuliers

Le nombre important d'instruments et la grande diversité des techniques instrumentales utilisées par ceux-ci permet d'obtenir des informations complémentaires sur un même sujet, comme c'est le cas pour les grains cométaires. L'étude des grains cométaires est l'objectif principal de trois instruments à bord de l'orbiteur : COSIMA (P.I. : Martin HILCHENBACH, MPS Lindau, Allemagne), GIADA (P.I. : Alessandra ROTUNDI, INAF, Naples, Italie) et MIDAS (P.I. : Mark BENTLEY, IWF, Graz, Autriche). Ces instruments ont pour but d'étudier les grains cométaires éjectés du noyau du fait de l'activité cométaire. Bien qu'ayant la même thématique générale, ces instruments sont très complémentaires dans la mesure où ils étudient les grains à une échelle différente et par des méthodes différentes. Ainsi, l'objectif de l'instrument MIDAS est d'acquérir, grâce à un microscope à force atomique balayant une surface collectrice, des images 3D et des contraintes sur les propriétés physiques de particules cométaires de taille micrométrique à nanométrique (RIEDLER et al. 2007). A l'aide d'un système de détection laser combiné à un capteur d'impacts, l'objectif de l'instrument GIADA

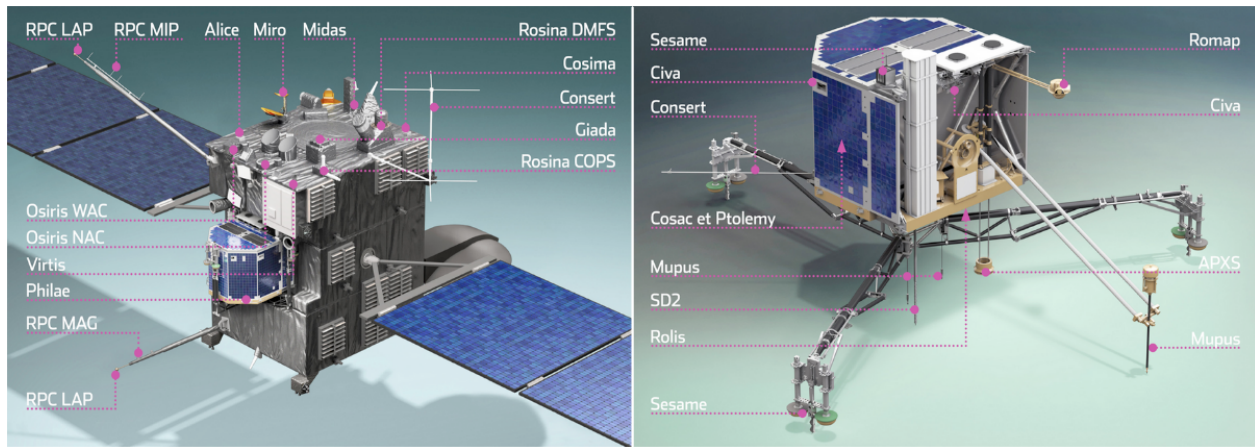


FIGURE 87 – Représentations de l’orbiteur et de Philae mettant en avant la disposition de l’ensemble de la charge utile de la mission Rosetta. A gauche, les instruments embarqués sur l’orbiteur : ALICE (P.I. : Alan STERN, SRI, Boulder, USA), CONSERT (P.I. : Wlodek KOFMAN, LPG, Grenoble, France), COSIMA (P.I. : Martin HILCHENBACH, MPS Lindau, Allemagne), GIADA (P.I. : Alessandra ROTUNDI, INAF, Naples, Italie), MIDAS (P.I. : Mark BENTLEY, IWF, Graz, Autriche), MIRO (P.I. : Sam GULKIS, JPL, Pasadena, USA), OSIRIS (P.I. : Holger SIERKS, MPS Lindau, Allemagne), ROSINA (P.I. : Kathrin ALTWEGG, Universität Bern, Suisse), RPC (P.I. : Hans NILSSON, IRF, Kiruna, Suède) et RSI (P.I. : Martin PÄTZOLD, Universität Köln, Allemagne). A droite les instruments embarqués sur Philae : APXS (P.I. : Göstar KLINGELHÖFER, Universität Mainz, Allemagne), CIVA (P.I. : Jean-Pierre BIBRING, IAS, Orsay, France), CONSERT (P.I. : Wlodek KOFMAN, LPG, Grenoble, France), COSAC (P.I. : Fred GOESMANN, MPS Lindau, Allemagne), MUPUS (P.I. : Tilman SPOHN, DLR Berlin, Allemagne), PTOLEMY (P.I. : Ian WRIGHT, Open University Milton Keynes, UK), ROLIS (P.I. : Stefano MOTTOLA, DLR Berlin, Allemagne), ROMAP (P.I. : Hans-Ulrich AUSTER, IGEP, TU Braunschweig, Allemagne), SD2 (P.I. : Amalia ERCOLI-FINZI, PdM, Milano, Italie) et SESAME (P.I. : Klaus SEIDENSTICKER, DLR Köln, Allemagne).

est de mesurer la vitesse des grains de taille supérieure à $100\ \mu\text{m}$ et la masse des grains de taille supérieure à $1\ \text{mm}$ (COLANGELI et al. 2007, DELLA CORTE et al. 2014). Enfin, COSIMA est en charge de l’investigation de la composition élémentaire et de la morphologie des grains dont la taille est comprise entre une dizaine de micromètres et une quelques millimètres (KISSEL et al. 2007), assurant la transition entre les échelles observées par MIDAS et celles observées par les caméras de *Philae* (quelques millimètres à quelques dizaines de centimètres) puis OSIRIS (quelques dizaines de centimètres jusqu’au kilomètre).

8.2 L’instrument COSIMA

8.2.1 Description générale de l’instrument

COSIMA (Cometary Secondary Ion Mass Analyzer) est un spectromètre de masse d’ions secondaires à temps de vol (TOF-SIMS) permettant la collecte, l’imagerie et l’analyse chimique élémentaire des grains présents dans la coma de 67P/C-G (KISSEL et al. 2007). COSIMA est composé de 5 sous-ensembles essentiels à son fonctionnement (figure 88) :

- 24 jeux de 3 cibles collectrices recouvertes de couches métalliques poreuses,
- un microscope (COSISCOPE) afin d’inspecter les cibles et d’y repérer les grains,
- une source ionique ($^{115}\text{In}^+$) primaire (IPS) à $8\ \text{keV}$,
- un spectromètre de masse (TOF-SIMS),
- une unité mécanique (TMU) permettant de manipuler les cibles collectrices afin de les disposer selon les modes « stockage », « collecte », « observation », ou « analyse chimique ».

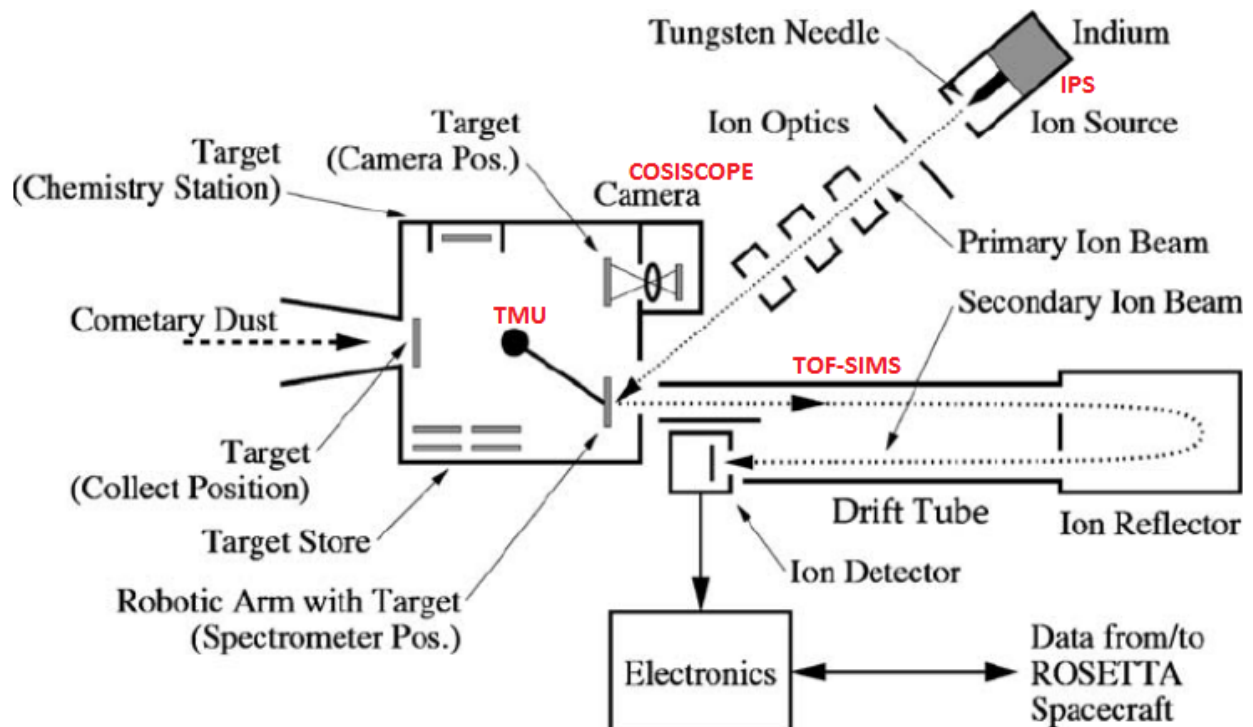


FIGURE 88 – Vue schématique de COSIMA (d’après KISSEL et al. 2007). Les grains cométaires sont collectés en plaçant les cibles en face de l’ouverture à travers la paroi du satellite (à gauche) à l’aide de l’outil de manipulation « *Target Manipulation Unit* ». Les cibles peuvent ensuite être placées devant la caméra ou le canon à ions.

8.2.2 Principe et performance de l’analyse chimique

COSIMA utilise la spectrométrie de masse d’ions secondaires à temps de vol afin d’obtenir des informations sur la chimie élémentaire et moléculaire des grains cométaires collectés. Le principe de cette méthode consiste à bombarder les grains d’une source pulsée d’ions primaires ($^{115}\text{In}^+$) ayant une énergie de 8 keV . L’impact engendré par les tirs du canon à ions entraîne la désorption de composés (atomes ou molécules) présents à l’extrême surface (inférieure au nanomètre) des échantillons, et un certain pourcentage (0.1–10 %) de ces composés vont être ionisés et devenant ainsi des ions dits secondaires. Ces ions secondaires sont ensuite focalisés et accélérés par une même, constante, énergie cinétique dans le tube d’analyse, avant de retomber sur le détecteur ionique qui mesure leur temps de vol (ToF). Le temps de vol des ions suit l’équation suivante :

$$ToF = a \times (m/abs(q))^{\frac{1}{2}} + b$$

avec a une première constante dépendante de la trajectoire du vol et de la tension électrique dans le tube d’analyse, b une seconde constante en lien avec le décalage de la mesure du temps, q la charge électronique de l’ion (dans la plupart des cas $q = -1$ ou $q = 1$), et m la masse de l’ion en unité de masse atomique (KISSEL et al. 2007). Le résultat brut d’une telle analyse correspond à un spectre de masse, grâce auquel il est possible de remonter à la nature chimique des différents composés analysés. De plus, l’intensité des différents pics du spectre de masse apporte des contraintes sur l’abondance relative des différents composés.

Afin d'identifier au mieux l'ensemble des différents composés potentiellement présents à la surface des grains, la couverture et la résolution spectrale de l'instrument ont été optimisées. Ainsi, la gamme de masse s'étend entre 1 et 3500 unité de masse atomique (amu), et la résolution $m/\Delta m > 2000$ (largeur à mi-hauteur) pour $m \approx 100 \text{ amu}$. Cette couverture jusqu'à 3500 amu est intéressante pour la détection de molécules polymères organiques (et inorganiques) comme les protéines. La haute résolution spectrale de l'instrument va quant à elle permettre de différencier les ions possédant le même nombre de nucléons mais avec des masses atomiques très légèrement différentes, comme par exemple la triazine ($\text{C}_3\text{N}_3\text{H}_4^+$, 82.03997 amu) et la pentdienimine (C_5NH_8^+ , 82.06513 amu).

8.2.3 Principe de l'analyse physique

L'analyse physique des grains cométaires est basée exclusivement sur les images des cibles collectrices acquises par la caméra/microscope COSISCOPE. Cette caméra correspond à la contribution de l'IAS à la conception et au développement instrumental COSIMA. Le champ de vue est de dimension $14 \times 14 \text{ mm}^2$, dans lequel une cible de $10 \times 10 \text{ mm}^2$ et une bande d'étalonnage (à gauche de la cible) sont observées. Avec des images composées de $1024 \times 1024 \text{ pixels}$, la résolution de COSISCOPE est d'environ $13.7 \mu\text{m}$. L'objectif prioritaire de COSISCOPE était la détection de grains collectés afin de sélectionner les zones d'analyse. Les modèles prévoyaient des flux très faibles (à partir de quelques particules par semaine) au début de la mission. Afin de maximiser la capacité de détection, un éclairage rasant de 8.7° au niveau du centre du champ de vue (compris entre 5.7° et 18.4° selon l'endroit de la cible et la provenance de l'éclairage) a été sélectionné. L'éclairage provient de deux LEDs appelées M et P et disposées de part et d'autre de la cible (figure 89). Du fait de l'existence d'une bande d'étalonnage à droite de chaque cibles, le centre du champ de vue est décalée d'environ 2 mm vers la droite par rapport au centre des cibles.

Suite à chaque période de collecte, deux images des cibles sont prises : une première avec la LED à droite (P) de la cible, et une seconde avec la LED à gauche (M). Les nouveaux grains sont facilement détectables par comparaison des images avant et après l'exposition au flux de particules cométaires. La combinaison des deux images permet d'obtenir une vue complète des particules présentes sur la cible, procurant ainsi des informations sur leurs dimensions et morphologies, tandis que la longueur de l'ombre projetée des grains (quelle que soit la LED d'où provient l'éclairage) nous renseigne sur leurs hauteurs. Selon la télécommande envoyée à COSIMA, COSISCOPE soustrait ou non une image obtenue avec les deux LEDs éteintes des images obtenues avec l'une des deux LED allumées. Cette approche a été utilisée systématiquement à partir de décembre 2014, car elle améliorerait sensiblement la qualité des images, en particulier pour les cibles collectrices très sombres ayant l'appellation « noir d'or » (voir section 9.1).

Il est très rapidement apparu que le taux de collecte et la taille des particules collectées dépassaient fortement les attentes : dès fin août 2014, moins d'un mois après la mise en orbite, des grains de $200 \mu\text{m}$ à $400 \mu\text{m}$ avaient déjà été collectés, ainsi que des centaines de grains plus petits. Les observations de grains sur un grand nombre de pixels ont permis d'étendre les objectifs de COSISCOPE au delà de la détection vers une détermination de la taille, de la forme et de la structure des grains collectés (LANGEVIN et al. 2016).

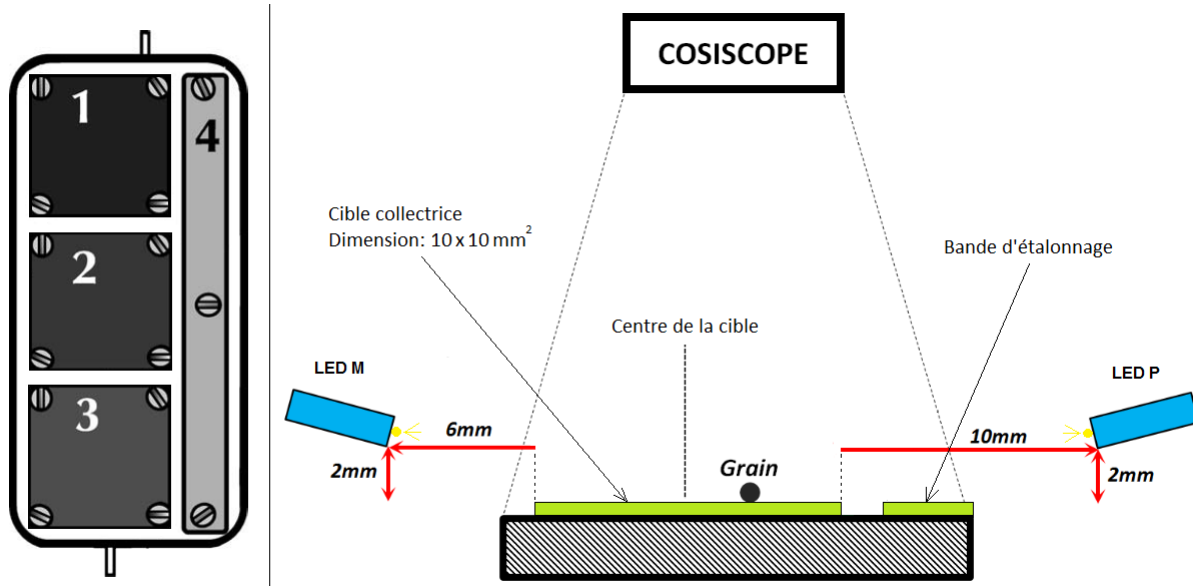


FIGURE 89 – (*Gauche*) Schématisation d'un des 24 jeux de cibles de COSIMA. Il y a trois cibles (n° 1, 2 et 3) et une bande d'étalonnage (n° 4) sur laquelle sont inscrits des codes d'identification et qui comporte des zones de composition connue pour l'étalonnage en vol du spectromètre. Afin d'augmenter les chances de collectes, les trois cibles peuvent avoir un substrat métallique différent. Chaque jeu de cible est référencé par un nombre en hexadécimale, de 0 à FF. (*Droite*) Schéma (sans échelle) de l'illumination d'une cible. Avec un champ de vue de $14 \times 14 \text{ mm}^2$, et des cibles de dimension $10 \times 10 \text{ mm}^2$, les cibles ne peuvent être observées que les unes après les autres.

9 Méthodologie

9.1 Présentation des jeux de cibles étudiés

Afin de permettre une bonne adhésion des grains (dont les modèles prédisaient une vitesse d'impact pouvant atteindre jusqu'à 100 m.s^{-1}), les cibles collectrices sont recouvertes de couches métalliques très poreuses (HORNUNG et al. 2014). Afin de couvrir un large spectre de possibilités quant à la nature et à la dynamique des grains, ces couches métalliques sont d'épaisseur variables et composées de différents métaux : l'or, l'argent, le platine et le palladium. Ces couches métalliques très poreuses furent générées soit par vaporisation de particules de taille nanométrique pour l'or et l'argent, soit par une procédure électrochimique pour le platine et le palladium étant donné le point de fusion très élevé de ces deux métaux (respectivement 2045 K et 1832 K). La vaporisation et le dépôt de particules nanométriques a pour conséquence (1) de rendre la cible très poreuse, mais aussi (2) d'engendrer de multiples diffusions et réflexions du faisceau lumineux provenant de la LED. C'est pour cela que les cibles ont un albédo moyen très faible : inférieur à 0.05.

Dans cette étude, nous avons étudié 6 jeux de cibles différents, soit un total de 18 cibles. La surface de ces cibles est recouverte par des épaisseurs variables d'or et d'argent. La table 10 reprend les différentes caractéristiques des cibles en question.

JEU DE CIBLES	PERIODE D'EXPOSITION	CIBLE	NATURE, EPAISSEUR ET SURFACE DU SUBSTRAT
D0	Du 11/08/2014 au 21/11/2014	1D0	Or, 20-30 μm d'épaisseur, homogène
		2D0	Or, 20-30 μm d'épaisseur, homogène
		3D0	Or + particules d'argent, 20-30 μm d'épaisseur, homogène
CF	Du 16/12/2014 au 03/02/2015	1CF	Or, 8 μm d'épaisseur, homogène
		2CF	Or + particules d'argent, 12 μm d'épaisseur, homogène
		3CF	Or, 20-30 μm d'épaisseur, homogène
C7	Du 14/02/2015 au 28/03/2015	1C7	Argent poli, inhomogène (griffures)
		2C7	Argent, 21 μm d'épaisseur, grossièrement grumeleux
		3C7	Or, 15 μm d'épaisseur, homogène
D1	Du 10/04/2015 au 26/05/2015	1D1	Argent poli, inhomogène (griffures)
		2D1	Or, 13 μm d'épaisseur, homogène
		3D1	Or, 13 μm d'épaisseur, homogène
CD	Du 30/05/2015 au 06/10/2015	1CD	Or, 5-8 μm d'épaisseur, homogène
		2CD	Or, 14 μm d'épaisseur, homogène
		3CD	Or, 20-30 μm d'épaisseur, homogène
D2	Du 11/10/2015 au 07/05/2016	1D2	Or, 8 μm d'épaisseur, homogène
		2D2	Or, 8 μm d'épaisseur, homogène
		3D2	Argent, 21 μm d'épaisseur, finement grumeleux

TABLE 10 – Tableau récapitulatif des différentes caractéristiques des cibles utilisées pour notre étude.

Au moins une image de chaque cible ayant été exposée est acquise après chaque période d'exposition. L'intervalle nominal entre chaque acquisition est de 7 jours mais cet intervalle a parfois été abaissé à moins de 24 heures. Depuis le rendez-vous (juillet 2014), plus de 5000 images (partielles et complètes) des cibles ont été acquises. Au vu de l'énorme quantité d'informations que cela représente, nous avons fait le choix de nous concentrer seulement sur la comparaison entre les images acquises avant la première exposition et celles acquises après la dernière exposition (figures 90 à 95), juste avant de passer au jeu de cible suivant.

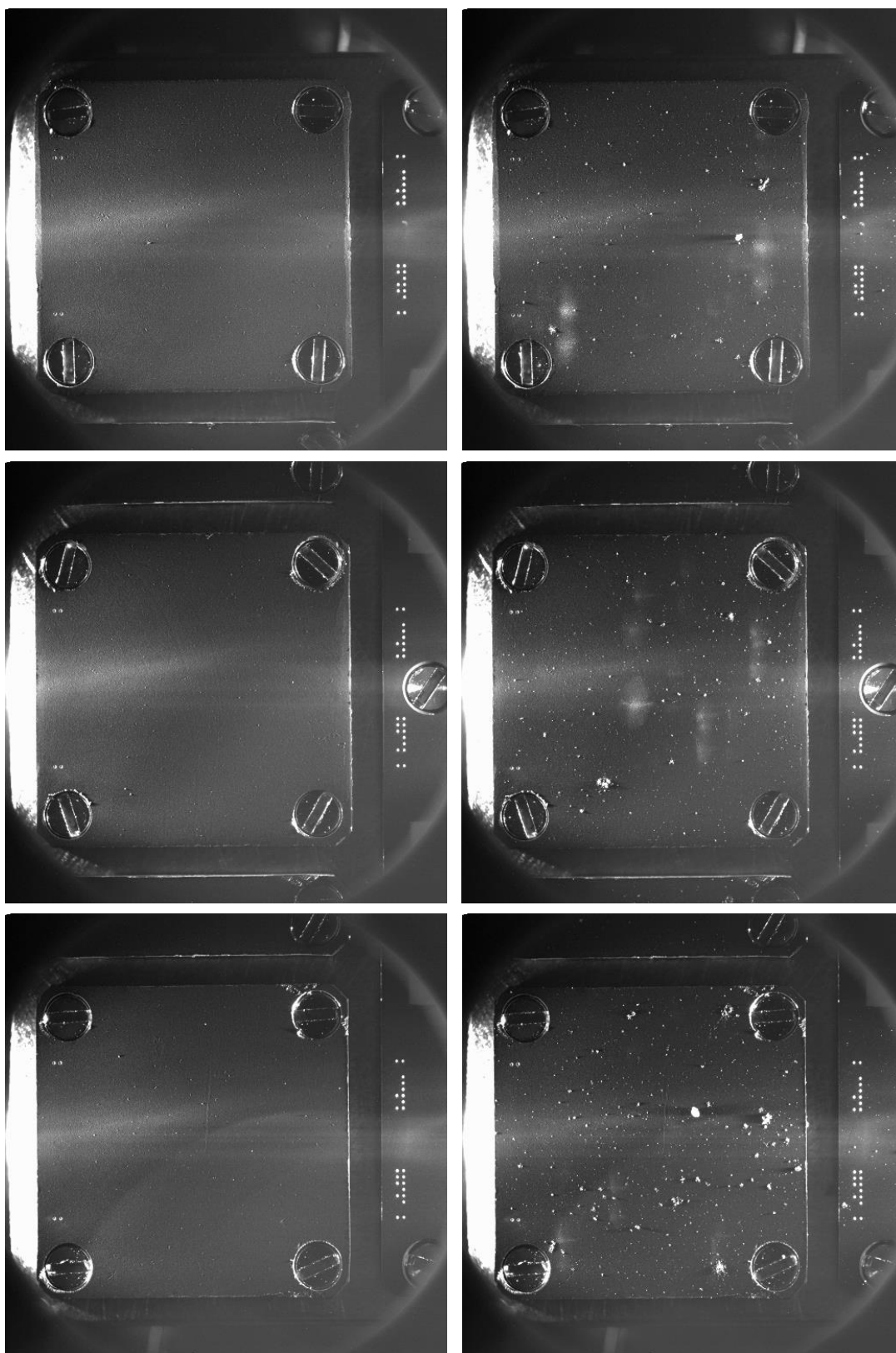


FIGURE 90 – Le jeu de cibles D0. De haut en bas : 1D0, 2D0 et 3D0. A gauche, images prises le 07/08/2014 (avant la première exposition du 11/08/2014). A droite, images prises le 13/12/2014 (après la dernière exposition du 21/11/2014). Les six images correspondent à la somme des images obtenues suite à un éclairage de la LED P puis de la LED M. Le signal d’obscurité, aussi appelé *dark* (voir sous-sous-section 9.2.1 et table 11), n’a été soustrait à aucune d’elles.

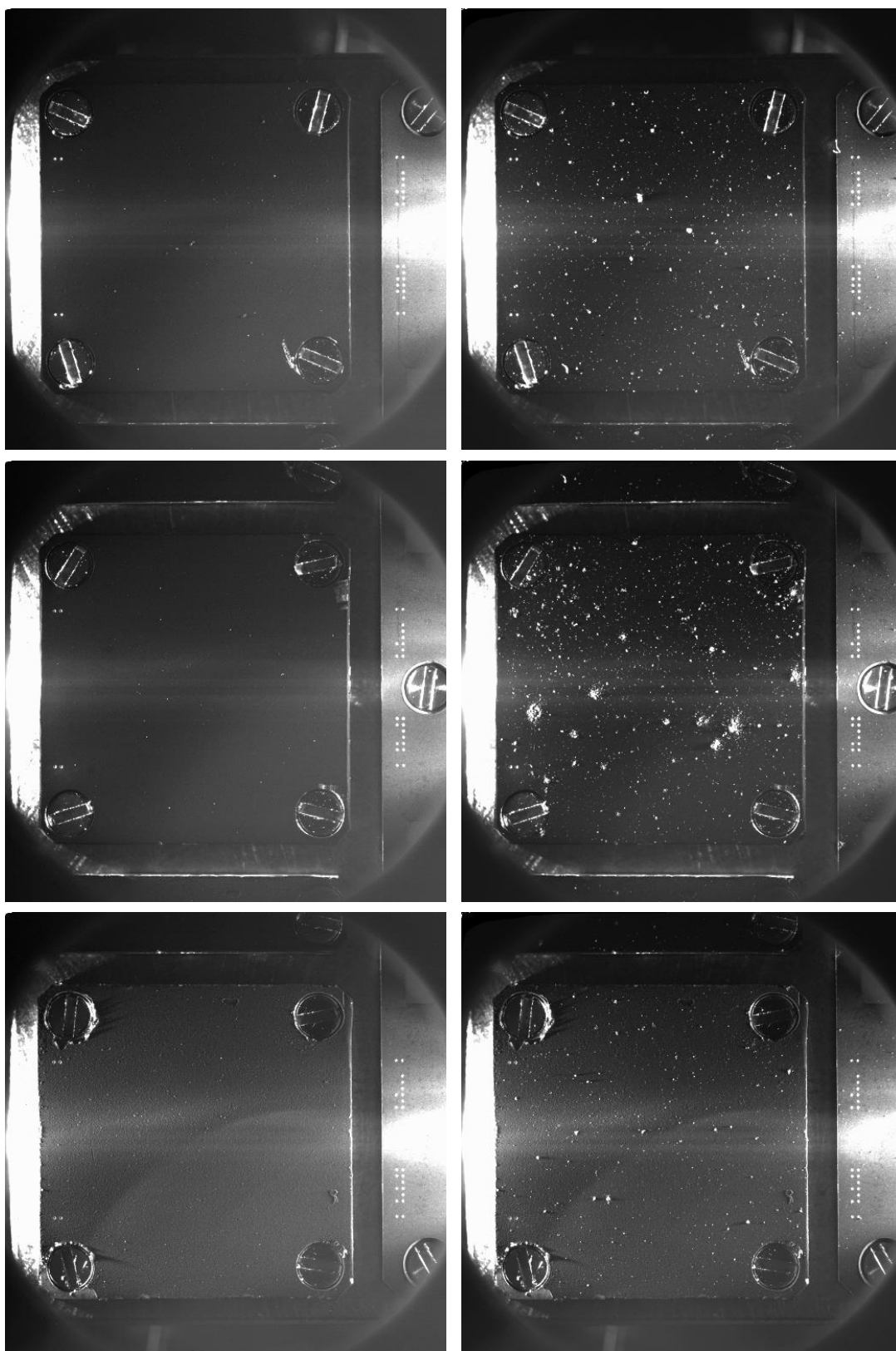


FIGURE 91 – Le jeu de cibles CF. De haut en bas : 1CF, 2CF et 3CF. A gauche, images prises le 16/12/2014 (avant la première exposition du même jour). A droite, images prises le 03/02/2015 (après la dernière exposition du même jour). Les six images correspondent à la somme des images obtenues suite à un éclairage de la LED P puis de la LED M. Le dark a été soustrait aux trois images du 03/02/2015 mais pas à celles du 16/12/2014 (table 11).

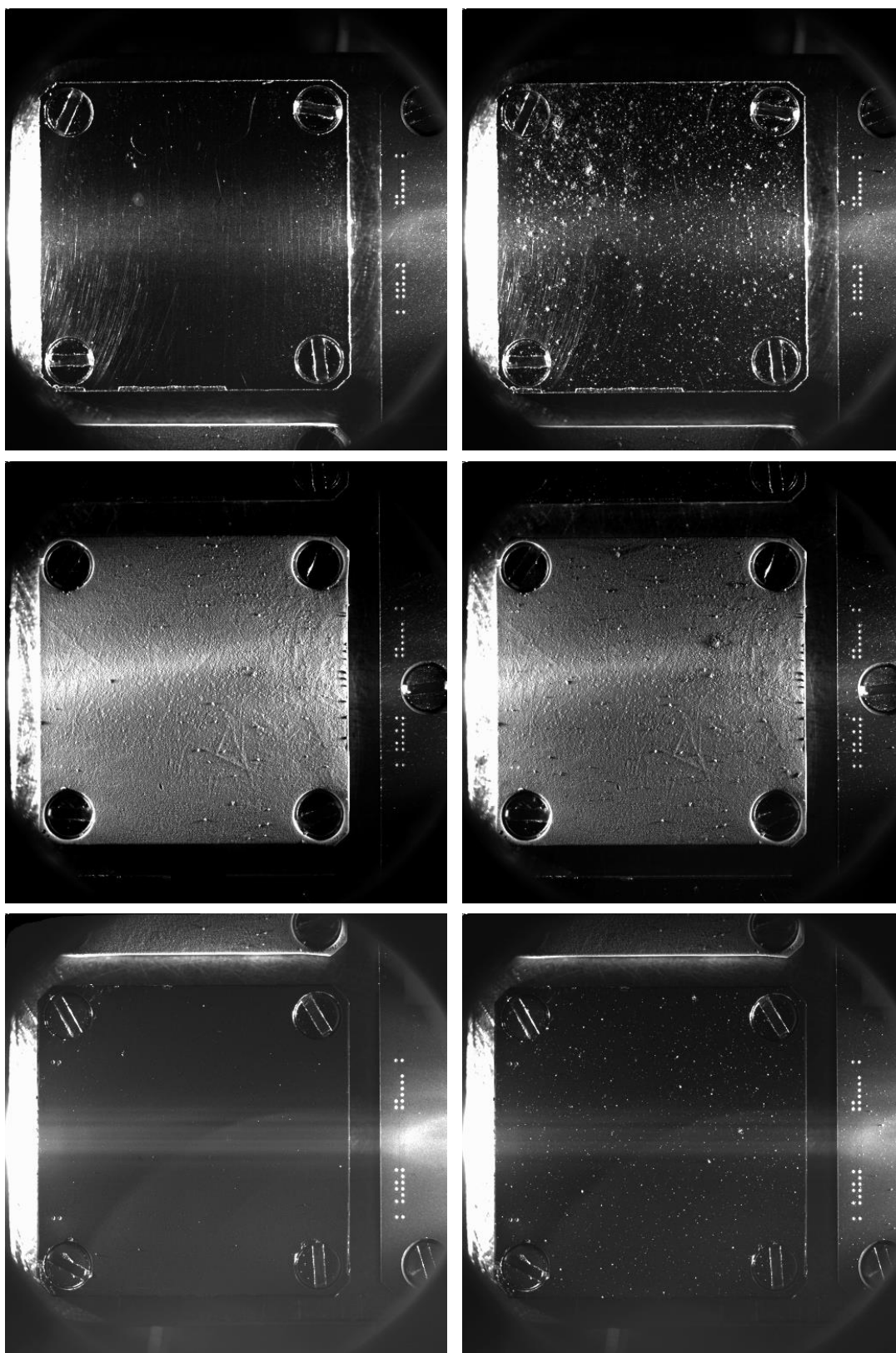


FIGURE 92 – Le jeu de cibles C7. De haut en bas : 1C7, 2C7 et 3C7. A gauche, images prises le 11/02/2015 (avant la première exposition du 14/02/2015). A droite, images prises le 05/06/2015 (10 semaines après la dernière exposition du 28/03/2015 car les images de fin mars n'étaient pas de bonne qualité). Les six images correspondent à la somme des images obtenues suite à un éclairage de la LED P puis de la LED M. Le dark a été soustrait à chacune d'elles (table 11).

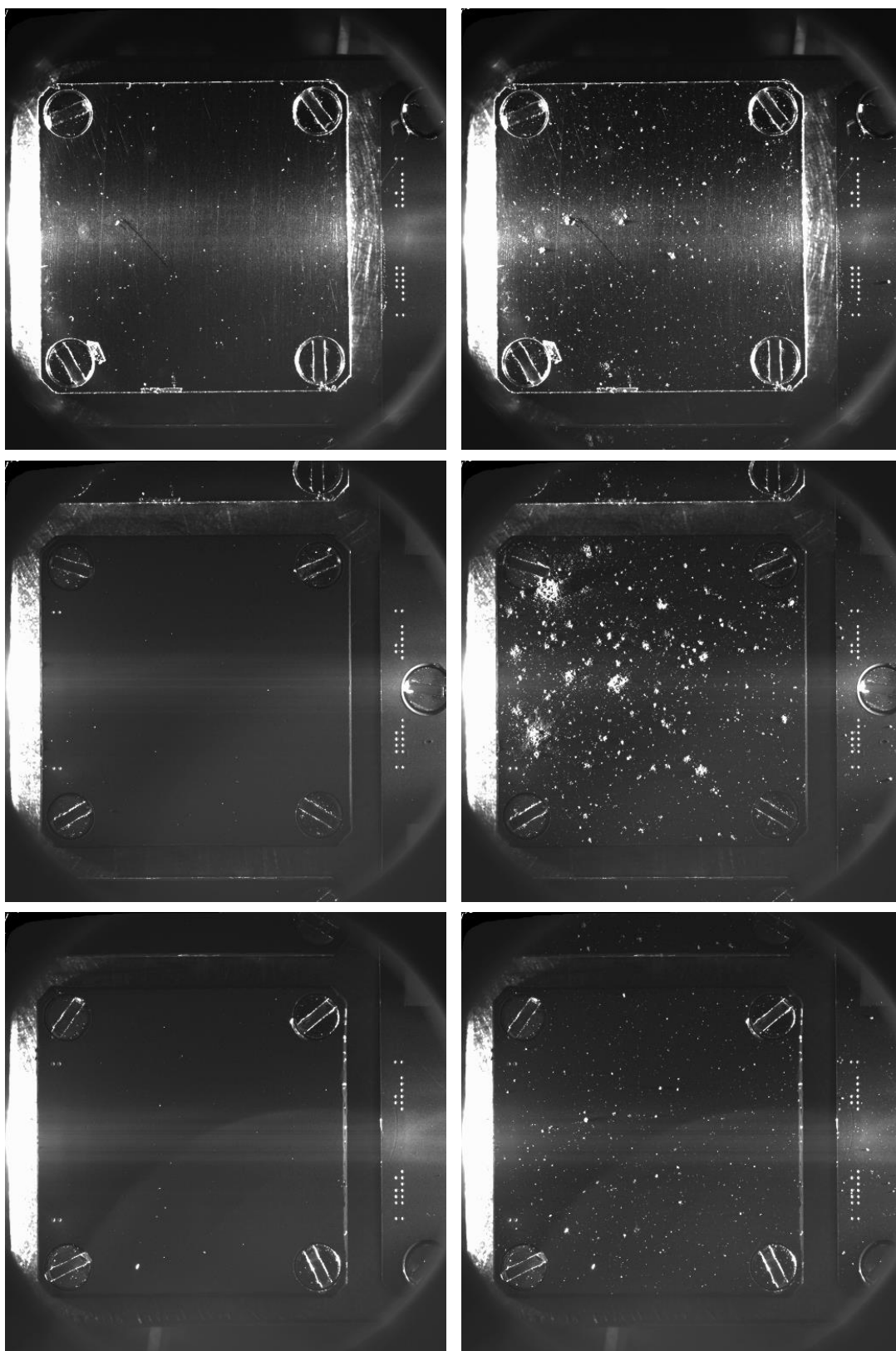


FIGURE 93 – Le jeu de cibles D1. De haut en bas : 1D1, 2D1 et 3D1. A gauche, images prises le 10/04/2015 (avant la première exposition du même jour). A droite, images prises le 26/05/2015 (après la dernière exposition du même jour). Les six images correspondent à la somme des images obtenues suite à un éclairage de la LED P puis de la LED M. Le dark a été soustrait à chacune d’elles (table 11).

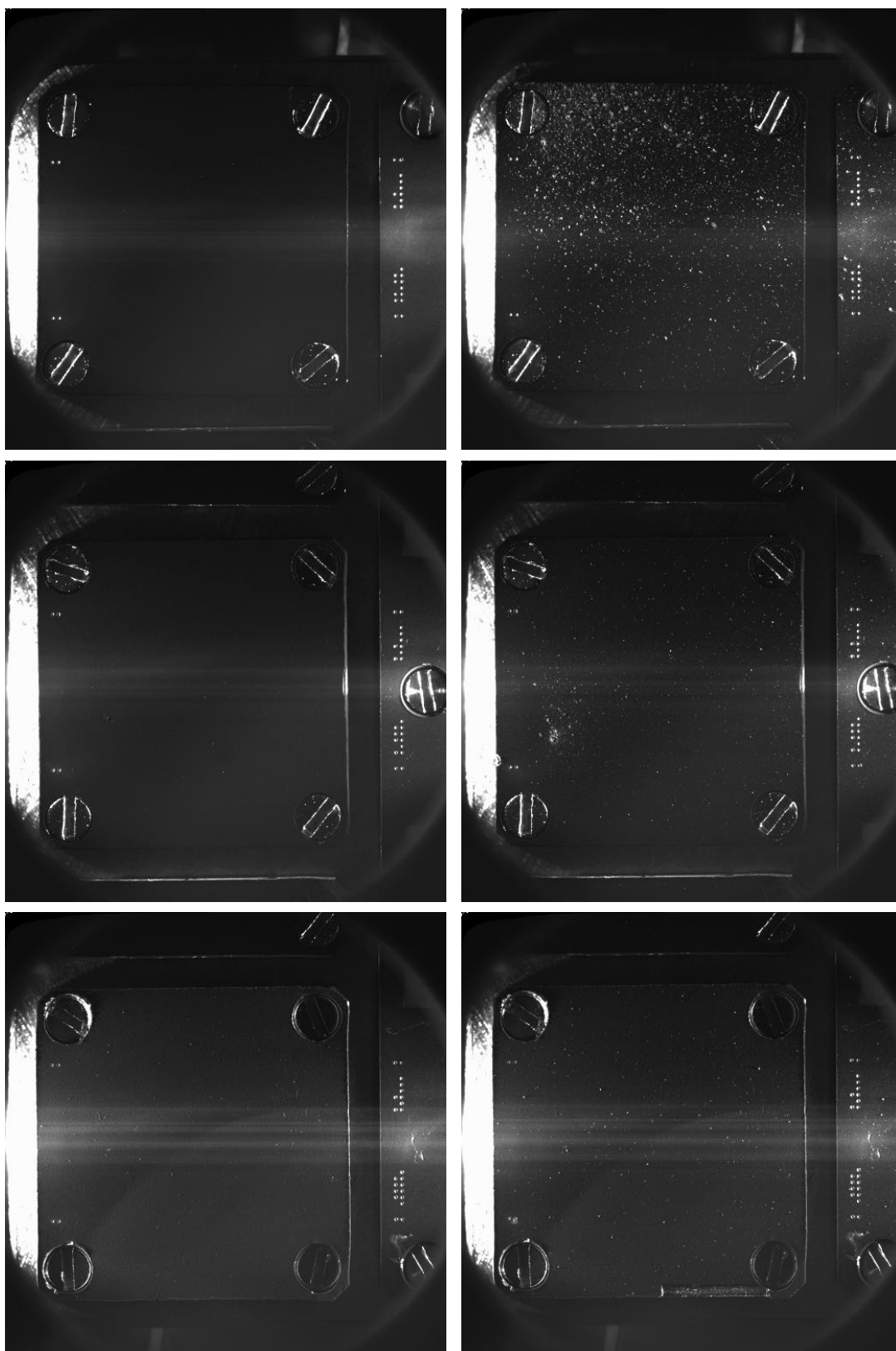


FIGURE 94 – Le jeu de cibles CD. De haut en bas : 1CD, 2CD et 3CD. A gauche, images prises le 27/05/2015 (avant la première exposition du 30/05/2015). A droite, images prises le 07/10/2015 (après la dernière exposition du 06/10/2015). Les six images correspondent à la somme des images obtenues suite à un éclairage de la LED P puis de la LED M. Le dark a été soustrait à chacune d’elles (table 11).

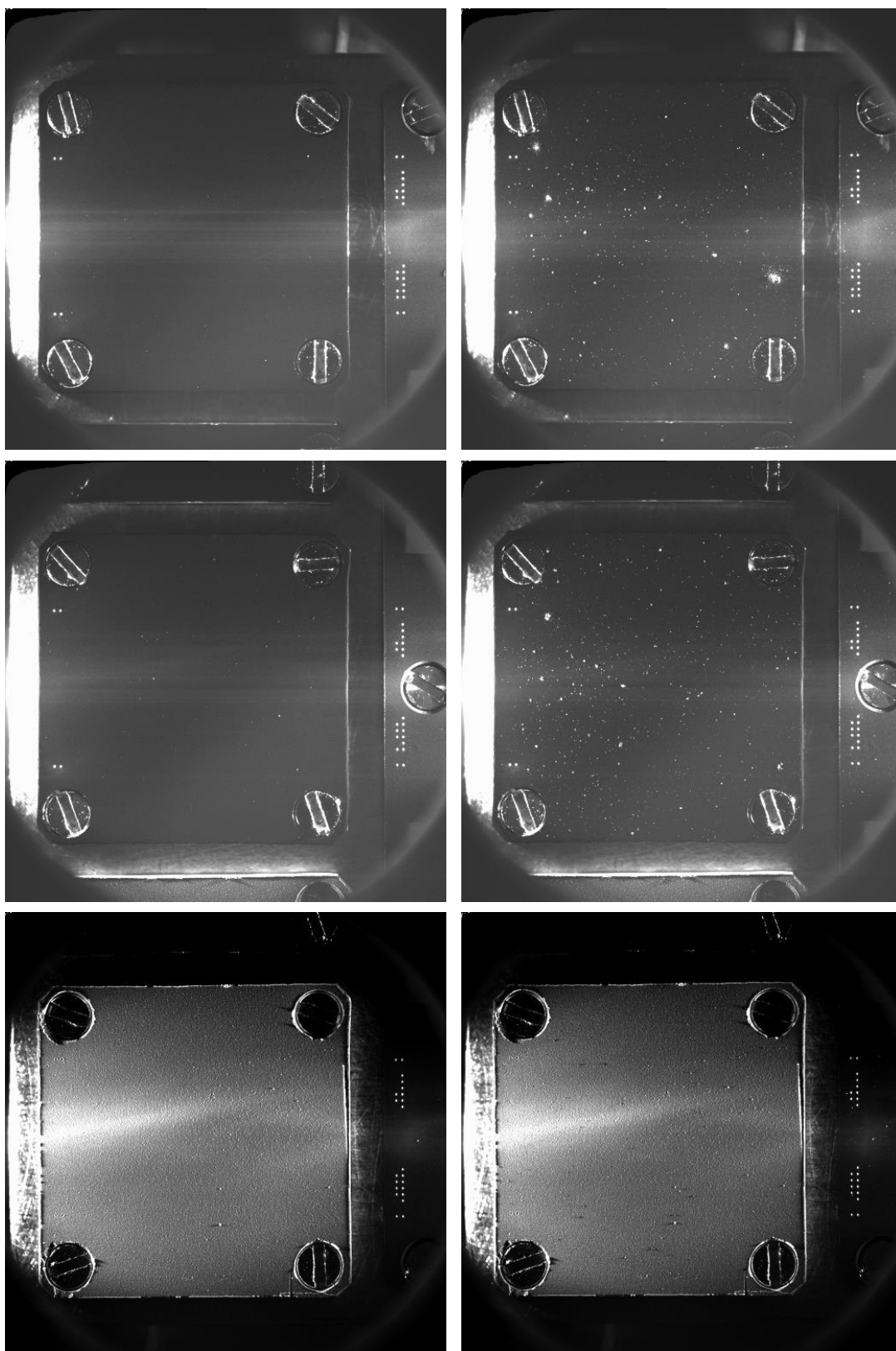


FIGURE 95 – Le jeu de cibles D2. De haut en bas : 1D2, 2D2 et 3D2. A gauche, images prises le 10/10/2015 (avant la première exposition du 11/10/2015). A droite, images prises le 08/05/2016 (après la dernière exposition du 07/05/2016). Les six images correspondent à la somme des images obtenues suite à un éclairage de la LED P puis de la LED M. Le dark a été soustrait à chacune d’elles (table 11).

9.2 Détection automatisée des grains

Suite au grand nombre de grains collectés durant les premières semaines de la mission, il est vite devenu nécessaire de développer une méthode automatisée de détection et de mesure des grains. Cette méthode consiste à diviser les images des cibles acquises après exposition par les images acquises avant exposition. La position et la surface couverte (en pixel) de chaque nouveau grain sont ensuite répertoriées dans une base de données. Dans cette sous-partie, nous expliquerons les différentes étapes nécessaires à ce traitement.

9.2.1 Corrections photométriques

La première étape consiste à normaliser le flux des images étudiées entre elles afin que celles-ci puissent être considérées comme ayant été acquises dans les mêmes conditions. En effet, deux ajustements ont été effectués au cours de la mission : (1) la diminution du temps d'intégration (200 *ms* contre 300 *ms* précédemment) afin de ne pas saturer le détecteur et (2) la soustraction du *dark* (voir sous-section 8.2.3). Ces modifications ayant été faites en janvier 2015, elles concernent les jeux de cibles D0 et CF (table 11).

Cible	1D0		2D0		3D0		1CF		2CF		3CF	
Image : référence, finale	réf.	fin.	réf.	fin.	réf.	fin.	réf.	fin.	réf.	fin.	réf.	fin.
$T_{\text{intégration}}$ (en <i>ms</i>)	300	300	300	300	300	300	300	200	300	200	300	200
Soustraction du <i>Dark</i>	non	non	non	non	non	non	non	oui	non	oui	non	oui

Cible	1C7		2C7		3C7		1D1		2D1		3D1	
Image : référence, finale	réf.	fin.	réf.	fin.	réf.	fin.	réf.	fin.	réf.	fin.	réf.	fin.
$T_{\text{intégration}}$ (en <i>ms</i>)	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200
Soustraction <i>Dark</i>	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui

Cible	1CD		2CD		3CD		1D2		2D2		3D2	
Image : référence, finale	réf.	fin.	réf.	fin.	réf.	fin.	réf.	fin.	réf.	fin.	réf.	fin.
$T_{\text{intégration}}$ (en <i>ms</i>)	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200
Soustraction <i>Dark</i>	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui

TABLE 11 – Caractéristiques d'acquisition des images étudiées (figures 90, 91, 92, 93, 94 et 95). Les images références correspondent aux images des cibles avant la première exposition, les images finales à celles obtenues après la dernière exposition. Les images finales du jeu de cibles CF (en bleu) possèdent des caractéristiques non-nominales (en rouge) par rapport aux images références.

Dans un premier temps, nous avons cherché à caractériser le *dark* afin de réaliser la soustraction de celui-ci pour les images n'en ayant pas bénéficié au cours de leur acquisition. Le jeu de cibles CF est le plus approprié pour caractériser le *dark* car c'est le seul où nous avons des cibles non *dark*-soustraites (les images références) et *dark*-soustraites (les images finales). Ainsi, dans les zones où la collection de grains est nulle ou quasi-nulle, la soustraction des images *dark*-soustraites à celles non *dark*-soustraites permet d'obtenir le résidu de flux correspondant au *dark* de COSISCOPE (figure 96a).

Concernant la correction due à la diminution du temps d'intégration, c'est encore le jeu de cibles CF qui fut utilisé à cause de la dualité des caractéristiques des images. Partant du principe que le comportement du détecteur de COSISCOPE est linéaire, une baisse de 300 *ms* à 200 *ms* devrait en principe correspondre à la diminution d'un tiers du flux reçu. Un histogramme du rapport $R = \frac{\text{Flux images finales}}{\text{Flux images références}} \times 100$ pour les 3 cibles CF a été obtenu pour nous en assurer (figure 96b). Les courbes obtenues correspondent au résultat attendu,

démontrant qu'un simple facteur multiplicatif $f = \frac{T_{\text{intégration finale}}}{T_{\text{intégration référence}}} = 200/300 = 2/3$ appliqué aux images références est suffisant pour les normaliser par rapport aux images finales.

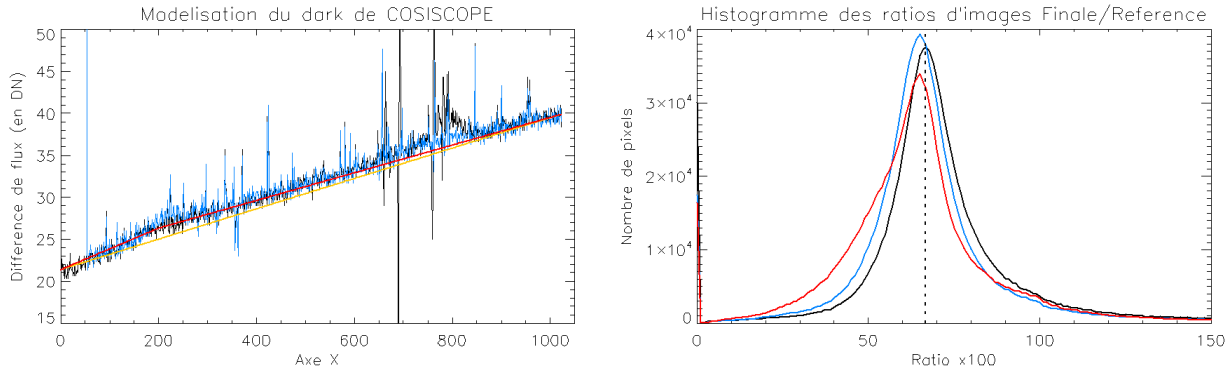


FIGURE 96 – (*Gauche*) Mesure et modélisation du *dark* de COSISCOPE. Le *dark* a été mesuré à partir des images prises avec l'éclairage de la LED M (en noir) et aussi avec l'éclairage de la LED P (en bleu). Le *dark* n'étant pas dépendant de l'éclairage, l'augmentation du *dark* noir (LED M) dans l'intervalle $X \approx [770; 850]$ est produite par des effets dus à la réflexion de la lumière. Considérée dans un premier temps comme linéaire (en jaune), l'évolution du *dark* est mieux modélisée par une droite ayant une rupture de pente pour $X \approx 200$. (*Droite*) Histogramme des ratios d'images 1CF (en noir), 2CF (en bleu) et 3CF (en rouge). Ces ratios ont une distribution quasi-gaussienne avec un pic centré sur $R = \frac{T_{\text{intégration finale}}}{T_{\text{intégration référence}}} \times 100 = \frac{200}{300} \times 100 \approx 66.7$ (pointillé noir), soit la valeur attendue dans le cas idéal d'un détecteur parfaitement linéaire.

9.2.2 Superposition des cibles

Comme nous l'avons vu dans la partie 8.2.1, les cibles sont manipulées par une unité mécanique (TMU). Ces nombreuses manipulations ont parfois pour effet de décaler les cibles de quelques pixels, de sorte qu'un même endroit de la cible peut avoir des coordonnées (en pixel) légèrement différentes selon que l'on étudie l'image référence ou l'image finale. Notre méthode de détection consistant à diviser les images des cibles acquises après exposition par les images acquises avant exposition, la superposition des cibles doit être très précise afin de ne pas faire de fausses détections (c'est à dire prendre les artefacts pour des grains) et d'éviter les erreurs sur la forme (donc la dimension) des grains. Ainsi, chaque cible finale est recalée par rapport à sa cible référence. Pour cela on repère quelques artefacts (si possible facilement reconnaissables) présents sur les images de référence et finale, puis on mesure le décalage en X et Y des coordonnées du pixel avec le flux le plus élevé (figure 97).

9.2.3 Détection des grains

Principe

Une fois les cibles correctement superposées, la détection et la caractérisation des grains collectés sont possibles à partir de rapports d'images. Afin de ne pas sous-estimer les dimensions des grains à cause de leurs ombres projetées, des rapports d'images sont effectués pour les deux éclairages (figure 98a). Après cela, la détermination d'un seuil de détection est primordial (voir paragraphe suivant). La valeur de ce seuil a été déterminée par itérations successives afin que les « cartes de détections » obtenues avec les deux LEDs (figure 98b) correspondent au mieux aux images COSISCOPE. Les deux cartes de détections ainsi obtenues sont additionnées pour n'en former plus qu'une (figure 98c).

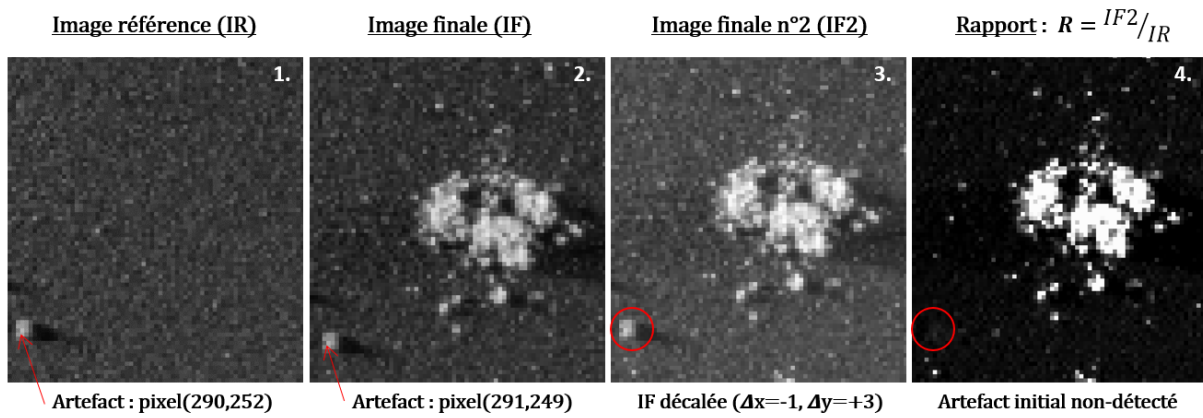


FIGURE 97 – Méthodologie de repositionnement des images finales par rapport aux images références. Cette méthode est efficace pour se soustraire au problème de l’artefact présent initialement sur l’image référence (flèches et cercles rouges). Ainsi, seuls les grains cométaires sont détectés.

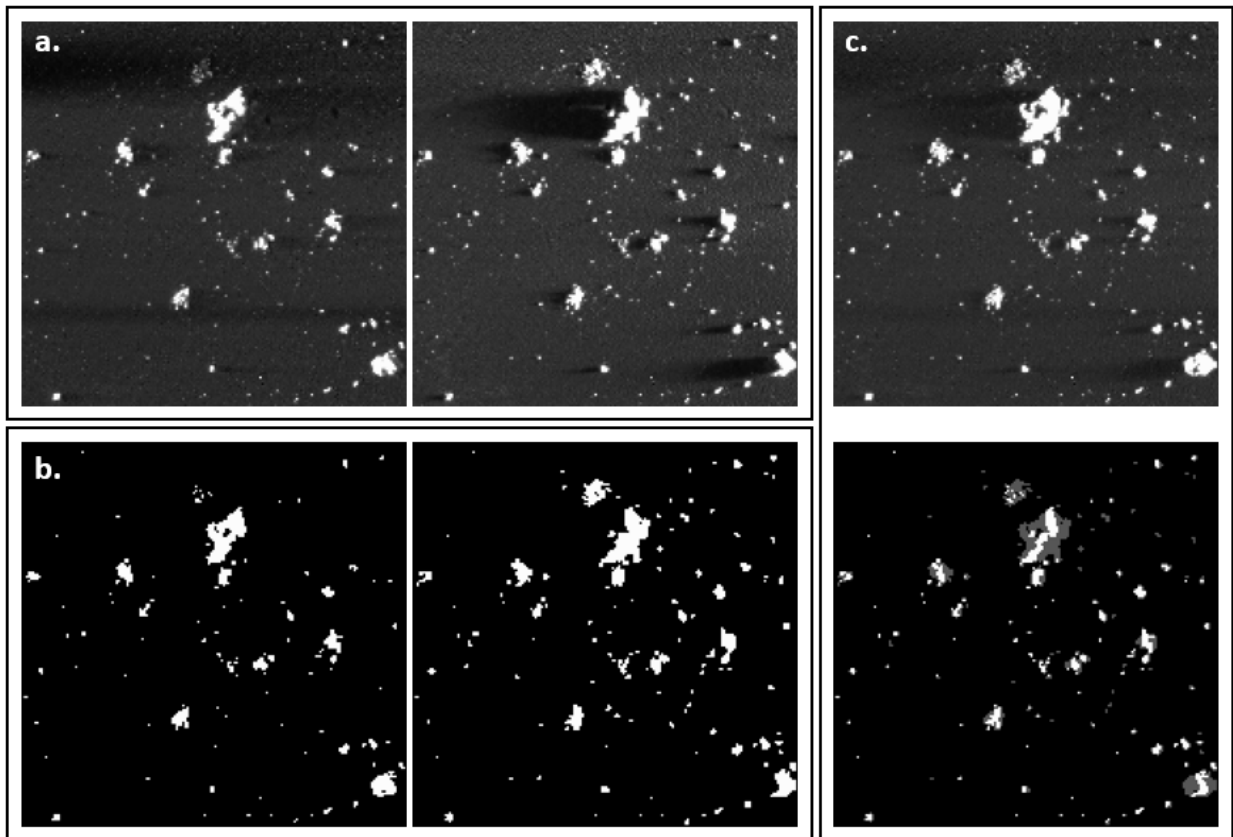
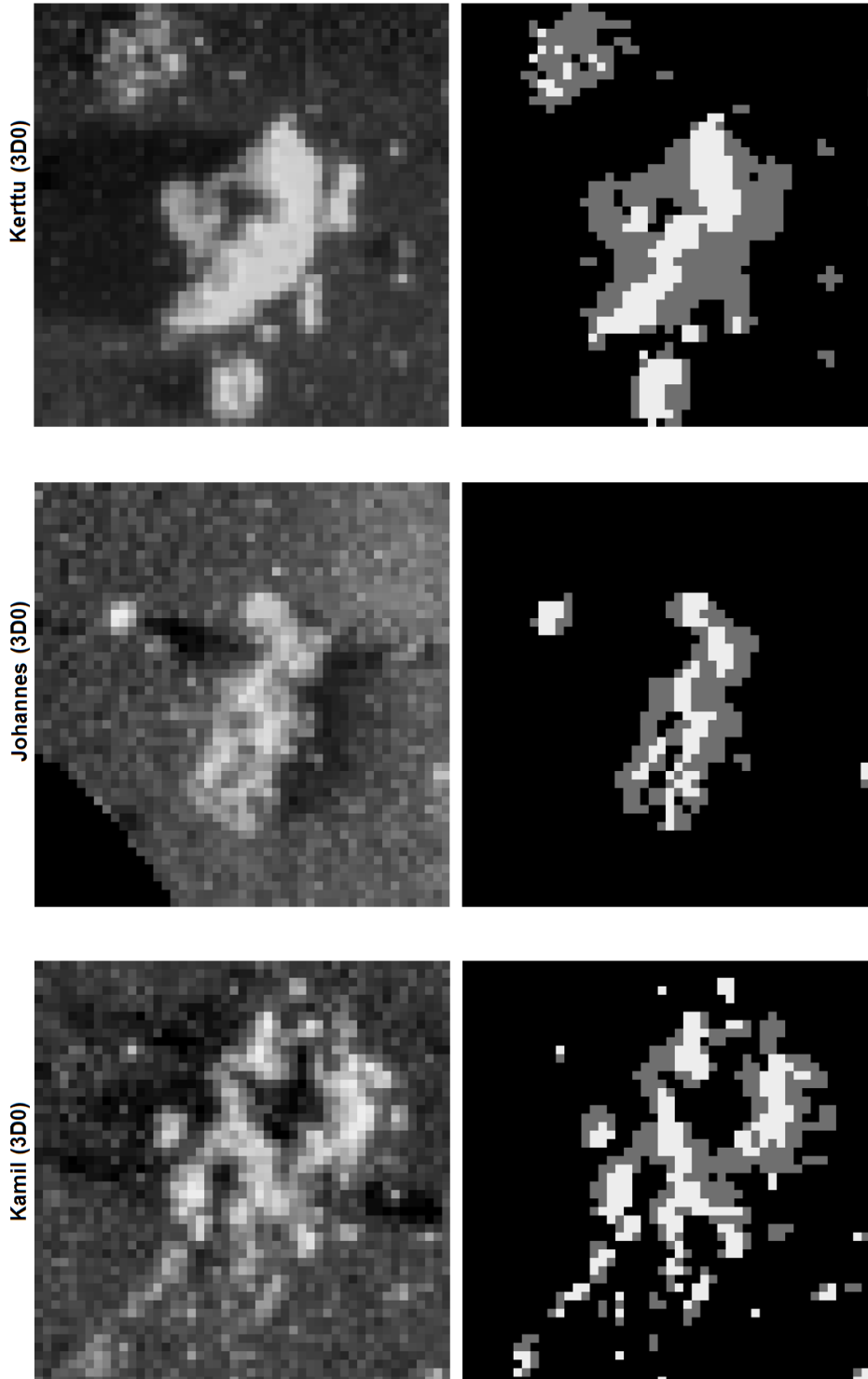


FIGURE 98 – (a) Zooms sur 3D0. L’image de gauche a été acquise avec l’éclairage provenant de la LED M, et celle de droite avec la LED P. (b) Cartes de détections avec la LED M (à gauche) et la LED P (à droite). (c) En haut, somme des deux éclairages. En bas, somme des cartes de détections.

Valeur du seuil de détection

Les multiples itérations effectuées pour déterminer le seuil de détection ont permis de montrer qu’une augmentation de +100 % du flux reproduisait convenablement la structure des grains collectés, sauf dans le cas d’un recouvrement spatialement très étendu (figure 99). Ce seuil de +100 % signifie simplement que, pour être considéré comme appartenant à

un grain, la valeur du flux (en DN) d'un même pixel doit être deux fois plus élevée après qu'avant la collecte. La carte de détection est construite selon trois possibilités : (1) les pixels « positifs » pour une seule LED sont crédités d'une valeur égale à 1, (2) les pixels dont le flux n'a pas doublé quelle que soit la provenance de l'éclairage sont crédités de la valeur 0, et (3) les pixels positifs pour un éclairage provenant de la LED M et de la LED P obtiennent une valeur égale à 2. Ces derniers correspondent au sommet des grains, une information importante dans le but de définir leurs morphologies (voir sous-section 10.3).



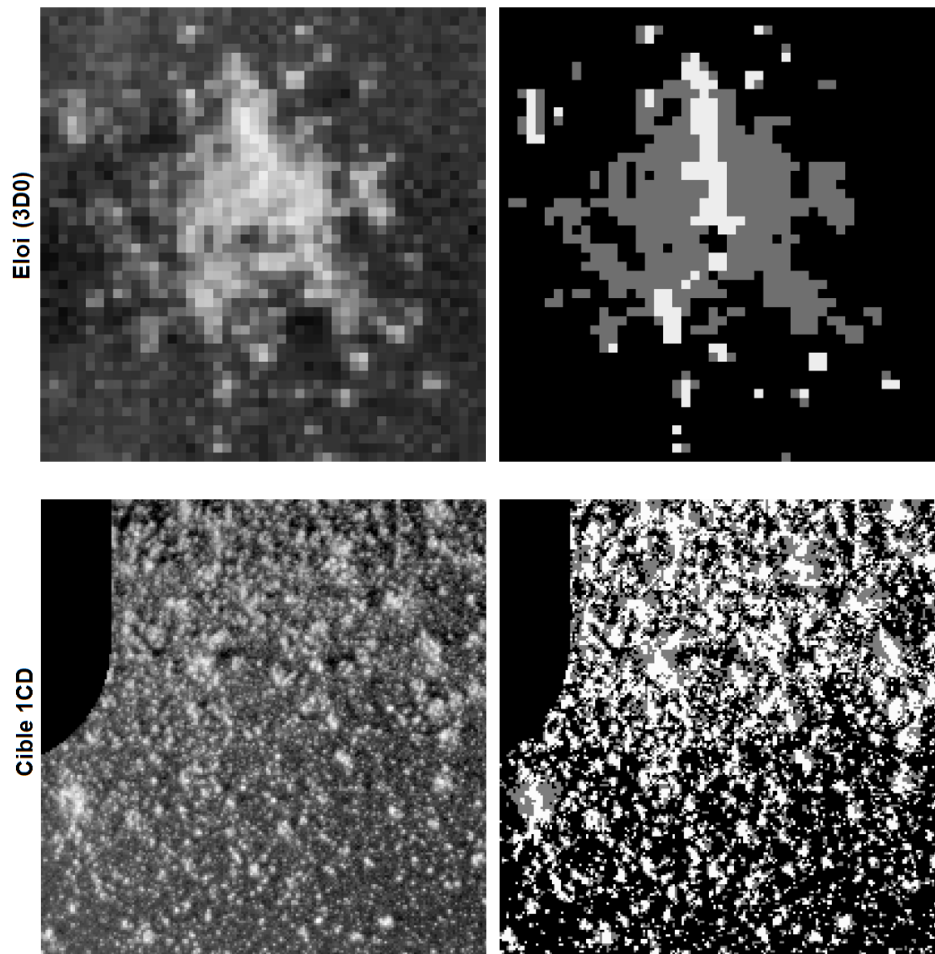


FIGURE 99 – Somme des images M et P de différents grains ou zones de cibles (colonne de gauche) avec les cartes de détections associées (colonne de droite). La morphologie des grains est bien conservée, sauf pour la cible 1CD où la connexité entre les grains ne permet pas de les différencier.

Variabilité du seuil de détection

Cependant, même si la plupart des cartes de détections semblent assez convaincantes, il est compliqué d’affirmer que la structure du grain est parfaitement retranscrite. Certains grains laissent l’impression d’avoir une taille légèrement sous-évaluée ou sur-évaluée. Par conséquent, l’influence du seuil de détection a été étudiée visuellement afin de déterminer quantitativement une gamme de seuils de détection acceptable pour l’ensemble des grains. Cet intervalle servira plus tard pour estimer les barres d’erreurs sur nos résultats concernant (1) le nombre de grains collectés et (2) la taille des grains (voir chapitre 10). Il a ainsi été observé qu’une limite inférieure de +80 % et une limite supérieure de +120 % permettent d’obtenir des résultats qui restent globalement convaincants pour l’ensemble des différentes structures de grains (figure 100). Le seuil à +80 % permet de détecter un nombre plus important de grains de très petites tailles (1–2 pixels) mais, dans le même temps, peut parfois entraîner une surestimation de la surface des grains “poreux” (allant, dans le pire des cas, jusqu’à la connexité de deux grains proches l’un de l’autre) ainsi que la probable détection de faux positifs (voir sous-section 9.2.4). Le seuil de +120 % conserve bien la forme des grains mais la taille des petits grains semble parfois sous-estimée, et pour certains grands grains « poreux » à forme complexe une subdivision peut même apparaître.

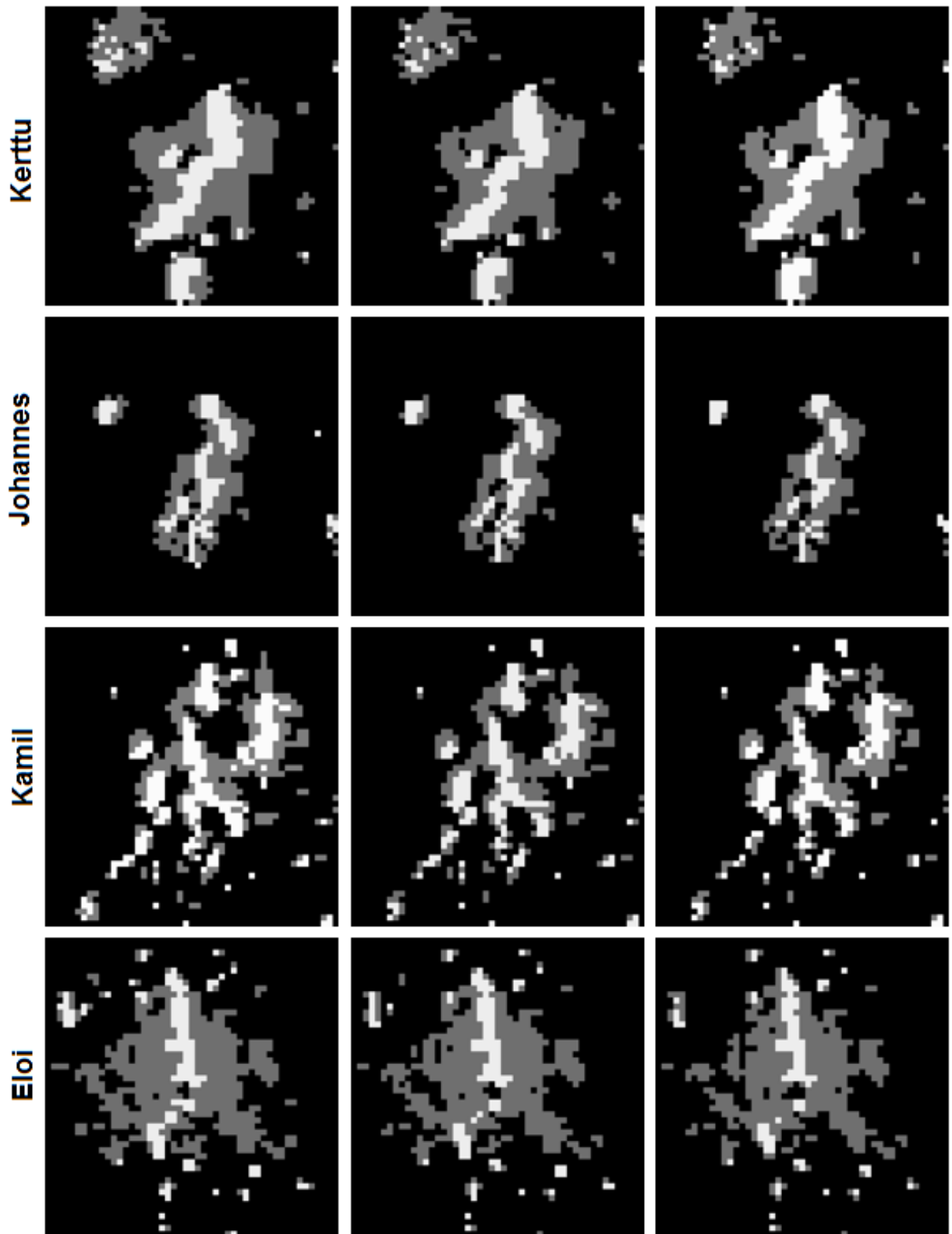


FIGURE 100 – Influence du seuil de détection sur les cartes de détections. De gauche à droite, les colonnes correspondent respectivement à un seuil de +80 %, +100 % et +120 %. La forme reste très similaire pour les grains *Kerttu* et *Johannes*, mais une connexité apparaît pour les grains *Kamil* et *Eloi* avec le seuil à +80 %, tandis que les petites « ramifications » (7–12 pixels) d'*Eloi* deviennent disjointes avec le seuil à +120 %.

9.2.4 Artefacts résiduels et méthodes de minimisation

Malgré l'étape de superposition, certains gros artefacts ne sont pas parfaitement corrigés et engendrent la détection de faux positifs. La principale source de ces erreurs proviennent des quatre vis et des bordures de cibles. La présence de ces faux positifs à ces endroits s'explique par deux choses : (1) les très grandes variations de flux (parfois supérieures à 500 DN) entre pixels voisins et (2) une superposition précise seulement au pixel près. N'ayant pas trouvé de solution simple et efficace à ce problème, nous avons décidé de retirer systématiquement les bordures et les coins des cibles de notre étude (figure 101a), bien que certaines cibles (2CF, 1C7 et 2D1 notamment) présentent parfois un important nombre de grains à ces endroits.

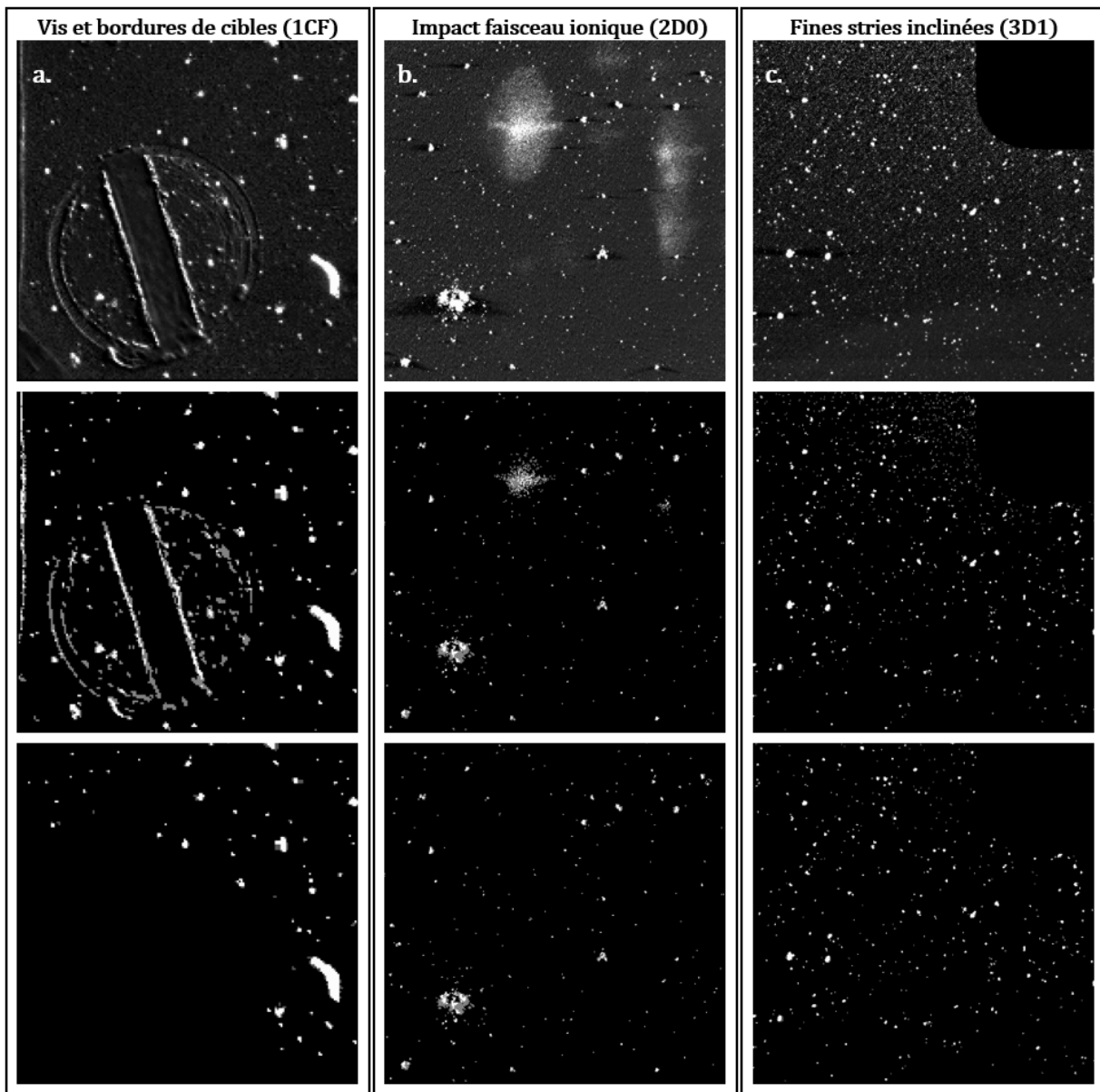


FIGURE 101 – Les trois types d'artefacts identifiés. En première ligne, les rapports d'images pour différentes zones où figure un de ces artefacts. La seconde ligne montre les cartes de détections associées obtenues avant l'application des corrections, et la dernière présente ces mêmes cartes de détections une fois corrigées. L'échelle est linéaire pour l'ensemble des images.

La seconde cause de détections de faux positifs est la source d'ion primaire. En effet, un bombardement prolongé à un même endroit par le faisceau d'ions primaires $^{115}\text{In}^+$ peut engendrer l'apparition de tâches claires et diffuses à la surface des cibles. Ces tâches sont particulièrement visibles pour le jeu de cibles D0, et notamment les cibles 1D0 et 2D0 où certaines tâches atteignent les 50 pixels de diamètre (figure 90). Par chance, les zones concernées par ces tâches étant très pauvres en grains, de simples masques délimités visuellement permettent de résoudre convenablement ce problème (figure 101b).

Enfin, la présence d'un bruit systématique est la dernière cause de détections de faux positifs. Ce bruit se traduit de deux manières : (1) par la détection de faux positifs mono/bi-pixels répartis de manière assez homogène sur la cible, et (2) par la présence de fines stries (une dizaine de pixels) inclinées à 45° pouvant être assez marquées dans le dernier quart supérieur des cibles (figure 101c). Pour réduire le nombre de faux positifs du premier cas, nous avons choisi de conserver seulement les grains mono-pixels détectés simultanément par les deux LEDs. Pour le second cas, bien que le seuil nominal de +100 % (et même +80 %) suffise souvent, le seuil peut être passé à de +140 % dans le dernier quart des cibles. Enfin, pour certaines zones très localisées (à proximité des deux vis supérieures) où l'amplitude du bruit est anormalement grande, le seuil nominal nécessite parfois d'être augmenté jusqu'à +300 %. L'origine de ce type d'artefact n'est pas encore entièrement comprise mais provient vraisemblablement en grande partie du flux très faible de ces zones-là par rapport au reste de la cible (figure 102).

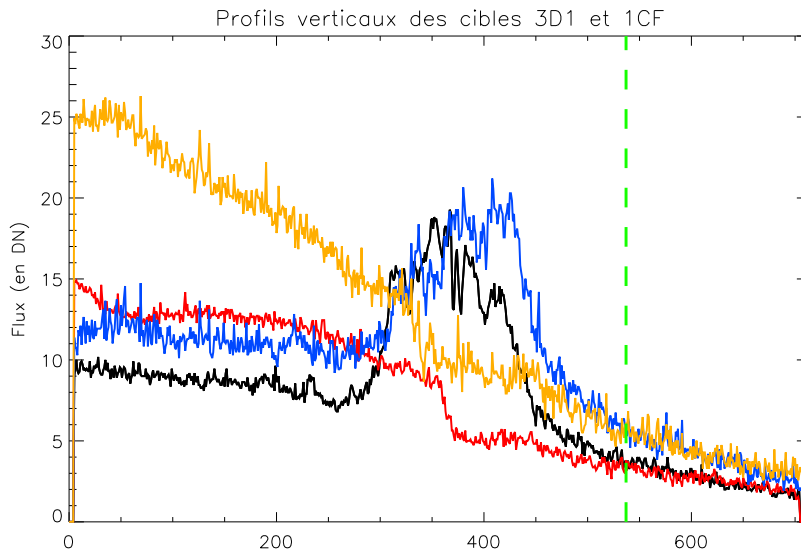


FIGURE 102 – Profils verticaux du flux moyen reçu par une dizaine de colonnes de pixels au centre des cibles 3D1 et 1CF (avant exposition). Le profil noir et le profil rouge correspondent respectivement aux profils obtenus avec l'éclairage provenant (1) de la LED M et (2) de la LED P pour la cible 3D1. Le profil bleu et le profil orange sont les profils obtenus de la même manière pour la cible 1CF à partir de l'éclairage provenant (1) de la LED M et (2) de la LED P. Même si les profils ne sont pas équivalents, dans tous les cas le flux reçu de la cible est compris entre 2 et 7 DN pour le dernier quart des cibles, délimité par la zone se trouvant à droite des pointillés verts. Le bruit moyen du flux sur une dizaine de pixels étant de ~ 1 DN, ce bruit peut facilement être à l'origine de fausses détections dans cette zone des cibles. Le seuil de détection est ainsi légèrement augmenté, afin de se soustraire au moins en partie à ce problème. A noter que les fortes variations entre les lignes 275 à 475, principalement visibles pour les profils obtenus avec l'éclairage de la LED M, sont dues à des effets de réflexion du flux lumineux sur des irrégularités présentes en bordure des cibles.

9.2.5 « Définition » d'un grain et conséquences

La dernière étape de notre méthodologie consiste à définir ce que l'on considère comme étant un grain. Cette étape, qui peut paraître anodine, est primordiale vis à vis des résultats concernant le nombre et à la taille des grains. En effet, il est évident que l'impact d'un grain de grande taille sur une cible collectrice peut être à l'origine d'une multitude de fragments secondaires de taille inférieure. L'exemple le plus probant de cette fragmentation étant en haut de la cible 1CD (figure 99). Cependant, principalement pour des raisons de simplicité, il a été choisi de considérer chaque groupe de pixels spatialement cohérent, c'est à dire séparé de tout autre groupe de pixels d'au moins un pixel directement adjacent et en diagonale, comme une entité indépendante. Le terme « particule(s) » sera par la suite utilisé pour qualifier de telle(s) entité(s), pouvant donc désigner soit un grain entier, soit un fragment d'un grain « parent ». En faisant ce choix, notre étude ne porte donc pas exclusivement sur les caractéristiques physiques des grains cométaires présents dans l'environnement proche du noyau, mais concerne aussi les caractéristiques physiques des sous-structures qui les composent.

10 Résultats et interprétations

10.1 Cartes de détections et premiers résultats

	1D0	2D0	3D0	Jeu D0 complet
Nombre ($N_{fragm.}$)	712 $^{+217}_{-130}$ particules	793 $^{+157}_{-83}$ fragments	1110 $^{+166}_{-111}$ fragments	2615 $^{+540}_{-324}$ fragments
Surf. max (S_{max})	248 $^{+10}_{-15}$ pixels	496 $^{+49}_{-42}$ pixels	504 $^{+49}_{-57}$ pixels	504 $^{+49}_{-57}$ pixels
$N_{S \geq 50 pixels}$ (N')	4 $^{+1}_{-0}$ fragments	11 $^{+0}_{-2}$ fragments	26 $^{+1}_{-3}$ fragments	41 $^{+2}_{-5}$ fragments
% cible couverte	0.7 < 0.8 < 1.0 %	0.9 < 1.0 < 1.2 %	1.8 < 2.0 < 2.2 %	1.1 < 1.3 < 1.5 %
	1CF	2CF	3CF	Jeu CF complet
Nombre ($N_{fragm.}$)	2362 $^{+484}_{-308}$ particules	2846 $^{+351}_{-305}$ fragments	728 $^{+143}_{-94}$ fragments	5936 $^{+976}_{-707}$ fragments
Surf. max (S_{max})	319 $^{+30}_{-11}$ pixels	1087 $^{+122}_{-63}$ pixels	127 $^{+8}_{-6}$ pixels	1087 $^{+122}_{-63}$ pixels
$N_{S \geq 50 pixels}$ (N')	22 $^{+4}_{-1}$ fragments	50 $^{+2}_{-6}$ fragments	7 $^{+0}_{-2}$ fragments	79 $^{+6}_{-9}$ fragments
% cible couverte	2.2 < 2.6 < 3.2 %	4.1 < 4.5 < 5.1 %	0.7 < 0.8 < 0.9 %	2.3 < 2.6 < 3.1 %
	1C7	2C7	3C7	Jeu C7 complet
Nombre ($N_{fragm.}$)	6496 $^{+405}_{-461}$ particules	457 $^{+159}_{-90}$ fragments	2068 $^{+334}_{-308}$ fragments	9021 $^{+898}_{-859}$ fragments
Surf. max (S_{max})	3786 $^{+1826}_{-851}$ pixels	74 $^{+9}_{-5}$ pixels	138 $^{+3}_{-3}$ pixels	3786 $^{+1826}_{-851}$ pixels
$N_{S \geq 50 pixels}$ (N')	137 $^{+20}_{-2}$ fragments	3 $^{+1}_{-1}$ fragments	2 $^{+0}_{-0}$ fragments	142 $^{+21}_{-4}$ fragments
% cible couverte	11.1 < 12.7 < 14.6 %	0.4 < 0.5 < 0.6 %	1.3 < 1.6 < 1.9 %	4.3 < 4.9 < 5.7 %
	1D1	2D1	3D1	Jeu D1 complet
Nombre ($N_{fragm.}$)	2361 $^{+355}_{-302}$ particules	3503 $^{+298}_{-345}$ fragments	1365 $^{+207}_{-198}$ fragments	7229 $^{+860}_{-845}$ fragments
Surf. max (S_{max})	344 $^{+45}_{-101}$ pixels	3919 $^{+337}_{-405}$ pixels	140 $^{+17}_{-12}$ pixels	3919 $^{+337}_{-405}$ pixels
$N_{S \geq 50 pixels}$ (N')	21 $^{+2}_{-5}$ fragments	108 $^{+9}_{-7}$ fragments	9 $^{+2}_{-2}$ fragments	138 $^{+13}_{-14}$ fragments
% cible couverte	2.3 < 2.6 < 3.1 %	8.7 < 9.6 < 10.4 %	1.3 < 1.5 < 1.7 %	4.1 < 4.6 < 5.1 %
	1CD	2CD	3CD	Jeu CD complet
Nombre ($N_{fragm.}$)	5546 $^{+575}_{-496}$ particules	1407 $^{+292}_{-299}$ fragments	439 $^{+124}_{-96}$ fragments	7392 $^{+891}_{-891}$ fragments
Surf. max (S_{max})	4041 $^{+3977}_{-2818}$ pixels	704 $^{+92}_{-146}$ pixels	84 $^{+8}_{-10}$ pixels	4041 $^{+3977}_{-2818}$ pixels
$N_{S \geq 50 pixels}$ (N')	116 $^{+0}_{-29}$ fragments	4 $^{+0}_{-1}$ fragments	1 $^{+0}_{-0}$ fragment	121 $^{+0}_{-30}$ fragments
% cible couverte	10.4 < 12.2 < 13.7 %	0.9 < 1.1 < 1.3 %	0.3 < 0.4 < 0.5 %	3.9 < 4.6 < 5.2 %
	1D2	2D2	3D2	Jeu D2 complet
Nombre ($N_{fragm.}$)	1156 $^{+191}_{-250}$ particules	1294 $^{+235}_{-222}$ fragments	113 $^{+167}_{-45}$ fragments	2563 $^{+593}_{-517}$ fragments
Surf. max (S_{max})	630 $^{+58}_{-80}$ pixels	249 $^{+43}_{-13}$ pixels	10 $^{+11}_{-1}$ pixels	630 $^{+58}_{-80}$ pixels
$N_{S \geq 50 pixels}$	8 $^{+0}_{-0}$ fragments	7 $^{+0}_{-0}$ fragments	0 $^{+0}_{-0}$ fragment	15 $^{+0}_{-0}$ fragments
% cible couverte	1.0 < 1.2 < 1.4 %	1.0 < 1.2 < 1.4 %	0.0 < 0.1 < 0.2 %	0.7 < 0.8 < 1.0 %

Le premier résultat important concerne le nombre de particules : sur l'ensemble des 18 cibles, environ 35000 particules d'au moins 10 μm ont été collectées durant les 21 premiers mois de la mission, 536 $^{+42}_{-62}$ d'entre elles ont une surface supérieure à 50 pixels ($\approx 0.01 mm^2$, correspondant à une particule couvrant $100 \times 100 \mu m$). Ce taux de collection est largement supérieur à celui prévu par les modèles, à savoir quelques particules par mois. L'ensemble des particules couvre une surface totale d'environ 0.46 cm^2 (presque la moitié d'une cible), et les particules de surface $S \geq 50$ pixels représentent $\sim 37\%$ de cette couverture. Les cartes de détections associées à chaque cible sont présentées dans les figures 103 à 108. La plus grande particule collectée possède une surface supérieure à 4000 pixels ($\approx 0.75 mm^2$), mais la grande barre d'erreur (aussi bien positive que négative) associée à sa taille indique qu'il s'agit d'un agglomérat de plusieurs fragments, provenant d'un même grain parent, trop proches les uns des autres pour pouvoir être différenciés. Il s'agit de l'agglomérat de la cible 1CD (figure 107), dont le coin supérieur gauche a été recouvert par une multitude de fragments provenant d'un grain dont la fragmentation aurait eu lieu au moment ou peu de temps avant l'impact.

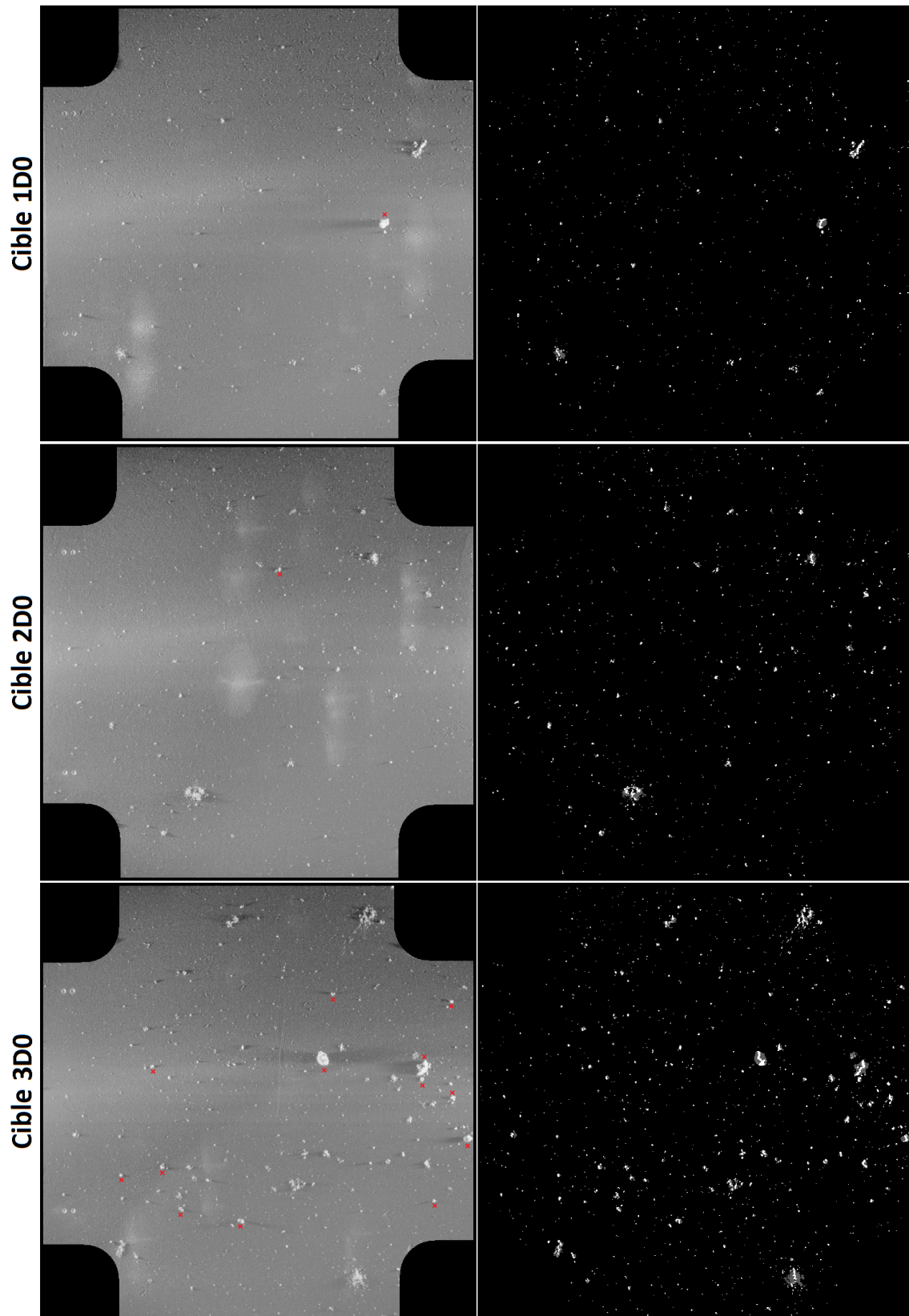


FIGURE 103 – (*Gauche*) Surfaces analysées des cibles D0. Le flux est en échelle logarithmique. Les flèches rouges représentent les particules compactes ayant une surface supérieure ou égale à 25 pixels. (*Droite*) Cartes de détections associées à ces cibles.

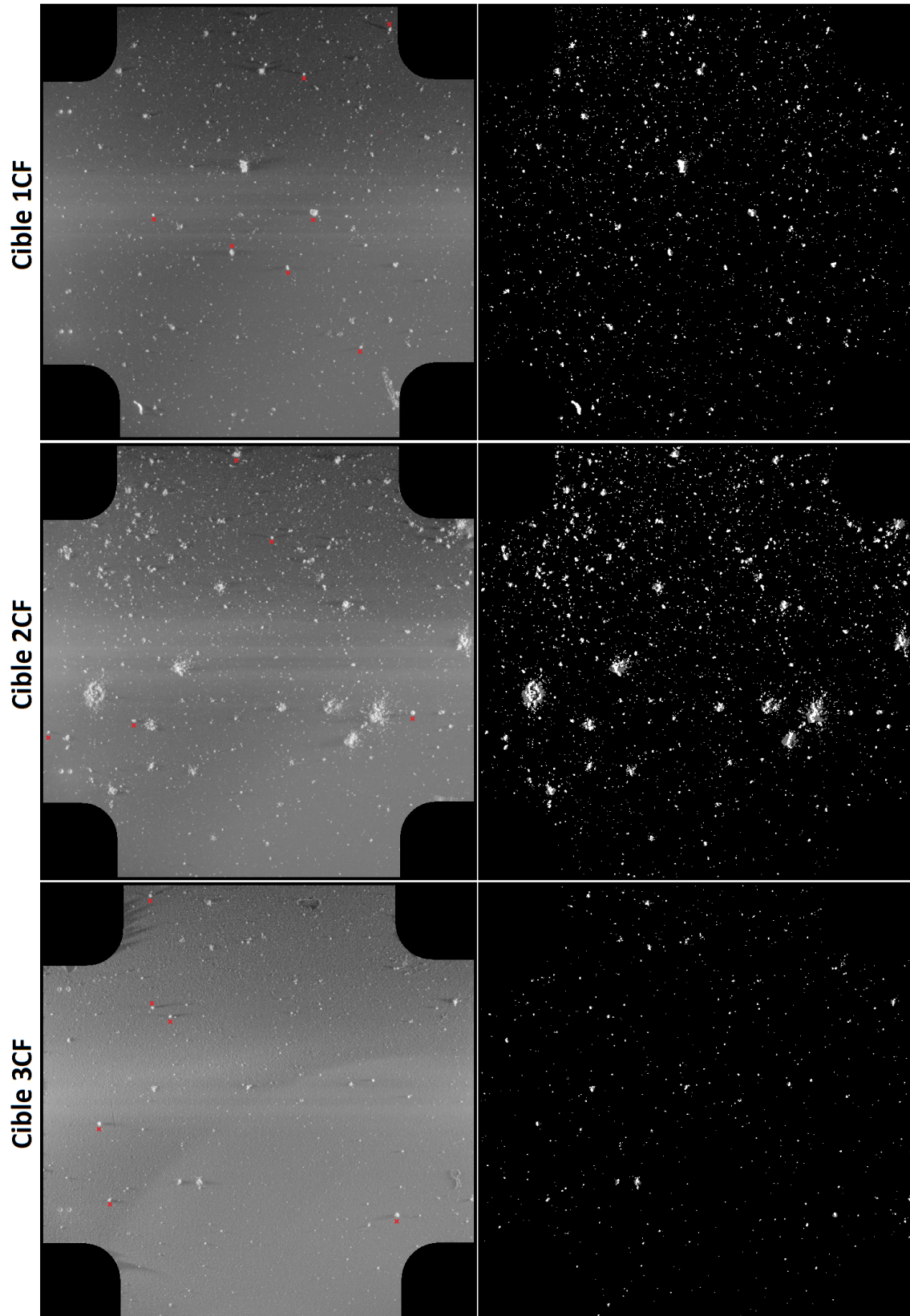


FIGURE 104 – (*Gauche*) Surfaces analysées des cibles CF. Le flux est en échelle logarithmique. Les flèches rouges représentent les particules compactes ayant une surface supérieure ou égale à 25 pixels. (*Droite*) Cartes de détections associées à ces cibles.

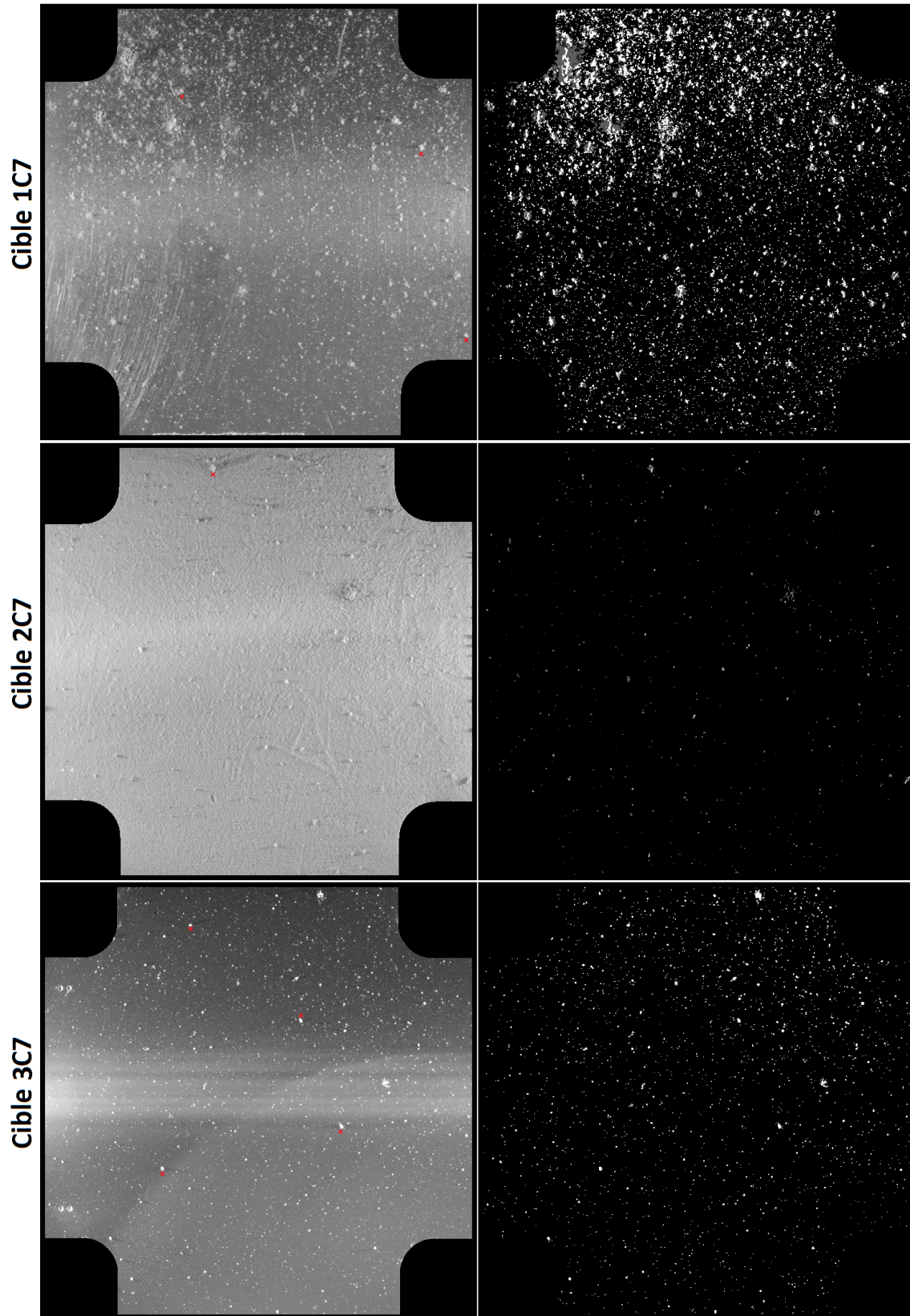


FIGURE 105 – (*Gauche*) Surfaces analysées des cibles C7. Le flux est en échelle logarithmique. Les flèches rouges représentent les particules compactes ayant une surface supérieure ou égale à 25 pixels. (*Droite*) Cartes de détections associées à ces cibles.

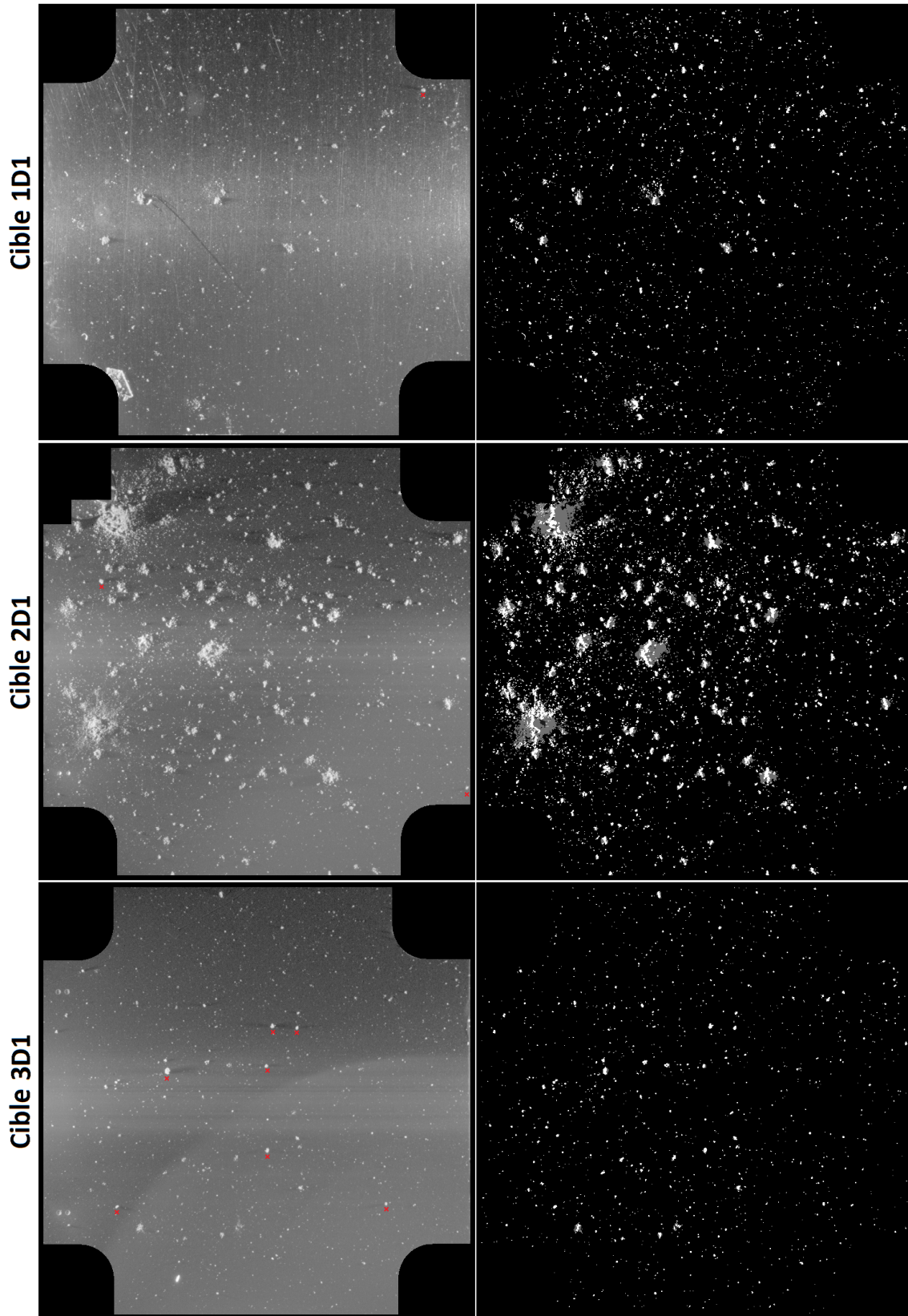


FIGURE 106 – (*Gauche*) Surfaces analysées des cibles D1. Le flux est en échelle logarithmique. Les flèches rouges représentent les particules compactes ayant une surface supérieure ou égale à 25 pixels. (*Droite*) Cartes de détections associées à ces cibles.

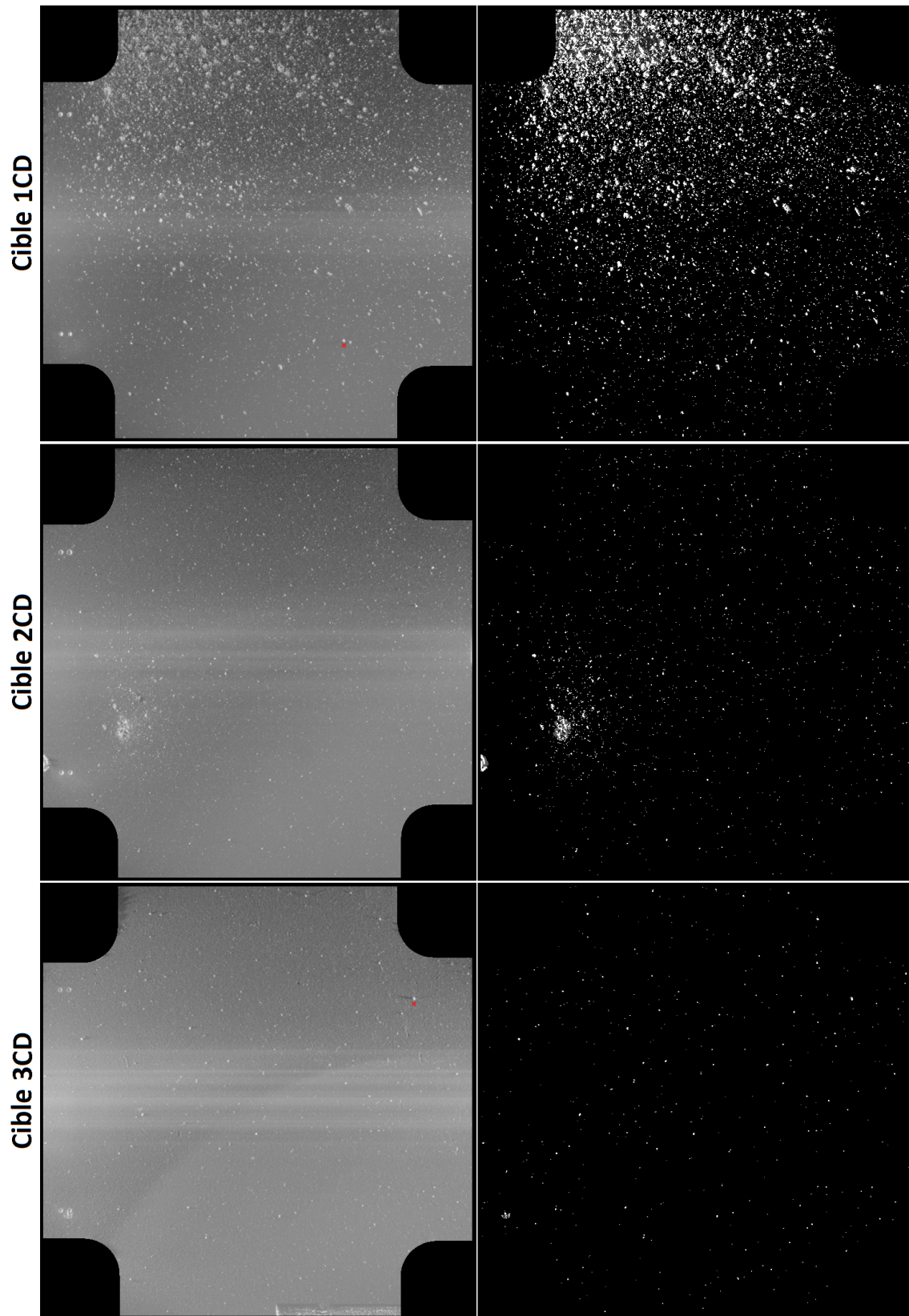


FIGURE 107 – (*Gauche*) Surfaces analysées des cibles CD. Le flux est en échelle logarithmique. Les flèches rouges représentent les particules compactes ayant une surface supérieure ou égale à 25 pixels. (*Droite*) Cartes de détections associées à ces cibles.

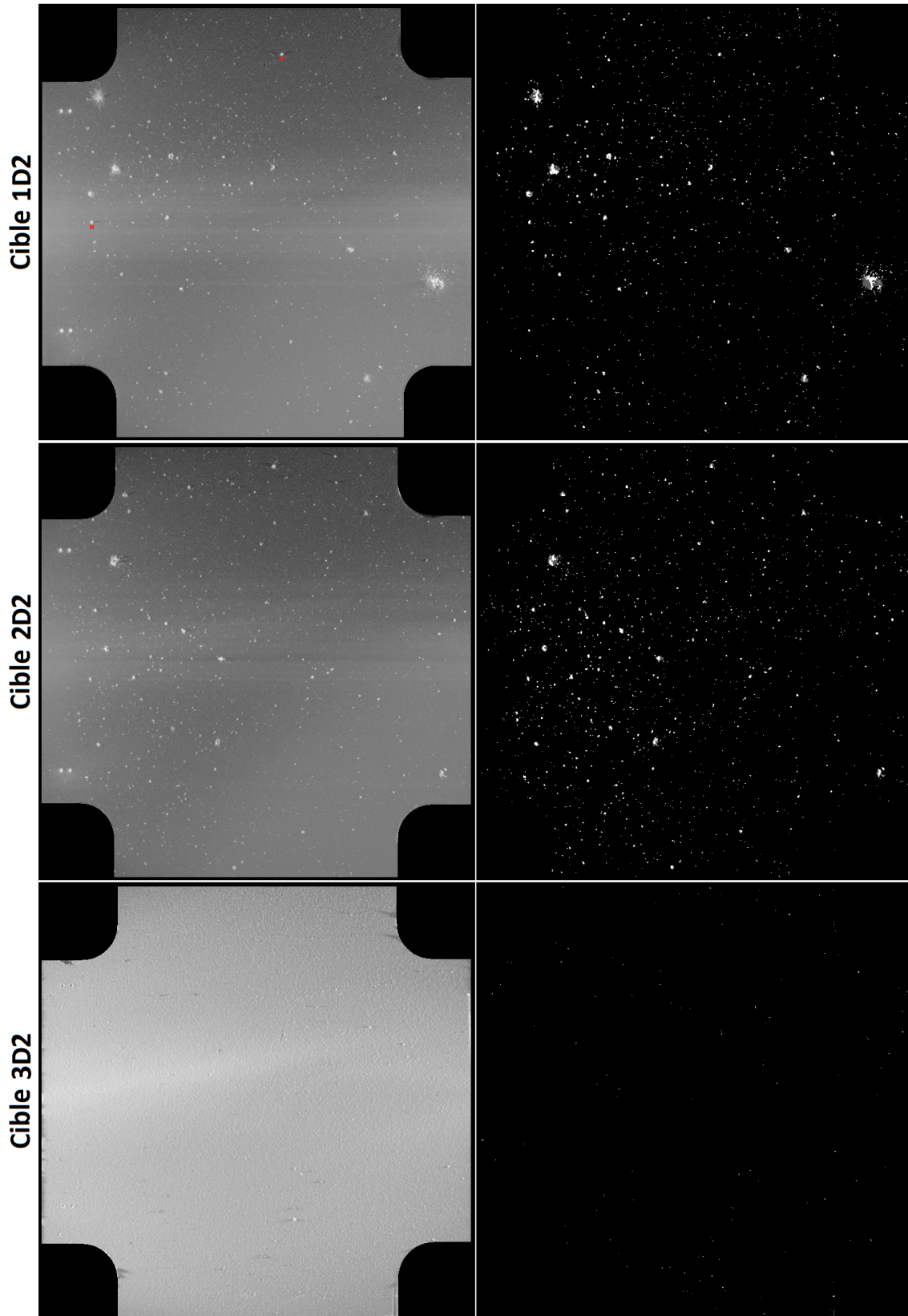


FIGURE 108 – (*Gauche*) Surfaces analysées des cibles D2. Le flux est en échelle logarithmique. Les flèches rouges représentent les particules compactes ayant une surface supérieure ou égale à 25 pixels. (*Droite*) Cartes de détections associées à ces cibles.

Un autre résultat surprenant concerne le nombre de particules collectées par numéro de cible : près de 54 % des particules se trouvent sur les cibles n°1 (1D0, 1CF, 1C7, etc...), environ 30 % sur les cibles n°2, et seulement 16 % sur les cibles n°3. Ce résultat semble mettre en avant l'existence d'un biais de collection qui favoriserait la collecte sur les cibles supérieures des différents jeux de cibles (figure 89), et cela indépendamment du substrat utilisé. Le recouvrement quasi total des coins supérieurs gauches des cibles 1C7 (figure 105) et 1CD (figure 107) par une multitude de grains de tailles très variables illustre bien ce biais de collection. L'origine de celui-ci pourrait résider dans les caractéristiques du mouvement des grains parents avant qu'ils ne soient collectés, mais il pourrait s'expliquer aussi par un phénomène de fragmentation à proximité immédiate voire à l'intérieur même de l'instrument. En ce qui concerne le mouvement des grains, la petite ouverture de l'entonnoir d'entrée (voir sous-section 8.2.1, figure 88) filtre la collection de grains arrivant avec un angle d'incidence $\geq 6.5^\circ$ par rapport au nadir de l'instrument : après avoir « rebondi » sur les parois internes de l'entonnoir, les particules peuvent atteindre les cibles collectrices ou être renvoyées dans l'environnement extérieur. Il existe aussi un biais par rapport à la vitesse de collection des particules du fait que celles-ci doivent avoir une vitesse d'origine environ cinq fois supérieure à celle de la sonde ($\geq 0.1 \text{ m.s}^{-1}$) pour arriver sur les cibles (MEROUANE et al., accepté).

Une analyse un peu plus poussée des statistiques ci-dessus associée à une comparaison entre les images brutes et les 18 cartes de détections générées ont permis d'identifier deux cibles problématiques : 2C7 et 3D2. Ces deux cibles, qui possèdent un très faible taux de collecte, ont un substrat différent de celui des autres cibles avec un albédo bien plus élevé. Les particules présentes sur ces cibles sont principalement détectables grâce à l'ombre qu'elles projettent, leurs enveloppes et structures étant particulièrement mal discernables. Par conséquent, les cartes de détections de ces deux cibles sont considérées comme non représentatives des particules qui y sont collectées et ne seront pas prises en compte pour tous les résultats concernant la distribution en taille des particules (voir section 10.2).

10.2 Loi en puissance de la distribution en taille

Avec près de 35.000 particules collectées sur les six jeux de cibles, nous avons pu effectuer une étude statistiquement significative sur la loi en puissance de leur distribution en taille. Une telle loi en puissance s'écrit de la manière suivante :

$$N = a.T^\gamma \quad (10)$$

où T correspond à la taille des grains, N le nombre de grain associé à chaque taille, a une constante de proportionnalité, et enfin γ le qui est le paramètre le plus important correspondant à l'exposant (ou au degré) de la loi. La méthodologie présentée dans le chapitre 9 permettant uniquement de déterminer la surface des particules collectées, une petite manipulation a été nécessaire pour associer une taille aux surfaces (S) mesurées. Pour une raison de simplicité, nous avons choisi de considérer les particules comme des carrés, permettant ainsi de définir la dimension d'une particule par la longueur des côtés du carré lui correspondant et donc d'écrire $T = \sqrt{S}$. A noter que, généralement, la taille d'une particule est déterminée par son rayon. Toutefois, l'utilisation d'une longueur à la place d'un rayon n'a d'influence que sur la constante de proportionnalité a , pas sur l'exposant γ de la loi.

10.2.1 Résultat global

Par souci de comparaison avec les résultats de MEROUANE et al. (accepté) et de POULET et al. (2016), nous avons cherché à déterminer la loi en puissance de la distribution en taille cumulative. La table 12 récapitule le nombre N de particules sur l'ensemble des jeux de cible dont la taille est supérieure ou égale à T . Comme évoqué en fin de section 10.1, les particules des cibles 2C7 et 3D2 n'ont pas été prises en compte dans le calcul de N .

T	N	T	N	T	N	T	N	T	N	T	N	T	N
≥ 1	34186^{+4432}_{-4008}	≥ 11	170^{+7}_{-27}	≥ 21	29^{+1}_{-6}	≥ 31	8^{+3}_{-1}	≥ 41	4^{+0}_{-1}	≥ 51	4^{+0}_{-1}	≥ 61	4^{+0}_{-4}
≥ 2	12035^{+1559}_{-1498}	≥ 12	129^{+13}_{-15}	≥ 22	26^{+1}_{-7}	≥ 32	7^{+3}_{-0}	≥ 42	4^{+0}_{-1}	≥ 52	4^{+0}_{-1}	≥ 62	2^{+2}_{-2}
≥ 3	4314^{+540}_{-450}	≥ 13	106^{+13}_{-15}	≥ 23	22^{+4}_{-5}	≥ 33	6^{+2}_{-1}	≥ 43	4^{+0}_{-1}	≥ 53	4^{+0}_{-1}	≥ 63	1^{+3}_{-1}
≥ 4	2136^{+252}_{-234}	≥ 14	87^{+11}_{-13}	≥ 24	20^{+4}_{-5}	≥ 34	5^{+3}_{-0}	≥ 44	4^{+0}_{-1}	≥ 54	4^{+0}_{-1}	≥ 64	0^{+3}_{-0}
≥ 5	1239^{+161}_{-104}	≥ 15	67^{+9}_{-7}	≥ 25	18^{+1}_{-5}	≥ 35	5^{+2}_{-1}	≥ 45	4^{+0}_{-1}	≥ 55	4^{+0}_{-2}	≥ 65	0^{+3}_{-0}
≥ 6	810^{+77}_{-70}	≥ 16	54^{+6}_{-7}	≥ 26	17^{+1}_{-6}	≥ 36	5^{+1}_{-1}	≥ 46	4^{+0}_{-1}	≥ 56	4^{+0}_{-2}	≥ 66	0^{+2}_{-0}
≥ 7	539^{+45}_{-56}	≥ 17	45^{+6}_{-4}	≥ 27	15^{+1}_{-7}	≥ 37	5^{+1}_{-1}	≥ 47	4^{+0}_{-1}	≥ 57	4^{+0}_{-2}	≥ 67	0^{+2}_{-0}
≥ 8	389^{+35}_{-41}	≥ 18	39^{+4}_{-1}	≥ 28	13^{+1}_{-6}	≥ 38	5^{+1}_{-1}	≥ 48	4^{+0}_{-1}	≥ 58	4^{+0}_{-2}	≥ 68	0^{+2}_{-0}
≥ 9	292^{+21}_{-36}	≥ 19	38^{+1}_{-4}	≥ 29	10^{+3}_{-3}	≥ 39	5^{+1}_{-2}	≥ 49	4^{+0}_{-1}	≥ 59	4^{+0}_{-2}	≥ 69	0^{+2}_{-0}
≥ 10	207^{+20}_{-18}	≥ 20	34^{+3}_{-6}	≥ 30	10^{+1}_{-3}	≥ 40	4^{+2}_{-1}	≥ 50	4^{+0}_{-1}	≥ 60	4^{+0}_{-4}	≥ 70	0^{+2}_{-0}

TABLE 12 – Tableau des valeurs pour la loi en puissance cumulative de la distribution en taille des particules. T (en bleu) représente les tailles des grains et N le nombre de particules associé à chaque taille. Les barres d'erreurs de N ont été obtenues en utilisant les résultats des seuils de détection +80 % et +120 %.

La figure 109 est obtenue à partir des valeurs de la table 12. Pour des raisons de confiance dans la taille de nos particules les plus larges et de lisibilité de la figure, seules les cinquante premières valeurs de N (de $T \geq 1$ à $T \geq 50$) sont prises en compte dans la figure 109.

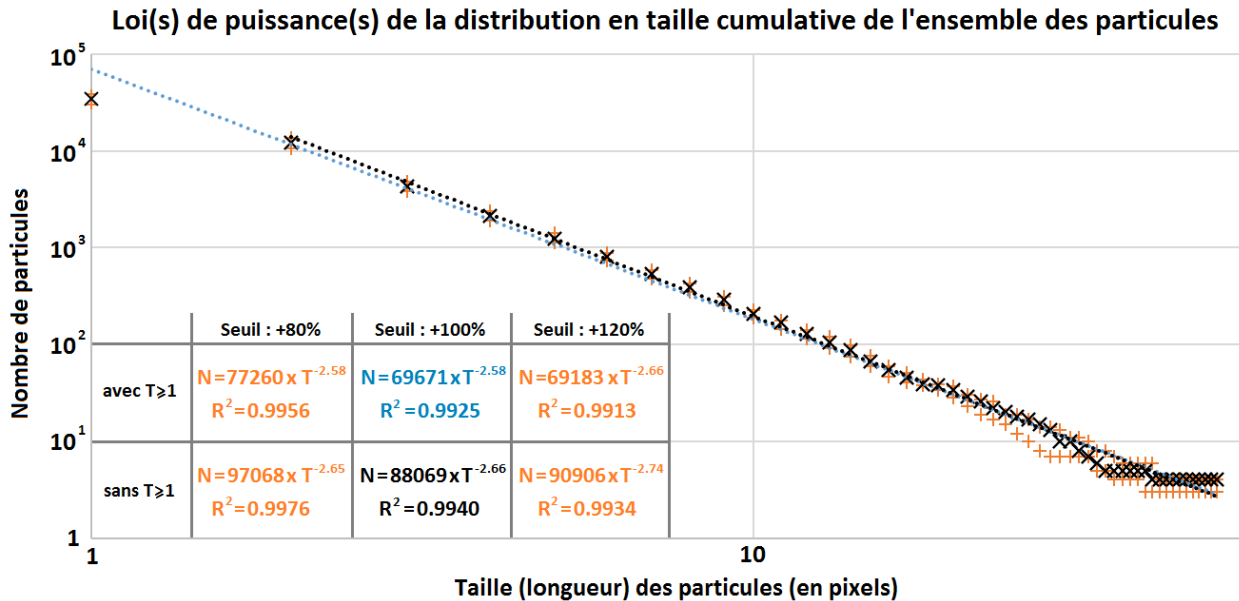


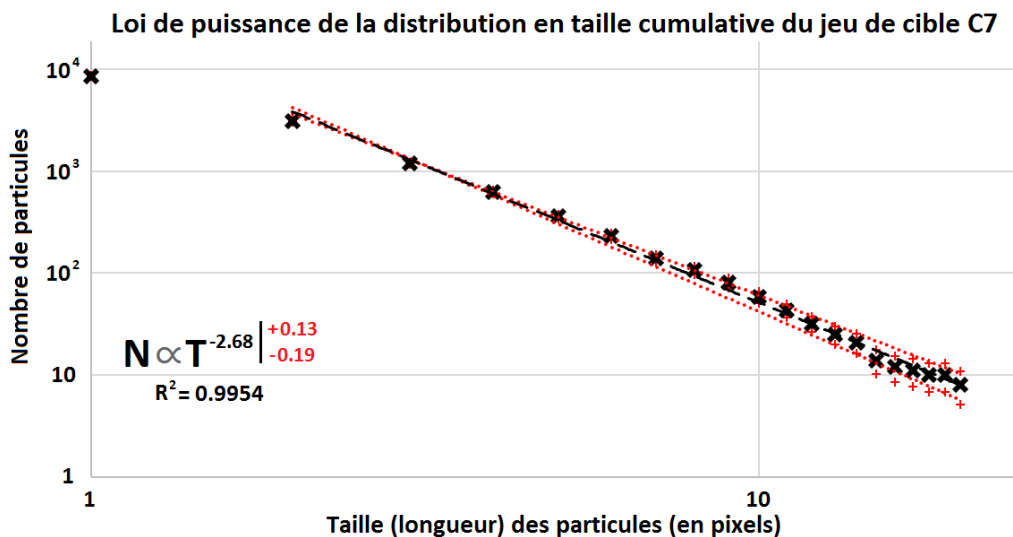
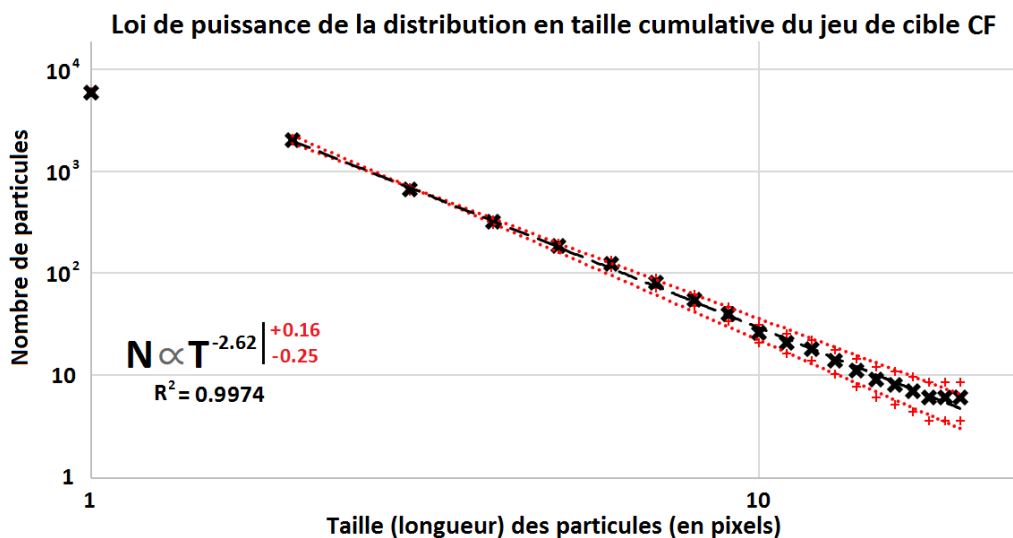
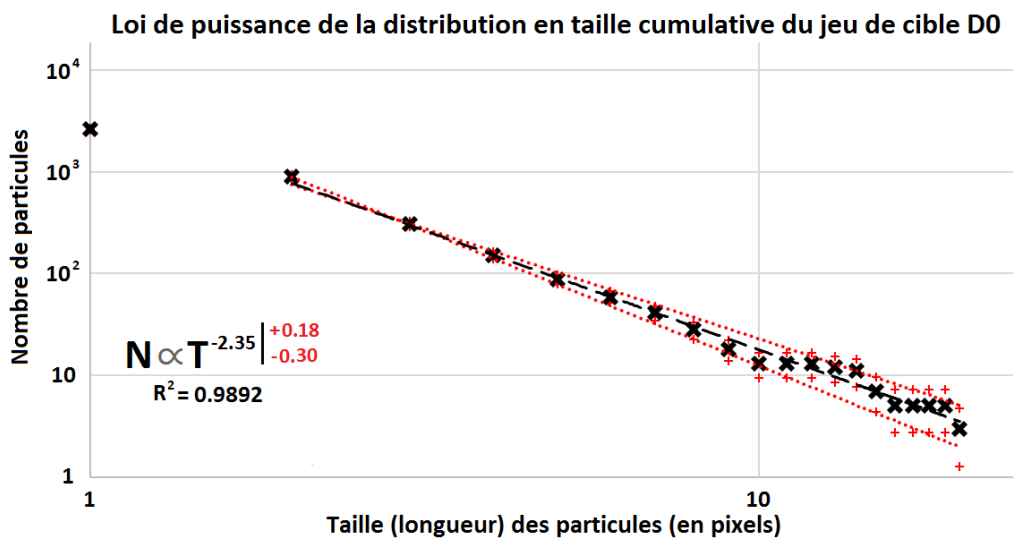
FIGURE 109 – Graphique en échelle log-log représentant différentes lois en puissance générales de la distribution en taille cumulative des particules. Les valeurs obtenues avec un seuil de détection de +100 % sont représentées par les symboles « × » et les lois en puissance associées à ces valeurs sont en bleu (la valeur de N pour $T \geq 1$ est prise en compte) et en noir (la valeur de N pour $T \geq 1$ n'est pas prise en compte). Les symboles « + » représentent les valeurs obtenues avec les seuils de détection de +80 % et +120 %, et les lois en puissance associées à ces valeurs sont en orange (la valeur de N pour $T \geq 1$ n'est pas prise en compte). Le coefficient de détermination de chacune des lois est donnée par la valeur de R^2 .

La première loi en puissance obtenue est représentée par les pointillés bleus et donne un degré de loi $\gamma = -2.58$. Avec un coefficient de détermination $R^2 = 0.9925$, cet ajustement est déjà fortement convaincant. Cependant, on remarque rapidement que la valeur $N(T \geq 1)$ mesurée (voire table 12) est environ deux fois inférieure à la valeur du modèle. Cette différence provient certainement d'un biais induit par notre méthodologie de détection qui, afin de réduire le nombre de faux positifs, ne conserve que les particules mono-pixels détectées simultanément par les deux LEDs (voir sous-section 9.2.4). De ce fait, un certain nombre de particules mono-pixels réelles doivent être associées à du bruit, entraînant une sous-estimation du nombre de ces particules. Une seconde loi ne prenant pas en compte cette valeur $N(T \geq 1)$ a donc été calculée. La nouvelle loi en puissance a un coefficient de détermination sensiblement meilleur $R^2 = 0.9940$ et l'exposant de cette loi est $\gamma = -2.66$ (à noter que, quelque soit le seuil de détection, les degrés des lois sont proches les uns des autres et se situent entre $\gamma = -2.58$ et $\gamma = -2.74$). L'erreur statistique \sqrt{N} sur chacun des points de la loi en puissance abouti à $\gamma = -2.66_{-0.17}^{+0.28}$. La décroissance en fonction de la taille est plus forte que celle issue des études de (1) ROTUNDI et al. (2015) avec l'instrument GIADA pour les grains de tailles sub-millimétrique ($\gamma \sim -1$) et (2) POULET et al. (2016) avec les caméras CIVA (à bord de *Philae*) pour les grains de tailles 3 – 5.5 mm ($\gamma \sim -0.7$). Toutefois, comme évoqué dans la sous-section 9.2.5, notre étude ne porte pas directement sur les caractéristiques physiques des grains parents (contrairement à GIADA et CIVA) mais plutôt sur celles des sous-structures qui composent ces grains puisqu'il s'agit de la distribution de particules ou de fragments de particules collectés par les cibles. L'exposant obtenu ici pourrait soit être représentatif du processus de fragmentation des grains juste avant ou au moment de l'impact avec la cible collectrice, soit mettre en évidence des mécanismes d'éjection dépendant de la taille des particules. À noter que notre résultat est inférieur à celui de MEROUANE et al. (accepté) pour les particules entre 30 μm et 150 μm ($\gamma = -1.9 \pm 0.3$), obtenu à partir de la détection et de la mesure non-automatisée des grains parents. Cette différence va dans le sens d'une fragmentation de ces grains parents en de multiples particules de tailles plus petites.

10.2.2 Une évolution de la pente de la loi en puissance au cours de l'orbite ?

Le caractère unique de la mission Rosetta a rendu possible l'étude prolongée du noyau cométaire. Ainsi, nous avons pu apporter une dimension temporelle à la loi de distribution en taille des particules. Pour cela, une analyse séparée des six jeux de cibles a été effectuée et les résultats sont présentés figure 110. D0, le premier jeu de cibles chronologiquement parlant (voir table 10 de la sous-section 9.1), est celui possédant la pente la plus faible (donc avec l'exposant le plus élevé, $\gamma = -2.35_{-0.30}^{+0.18}$) tandis que CF, le jeu de cibles correspondant au périhélie, est celui possédant la pente la plus forte (donc avec l'exposant le plus faible, $\gamma = -2.83_{-0.26}^{+0.17}$). Outre ces deux jeux de cibles, le degré de la loi en puissance semble diminuer progressivement jusqu'au périhélie (à part pour le jeu de cibles D1) avant de réaugmenter légèrement. Toutefois, au vu des barres d'erreurs pour les différents jeux de cibles, il est impossible de conclure formellement que la distribution en taille des particules évolue au cours de l'orbite. Même en prenant en compte les barres d'erreur sur l'exposant, il apparaît clairement qu'une évolution du degré de celui-ci de plus d'un ordre de grandeur (de $\gamma = -3.0$ à $\gamma = -4.2$ en distribution différentielle, soit équivalent à $\gamma = -2.0$ à $\gamma = -3.2$ en distribution intégrale) prévue par le modèle de FULLE et al. (2010) semble être sur-estimée.

L'analyse des cibles « C3 » (non présentées dans ce manuscrit), utilisées du 10/05/2016 jusqu'à la fin de la mission, devrait permettre de confirmer ou non cette tendance.



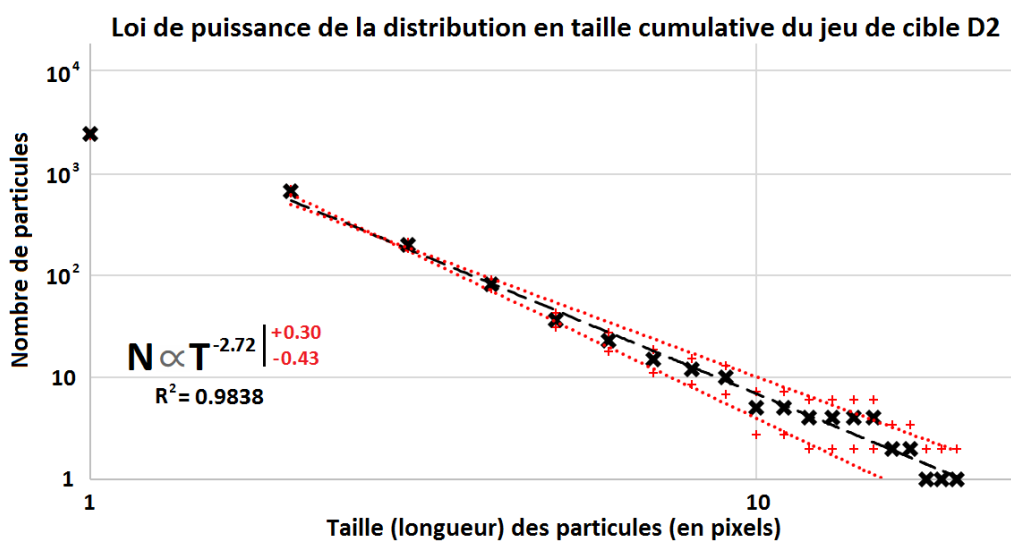
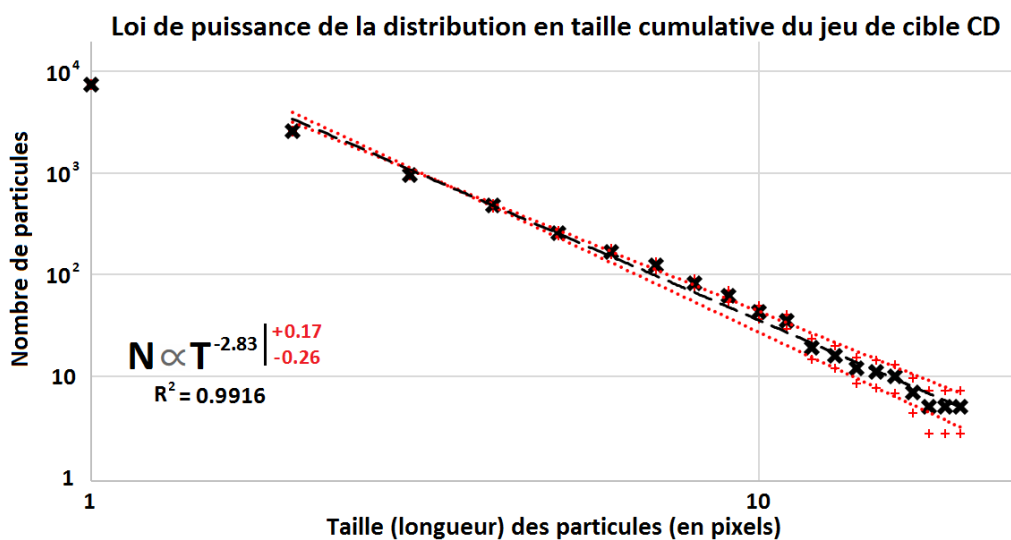
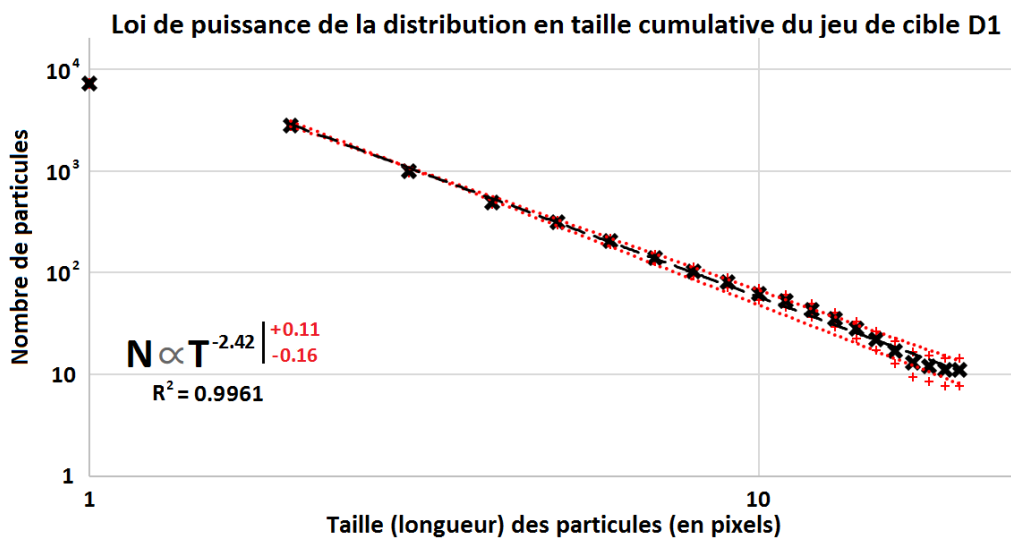


FIGURE 110 – loi en puissance de la distribution en taille cumulative de chaque jeu de cibles. Les valeurs représentées par des « x » sont celles obtenues avec un seuil de +100 % et les symboles « + » correspondent aux erreurs statistiques ($N \pm \sqrt{N}$) qui leur sont associées.

10.3 Caractérisation morphologique des particules

Les différentes images et cartes de détections présentées dans la section 10.1 mettent en évidence la diversité de la morphologie des particules collectées. À partir d'une étude rapide sur la complexité de sa morphologie ainsi que sur la taille de son ombre projetée à la surface de la cible, une particule peut être catégorisée dans deux classes distinctes : les particules compactes et les agrégats (LANGEVIN et al. 2016). Cependant, pour qu'une telle catégorisation ait un sens, il est nécessaire que les particules étudiées soient suffisamment étendues pour distinguer leurs structures et sous-structures. Par conséquent, une surface minimale d'une cinquantaine de pixels ($\approx 0.01 \text{ mm}^2$) est considérée comme suffisamment étendue pour catégoriser les particules. En-deçà de cette limite, voire deux fois moins pour les particules compactes, il devient très difficile d'attribuer une typologie aux particules collectées, à l'exception des grains compacts dont les contours sont bien contrastés, d'autant que nous verrons que leur morphologie est susceptible d'évoluer dans le temps (voir sous-section 10.4.2).

10.3.1 Les particules compactes

Une particule compacte est reconnaissable par sa forme bien définie, plus ou moins ovoïde, et par sa hauteur élevée par rapport à ses dimensions dans le plan de la cible, mise en évidence par la grande taille de leur ombre projetée par rapport à la surface recouverte par la particule (typiquement 3 fois plus grande que celle d'un agrégat de surface équivalente). Outre sa taille, une autre caractéristique de l'ombre projetée des particules permet de différencier les particules compactes des agrégats : à proximité des particules compactes, les ombres sont moins larges que les particules elles-mêmes. En effet, la surface de contact avec la cible est plus faible que leur section et la lumière des LEDs peut donc passer localement en-dessous des particules compactes. Un tel phénomène ne peut s'expliquer que par une force de cohésion de la particule suffisamment élevée pour lui permettre de conserver sa forme d'origine (ou presque) malgré l'énergie libérée au moment de l'impact avec la cible. Il faut cependant noter que garder une hauteur substantielle dépend de la relation entre cohésion interne et vitesse d'impact. En effet, si un agrégat arrive avec une vitesse extrêmement faible ($0.1 - 0.5 \text{ m.s}^{-1}$), l'énergie cinétique libérée au moment de son impact sur la cible pourrait ne pas être suffisante pour le fragmenter, ou même le déformer, lui permettant ainsi de conserver une hauteur assez prononcée, semblable à celle d'une particule compacte, et donc d'être catégorisée comme telle. Dans le même temps, le nombre de particules compactes est probablement sous-évalué du fait de leur moindre capacité à rester collées à la cible après impact. En effet, même si la surface des cibles collectrices est hautement poreuse afin de faciliter l'adhésion de tout type de particules, un rebond peut éventuellement avoir lieu lors de l'impact dans le cas d'une vitesse trop élevée ou trop faible (MEROUANE et al., accepté).

Les particules compactes ne constituent qu'une fraction très minoritaire de l'ensemble des particules collectées. Ainsi, sur l'ensemble des particules dont la surface est supérieure ou égale à 50 pixels, seulement 26 ($\sim 5\%$) présentent des caractéristiques typiques des particules compactes. Par ailleurs, ces particules ont été en majorité collectées sur les cibles exposées avant le périhélie. Une analyse approfondie des cibles a permis de mettre en évidence une trentaine de particules compactes supplémentaires de taille moyenne, c'est à dire avec une surface comprise entre 20 et 50 pixels (entre $4 \times 10^{-3} \text{ mm}^2$ et 10^{-2} mm^2). Un bon exemple de particule compacte ayant de grandes dimensions est celle nommée *Nick* (figure 111),

localisée à peu près au centre de la cible 3D0 (figure 90). *Nick* est une particule extrêmement intéressante car elle a bougé sur la cible au cours de la mission : observée pour la première fois sur les images du 14/11/2014 (figure 111b), elle s’est ensuite déplacée vers la droite de la cible entre le 21/11/2014 et le 13/12/2014 (figure 111a), puis a bougé vers le haut de la cible avant le 21/02/2016 (figure 111c), et enfin a apparemment quitté la cible (!) entre le 21/02/2016 et le 24/02/2016. Ces nombreux mouvements, souvent (mais pas toujours) en lien avec des périodes étendues d’analyses chimiques, n’ont laissé aucune « trace » sur la cible, mettant en évidence une force de cohésion attendue pour les particules compactes. La surface couverte par le *Nick* de l’image du 13/12/2014 (celle utilisée pour l’étude, voir table 11) est de 387^{+10}_{-4} pixels (soit $\sim 7.3 \times 10^{-2} \text{ mm}^2$) et son volume enveloppe a été estimé à $\sim 2.2 \times 10^{-2} \text{ mm}^3$ grâce au calcul de sa hauteur ($\sim 280 \mu\text{m}$) à partir de son ombre projetée (LANGEVIN ET AL. 2016).

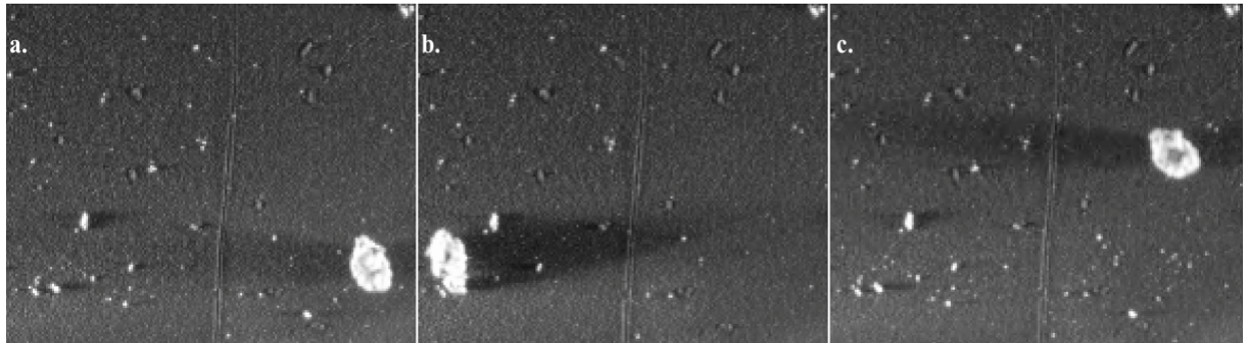


FIGURE 111 – La particule *Nick* prise à différentes dates. (a) Image du 13/12/2014 utilisée pour notre étude. (b) Toute première image de *Nick*, prise le 14/11/2014. (c) Dernière image acquise de *Nick* (21/02/2016) avant qu’il quitte la cible (3D0).

10.3.2 Les agrégats

Les agrégats sont une classe de particules exhibant des morphologies complexes, très variables, parfois fractales, avec des sous-structures (ou sous-composants) bien identifiables et des ombres projetées faibles par rapport aux surfaces couvertes. Selon leurs hauteurs, leurs formes et les relations entre leurs composants, il est possible d’identifier trois sous-familles d’agrégats de particules (LANGEVIN ET AL. 2016) : les agrégats brisés, les agrégats collés et les « *rubble piles* ». Nous verrons que certains agrégats présentent des caractéristiques communes à ces trois familles, montrant ainsi qu’il existe certainement une continuité de caractéristiques entre ces trois sous-familles entre elles.

Les agrégats brisés

Les agrégats brisés sont des particules répondant à trois critères : (1) elles sont constituées de plusieurs sous-composants spatialement reliés les uns aux autres (ou légèrement séparés pour les plus externes), (2) l’altitude de ces sous-composants est faible, et (3) aucun de ces sous-composants ne peut être clairement considéré comme élément principal. D’un point de vue morphologique, ces particules semblent être le résultat d’un réarrangement spatial plus ou moins aléatoire des sous-structures d’un grain parent lors de l’impact de celui-ci sur la surface de la cible. Ce réarrangement spatial serait sans conséquence profonde sur la structure des sous-composants eux-mêmes. Par ailleurs, ces sous-composants présentent

une morphologie généralement similaire à l'intérieur d'une même particule, mais celle-ci peut varier sensiblement d'une particule à une autre.

Trois exemples d'agrégats brisés sont présentés dans la figure 112. Le premier, Estelle (2D0), est un agrégat spatialement cohérent, avec trois sous-composants principaux ($Surf. = 496^{+49}_{-42}$ pixels) liés entre eux et une petite dizaine de petits sous-composants « satellites » (≤ 20 pixels). Avec une hauteur estimée à $h \approx 120 \mu m$, il y a près d'un facteur 3 à 4 avec les deux autres dimensions d'Estelle ($\sim 440 \times 340 \mu m$). Kamil (3D0) est un agrégat morphologiquement différent d'Estelle car certains de ses sous-composants satellites (≤ 50 pixels) sont assez éloignés de sa particule centrale ($Surf. = 381^{+32}_{-28}$ pixels), elle-même composée de 4 ou 5 sous-composants différents. Dans l'article de MEROUANE et al. (accepté), les sous-composants particulièrement éloignés de la particule centrale sont attribués au grain Kamil après avoir vérifié que leur date de collecte coïncide avec celle de la particule principale, mais aussi car ils possèdent un allongement préférentiel en direction de la particule centrale. Cet étalement important engendre une hauteur particulièrement faible ($h \approx 50 \mu m$) qui, dans ce cas, est 6 à 8 fois plus petite que les deux dimensions dans le plan des cibles ($\sim 400 \times 300 \mu m$). Le dernier agrégat brisé de la figure 112 est Jessica (2CF), qui correspond à un intermédiaire entre Estelle et Kamil avec de grandes dimensions ($\sim 550 \times 650 \times 40 \mu m$, $Surf. = 1087^{+122}_{-63}$ pixels). Sa texture très fine et son nombre important de sous-composants satellites sont des caractéristiques typiques de la famille des agrégats *rubble piles* (voir plus loin dans la sous-section), mais sa hauteur particulièrement faible et son contour relativement net fait que Jessica est considérée comme un agrégat brisé.

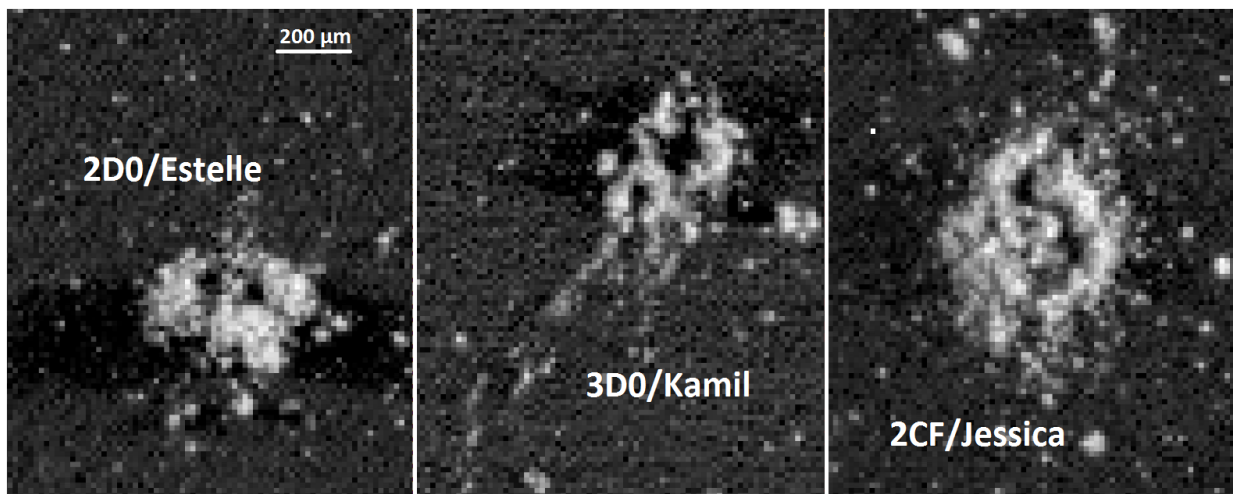


FIGURE 112 – Trois exemples d'agrégats brisés : 2D0/Estelle, 3D0/Kamil et 2CF/Jessica.

Les agrégats collés

Les agrégats collés ont des bords nets, une altitude faible, et enfin une structure plus ou moins complexe constituée de sous-composants morphologiquement difficilement définissables et qui, s'ils existent, sont normalement liés les uns aux autres par ce qui semble être une matrice liante très fine. Cette matrice, dont des résultats récents (FRAY et al. 2016) montre qu'il s'agit vraisemblablement de matière organique complexe, donne parfois l'impression d'un « lissage » de la surface de ces agrégats dont trois représentants de cette famille sont

montrés figure 113. Johannes (3D0) est l'exemple typique de l'agrégat collé. En effet, sa forme allongée ($\sim 240 \times 400 \mu m$) pour une surface de 225_{-12}^{+13} pixels, ses bords marqués et l'absence notable de satellites indiquent que la matrice dont Johannes est certainement constitué (du moins en partie) a permis de maintenir une certaine cohésion de la particule au moment de son arrivée sur la cible collectrice. Cependant, la hauteur de Johannes étant relativement faible ($h \approx 40 \mu m$) comparée à ses dimensions dans le plan de la cible, la matrice ne fut pas en mesure de conserver la forme initiale de Johannes lors de son éjection de la surface du noyau de 67P/C-G. Un second exemple d'agrégat collé est Sigrid (1D0). De manière plus marquée que pour Johannes, Sigrid ($Surf. = 248_{-15}^{+10}$ pixels) exhibe une forme très allongée ($\sim 500 \mu m$ de longueur pour $70 - 150 \mu m$ de largeur et $h \approx 50 \mu m$) qui est probablement la conséquence d'un angle incident important au moment de sa collecte. Malgré cette caractéristique, Sigrid ne présente aucun fragment satellite (l'ensemble des particules observées autour de Sigrid ont été collectées à des dates différentes ou sont des fragments formés suite au bombardement du canon à ions dans le but d'effectuer des analyses chimiques, voir sous-section 10.4.2), illustrant à nouveau le besoin d'une matrice liante pour maintenir la connectivité des différentes sous-structures (dans ce cas un peu plus visibles) du grain primitif ayant donné lieu à Sigrid tel que COSISCOPE l'a imagé. Le dernier exemple est Jean-Baptiste (2CF), qui est catégorisé comme agrégat collé car sa particule centrale a une apparence lisse et un contour bien défini. Cette particule est clairement à l'interface avec les autres catégories d'agrégats, car elle présente une petite vingtaine de fragments satellites (1 à 10 pixels) disjoints de sa particule centrale ($Surf. = 400_{-35}^{+34}$ pixels).

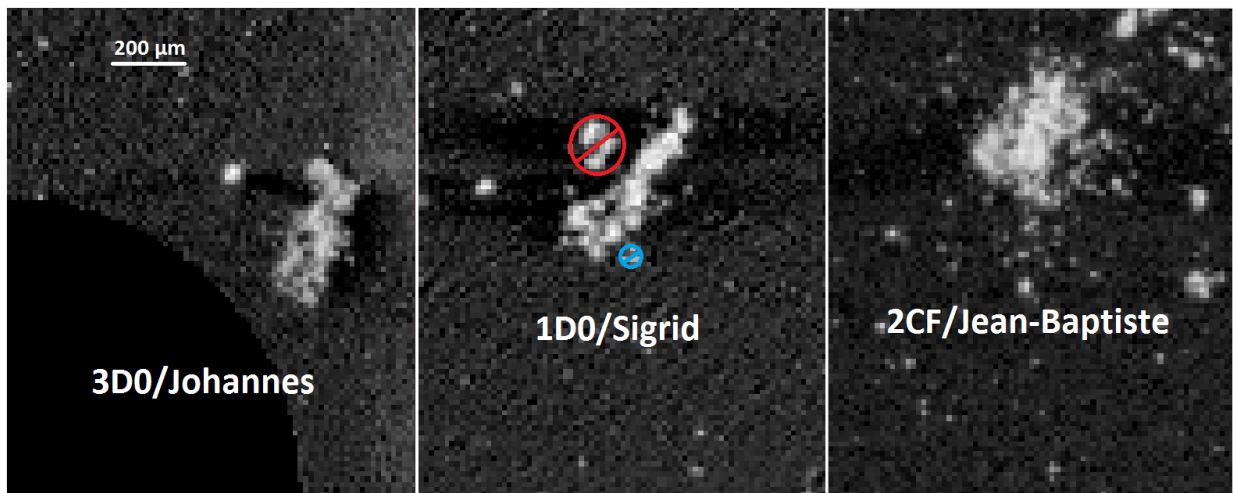


FIGURE 113 – Trois exemples d'agrégats collés : 3D0/Johannes, 1D0/Sigrid et 2CF/Jean-Baptiste. Deux particules à proximité de Sigrid sont encerclées par des ronds barrés : la particule encerclée de rouge est arrivé après Sigrid et la bleue est un fragment de Sigrid qui s'est séparé suite à l'utilisation du canon à ions.

Les *rubble piles*

Les *rubble piles* (qui se traduisent en français par « piles de débris ») sont des agrégats constitués d'une multitude de sous-composants bien plus petits que les agrégats qu'ils forment. Au moment de l'impact avec une cible collectrice, ces sous-composants vont se désolidariser et participer en majorité à la formation d'un tas désordonné de forme à peu près conique dont la hauteur correspond à $30 \pm 3\%$ de son diamètre dans le plan de la cible. Il

est intéressant de remarquer que ce pourcentage traduit l'existence d'un angle de $31 \pm 3^\circ$, similaire à l'angle de repos statique des dunes de sable sec terrestres ainsi que des dunes martiennes (ATWOOD-STONE et al. 2013). Ce résultat est surprenant car des tests expérimentaux en vol parabolique montraient un rôle important de la gravité (KLEINHANS et al. 2011), mais les vitesses étaient nettement plus importantes.

En ce qui concerne les sous-composants ne participant pas à l'édifice central, ils sont éparpillés uniformément ou non autour de celui-ci jusqu'à des distances pouvant dépasser le diamètre de sa base. Cette forte dispersion indique que, contrairement aux agrégats collés, les sous-composants des *rubble piles* ne sont pas (ou pas assez) reliés les uns aux autres par une matrice. Trois exemples de *rubble piles* sont montrés figure 114. La particule centrale de Nilda (2CF) est celle possédant les plus grandes dimensions avec une $Surf. = 838^{+61}_{-62}$ pixels et $h \approx 140 \mu m$. On dénombre plus d'une cinquantaine de fragments ayant des surfaces comprises entre 1 et 40 pixels et dispersés de manière à peu près concentrique autour de la particule centrale. Fred (2CF) a des dimensions inférieures à celles de Nilda, mais il est surtout différent de ce dernier du fait de la répartition spatiale de sa trentaine de sous-composants (≤ 10 pixels) disjoints de la particule centrale ($Surf. = 476^{+70}_{-25}$ pixels et $h \approx 100 \mu m$). En effet, la très grande majorité des fragments sont localisés dans le coin supérieur droit de l'image, ce qui pourrait être expliqué par un angle incident important, voire rasant, au moment de l'impact. Cependant, dans la mesure où les particules collectées passent par un entonnoir (voir sous-section 8.2.1, figure 88) avec une ouverture angulaire de $15^\circ \times 23^\circ$ par rapport à la direction normale aux cibles, un tel angle ne peut résulter que de la fragmentation d'un grain parent à l'approche de la cible. Le dernier représentant des *rubble piles* est Eloi (3D0). Bien que les dimensions de sa particule centrale ($Surf. = 504^{+49}_{-57}$ pixels $h \approx 110 \mu m$) soient légèrement plus grandes que celles de Fred, Eloi présente seulement une quinzaine de fragments de petites tailles (≤ 10 pixels). Cela suggère une vitesse d'impact plus faible et/ou la présence d'une matrice liante comme pour les agrégats collés. Il pourrait y avoir également une structuration en sous-composants dans la région centrale, mais il n'est pas possible de les identifier sans ambiguïté.

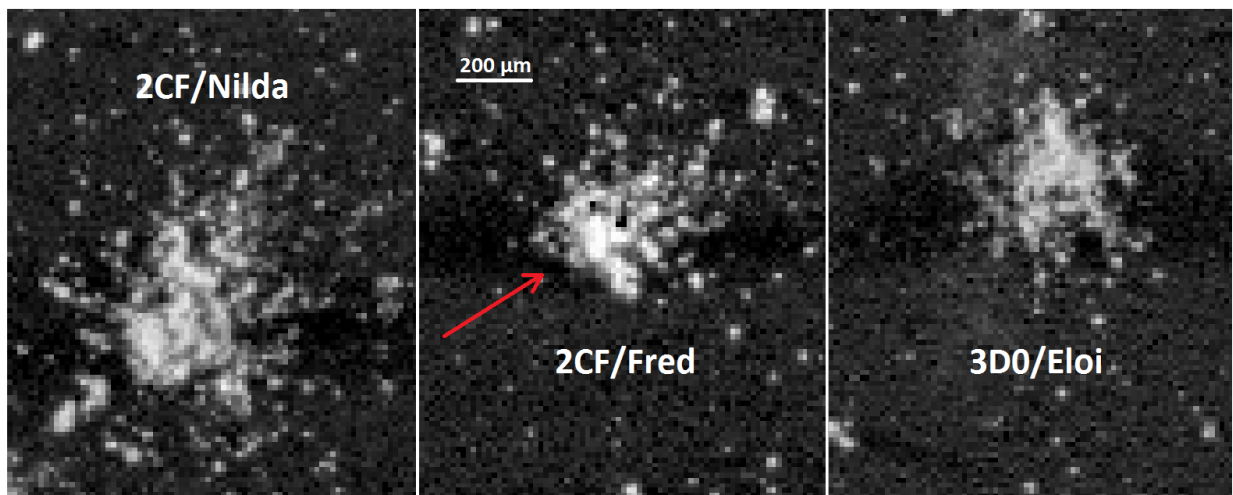


FIGURE 114 – Trois exemples de *rubble piles* : 2CF/Nilda, 2CF/Fred et 3D0/Eloi. La flèche rouge représente le mouvement de 2CF/Fred par rapport à la cible juste avant sa collecte.

10.3.3 Albédo des grains

L'angle d'incidence élevé des rayons lumineux émis par les deux LEDs s'est avéré parfaitement adapté pour la détection des particules et l'évaluation de leurs hauteurs à l'aide des ombres qu'elles projettent sur les cibles. Toutefois, un éclairage rasant est mal adapté pour déterminer l'albédo des particules, dans la mesure où les variations de flux lumineux perçus par COSISCOPE au sein d'une même particule sont corrélées au relief de celle-ci.

Une première estimation de l'albédo des particules peut être faite à partir des rapports d'images *après/avant* exposition de la cible 2C7 et de la carte de détection associée (figure 115). On remarque alors que la morphologie d'une large majorité des particules est très mal définie, voire invisible, et que les particules sont avant tout détectables grâce à leurs ombres. La réflectance bidirectionnelle (définie comme étant le rapport entre la luminance réfléchie par la surface et l'éclairement de celle-ci) d'une cible similaire à 2C7 a été mesurée dans des conditions représentatives de celles de l'instrument à bord de Rosetta. L'albédo de 10 % obtenu expérimentalement constitue une limite supérieure pour le grain Etienne (le plus gros de la cible) étant donné que son relief lui permet de capter un plus grand nombre de photons provenant des deux LEDs. En comparant les différentes particules de cette cible (2C7/Trevor, 2C7/Stephane, 2C7/Nelson, etc etc...), on obtient une gamme d'albédo entre 1 % et 40 %. Cette gamme d'albédo est compatible avec un mélange entre des composés carbonés, qui possèdent des albédos globalement $< 5\%$ (DUMAS et al. 1998), et des espèces minérales, qui possèdent des albédos entre 10 % pour l'ilménite et 70 % pour le plagioclase (NASH et al. 1974, LANGEVIN et al. 2016). L'albédo particulièrement faible des agrégats collés comme 3D0/Johannes et 1D0/Sigrid indique que la matrice dont ils sont constitués est probablement de nature carbonée. Cette interprétation est cohérente avec la récente détection de molécules organiques complexes dans deux particules, dont la particule 1D2/Juliette qui est aussi un agrégat collé (FRAY et al. 2016).

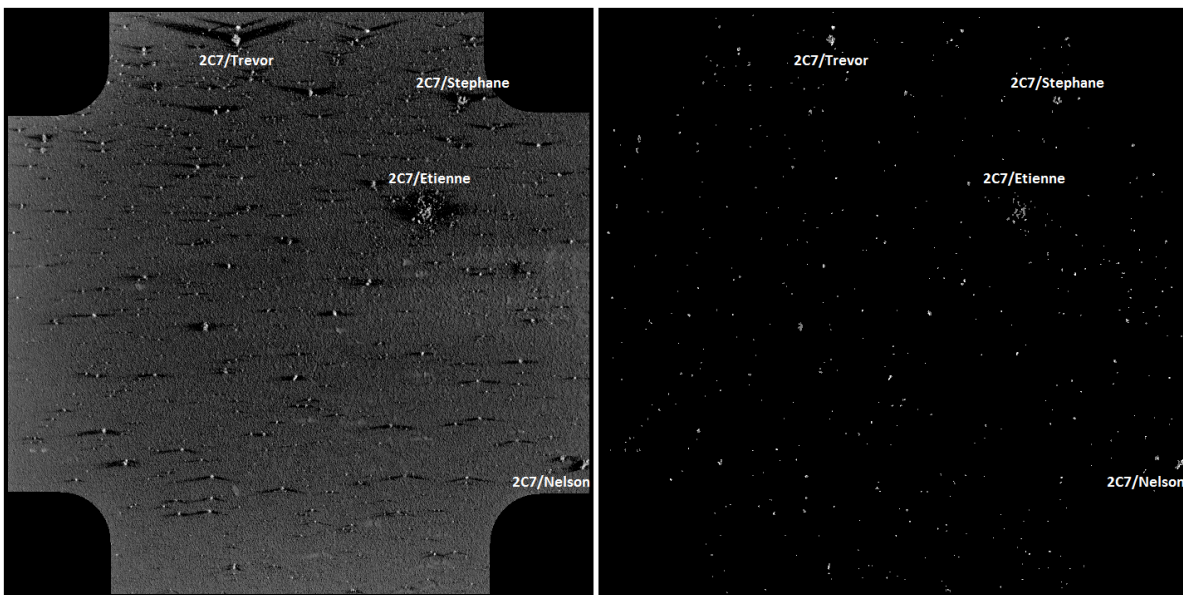


FIGURE 115 – (*Gauche*) Somme des cartes de ratio (en M et en P) de la cible 2C7. (*Droite*) Carte de détection obtenue à partir des deux cartes de ratio de la cible 2C7. Cette carte de détection irréaliste a entraîné l'exclusion de cette cible (ainsi que la cible 3D2) pour l'étude sur la loi en puissance de la distribution en taille, mais elle est toutefois particulièrement intéressante pour la détermination de l'albédo des particules.

10.4 Différences et similitudes entre les classes de particules

Nous venons de voir que les particules peuvent être catégorisées selon deux grandes classes morphologiquement éloignées, les compactes et les agrégats, et que nous pouvions distinguer trois morphologies différentes au sein des agrégats. Dans cette partie, nous allons nous intéresser aux différences et similitudes entre ces deux classes de particules d'un point de vue dynamique. Nous terminerons en effectuant une comparaison avec les poussières interplanétaires et verrons les contraintes que cela apporte concernant la formation des comètes.

10.4.1 La morphologie des particules au cours de l'orbite

Etant donné le grand nombre de particules collectées et la différenciation particulièrement compliquée entre les différentes familles d'agrégats pour les cibles 1C7 et 1C2, seules les particules compactes couvrant une surface supérieure à 25 pixels ($\approx 5 \times 10^{-3} \text{ mm}^2$) ont été identifiées (figures 103 à 108). Le nombre de ces particules pour l'ensemble des cibles étudiées est donné par la table 13.

1D0	2D0	3D0	1CF	2CF	3CF	1C7	2C7	3C7	1D1	2D1	3D1	1CD	2CD	3CD	1D2	2D2	3D2
1	1	13	7	5	6	3	1	4	1	2	7	1	0	1	2	0	0

TABLE 13 – Table récapitulant le nombre de particules originellement compactes (avec une surface ≥ 25 pixels) sur la totalité des cibles collectrices. La cible 3D0 (en bleu) en contient le plus grand nombre (13), tandis que c'est le jeu de cibles CF qui en cumule le plus (18). Le jeu de cibles CD (en rouge) était celui en place au moment du périhélie (le 13 août 2015).

Le premier résultat est que seulement 55 particules compactes ont été collectées par les cibles COSIMA, ce qui représente $\sim 10\%$ de l'ensemble des particules dont la taille est suffisante pour les classer selon la typologie mise en place dans la section précédente. Ce résultat indique que les particules émises par le noyau de 67P/C-G sont majoritairement des agrégats de faible densité, associée à une grande porosité. Il y a donc une contribution importante des échelles sub-millimétriques à la porosité macroscopique du noyau, qui possède une masse volumique $\rho \approx 535 \text{ kg.m}^{-3}$ particulièrement faible ainsi qu'une porosité autour de 70 – 75% (KOFMAN et al. 2015, PREUSKER et al. 2015, PATZOLD et al. 2016, JORDA et al. 2016). Par ailleurs, il est intéressant d'observer que sur 55 particules compactes, 31 d'entre elles (soit 56%) sont collectées par les cibles n°3, notamment 3D0, 3C7 et 3D1. Cette collection préférentielle des particules compactes va dans le sens d'un biais de collection inverse à celui évoqué dans la section 10.1 en rapport au nombre de particules par numéro de cible.

Outre la prédominance des agrégats par rapport aux particules compactes, la table 13 met aussi en avant que (1) le pourcentage de particules compactes diminue au cours du temps, et (2) que le nombre de collectes par jour de particules compactes décroît après avoir atteint un maximum bien avant le périhélie (figure 116). La contribution de plus en plus dominante des agrégats au fur et à mesure du rapprochement avec le périhélie pourrait signifier l'existence d'une fine couche de poussières recouvrant une surface plus primitive, comme suggéré par SCHULZ et al. (2015). Ce « manteau » poussiéreux, constitué de particules compactes et d'agrégats émis par le noyau lors de passages antérieurs de la comète au périhélie, serait le premier à être mobilisé au début de l'activité cométaire du fait de la faible cohésion entre les particules le constituant. Une fois ce manteau mobilisé, la surface plus primitive de la comète serait exposée. La masse volumique des agrégats étant, à priori, plus faible que celle

des particules compactes, les agrégats poreux seraient d'avantage concernés par l'activité cométaire, faisant ainsi diminuer progressivement le pourcentage de particules compactes. Toutefois, les résultats de la figure 116 doivent être considérés avec d'extrêmes précautions car obtenus en faisant une moyenne sur des périodes longues, ce qui est peu adéquat quand on sait que près de 97 % des particules collectées par COSIMA arrivent par salves, provenant de la fragmentation de quelques particules parentes de taille millimétrique (LANGEVIN et al. 2016, MEROUANE et al. accepté). De plus, différents paramètres comme la distance entre la sonde et le noyau cométaire ou encore l'angle de phase (défini par l'angle Soleil-comète-Rosetta), n'ont pas été pris en compte alors qu'ils sont très certainement à l'origine de biais de collectes.

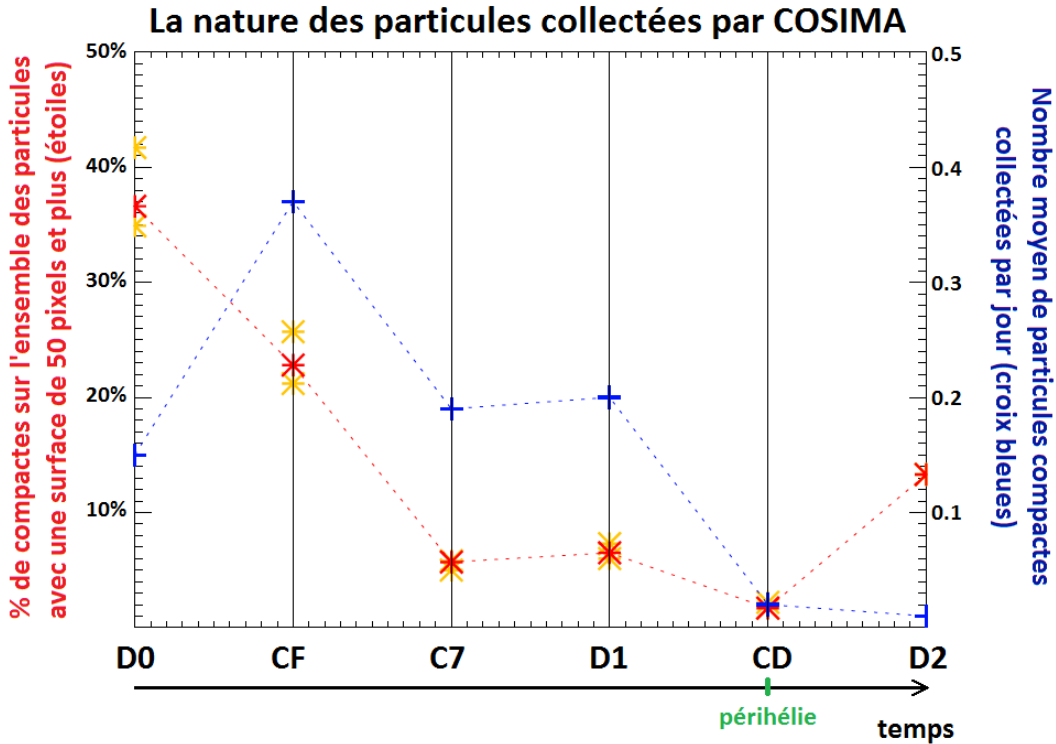


FIGURE 116 – Evolution de la morphologie des particules collectées par COSIMA avec le temps. Le pourcentage est obtenu à partir du nombre de particules compactes détectés (table 13) et du nombre total de particules de plus de 50 pixels (voir section 10.1). Les étoiles rouges sont associées au seuil de détection nominal (+100 %) et les étoiles jaunes aux seuils de détection minimum (+80 %) et maximum (+120 %). Le nombre moyen de collection par jour est calculé sur l'ensemble des périodes d'expositions des cibles (voir table 10 de la section 9.1).

10.4.2 Evolution de la morphologie des particules après collectes

S'il est aisé de différencier une particule compacte d'un agrégat à l'aide des images COSISCOPE, les différences entre les trois familles d'agrégats sont parfois plus subtiles. De plus, la force électrostatique induite par le bombardement du faisceau d'ions primaires de la source ionique est susceptible d'entraîner une modification de la morphologie des particules, que ces dernières appartiennent à la classe des particules compactes ou à une des trois familles d'agrégats. Ces évolutions apportent des informations complémentaires sur la structuration des particules et leur cohésion. Par exemple, comme attendu du fait de la très faible connexion entre leurs multiples sous-constituants, les *rubble piles* sont soumis à des

modifications de leurs morphologies et les autres types d'agrégats sont aussi concernés par ces modifications. Ainsi les grains 2CF/Nilda (*rubble pile*) et 2CF/Jean-Baptiste (agrégat collé) voient la hauteur de leurs particules centrales diminuer tandis que leurs nombres de particules satellites augmentent considérablement (figure 117a, b). Mais l'évolution la plus impressionnante concerne certaines particules compactes, comme 3D0/Kerttu et 3D0/Hiroshi, qui ont été littéralement désintégrées sous l'effet de la force électrostatique, au point d'acquiescer une morphologie semblable à celle de *rubble piles* (figure 117c, d). Deux hypothèses probablement complémentaires permettent d'expliquer l'évolution de la morphologie de ces particules originellement compactes avant l'utilisation de la source ionique : il pourrait s'agir d'agrégats collés (1) collectés à des vitesses particulièrement faibles et/ou (2) particulièrement concentrés en matrice liante avant que celle-ci, sous l'effet du bombardement ionique, ne soit plus suffisante pour conserver une certaine cohésion de la particule bombardée. Cette seconde hypothèse suggère qu'il pourrait non seulement y avoir une continuité entre les différentes familles d'agrégats, mais aussi entre les agrégats et les particules compactes. Toutefois, l'exemple de Nick, capable de se déplacer au moins trois fois sur la cible sans en subir des variations morphologiques, montre cependant que la cohésion de certaines particules compactes est initialement plus élevée que celle des agrégats.

De manière générale, la modification de la morphologie des particules compactes induite par la seule force électrostatique dégagée par la source ionique permet de faire le parallèle entre les particules recueillies et le noyau cométaire de 67P/C-G, qui est très peu cohésif, hautement poreux, et faiblement résistant au cisaillement et à la traction (GROUSSIN et al. 2015). Ce résultat est en faveur d'une origine non collisionnelle des comètes, qui se seraient formées par accrétion, à faibles vitesses, de poussières issues de la nébuleuse protosolaire et qui seraient liées les unes aux autres seulement par des liaisons électriques de van der Waals.

10.4.3 Un lien avec les poussières interplanétaires ?

Pour conclure, la comparaison des particules collectées par COSIMA avec les poussières interplanétaires (traduit en anglais par « Interplanetary Dust Particles », IDPs) est particulièrement intéressante dans la mesure où il est généralement considéré que ce type d'échantillons extraterrestres provient majoritairement des comètes. La comparaison avec ces particules n'est pertinente qu'à la condition où ces particules aient conservées leur aspect primitif. Pour cela, il est nécessaire qu'elles aient une taille inférieure à 100 μm , car les particules de tailles supérieures subissent une modification radicale de leurs structures du fait du stress thermique engendré par l'entrée dans l'atmosphère terrestre (BROWNLEE 1985).

D'un point de vue structurel et morphologique, les agrégats de cette étude, et tout particulièrement les *rubble piles*, présentent une complexité fortement comparable à celles des particules extraterrestres collectées sur Terre (figure 118). En effet, bien que l'échelle d'étude soit à peu près deux ordres de grandeurs plus élevée pour COSIMA par rapport aux microscopes terrestres, le caractère floconneux de certaines IDPs est observé dans une grande majorité des particules présentes à la surface des cibles. De plus, un petit nombre de sous-constituants de ces particules collectées sur Terre seraient considérées comme des particules compactes par COSIMA (figure 118c) si la résolution spatiale de l'instrument gagnait un facteur 10. Cette corrélation entre les particules cométaires émises par le noyau de 67P/C-G et les IDPs a aussi été confirmée à l'échelle nano/sub-micrométrique par l'instrument MIDAS

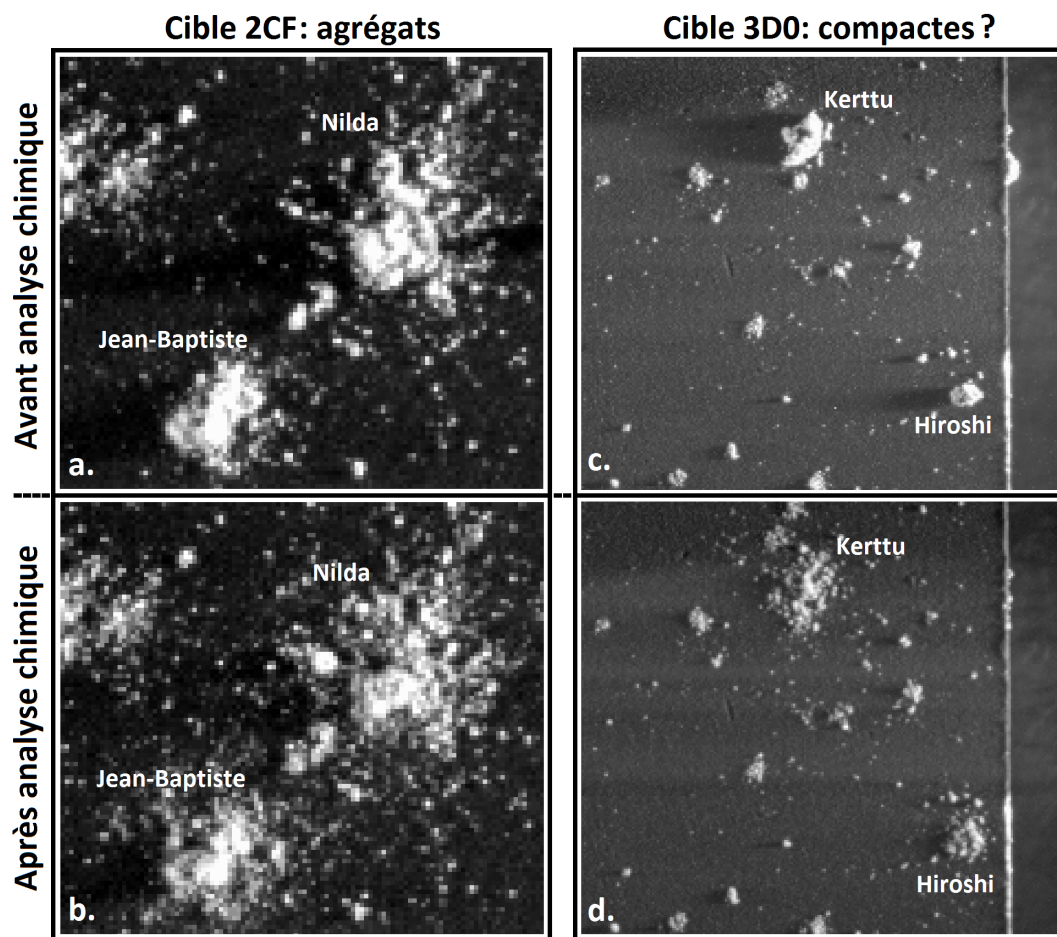


FIGURE 117 – Evolution de la morphologie des particules suite au bombardement de la source ionique. Certaines particules compactes comme 3D0/Kerttu et 3D0/Hiroshi se désagrègent tout autant que les agrégats 2CF/Jean-Baptiste et 2CF/Nilda.

(BENTLEY et al. 2016), confortant les théories défendant une origine cométaire pour les IDPs (BRADLEY 2003). Ces similitudes de structure sur près de 9 ordres de grandeur (de $1\ \mu\text{m}$ à $1\ \text{km}$) constituent un argument fort pour un modèle de formation par agrégations d'objets de taille de plus en plus importante.

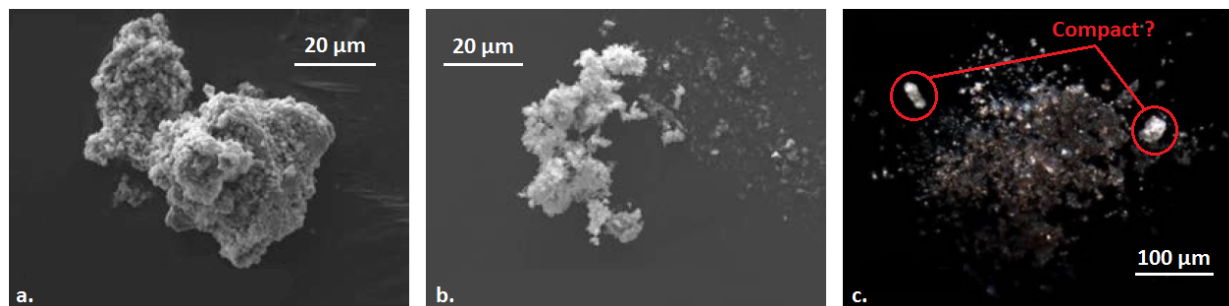


FIGURE 118 – Quelques exemples de poussières interplanétaires. (a) Bien que la surface de cette particule soit grumeleuse, on ne distingue pas vraiment de porosité, suggérant ainsi que cette particule puisse être compacte. (b) Particule floconneuse, très poreuse, assimilable à un agrégat brisé. (c) Cette dernière particule, à mi-chemin entre l'agrégat collé et brisé, possédait en son sein deux sous-composants plus indurés, certainement compacts, qui ne se sont pas disloqués malgré la vitesse d'impact de quelques m.s^{-1} .

Conclusion générale et perspectives



En ce qui concerne le travail réalisé sur Europe, nous avons mis en place un processus de réduction des données SINFONI aboutissant à la création du cube hyperspectral global en réflectance de la surface d'Europe. Ce cube hyperspectral dispose, à ce jour, de la plus haute résolution spectrale ($R = 1500$) dans l'intervalle $1.45\text{--}2.45\ \mu\text{m}$ ainsi que de la meilleure couverture spatiale de la surface de la lune glacée. En termes de niveau de réflectance, les spectres finaux SINFONI sont parfaitement compatibles à ceux de l'instrument NIMS/Galileo, validant la méthode de réduction et l'étalonnage des données, notamment en ce qui concerne les modèles de corrections photométriques (surface Lambertienne, angle de phase) utilisés. Une première analyse basée sur des cartes de critères spectraux a permis de confirmer l'existence d'une dichotomie hémisphérique en termes de composition chimique, la glace d'eau étant nettement plus abondante sur l'hémisphère orbital avant que sur l'hémisphère orbital arrière. Par ailleurs, la haute résolution spectrale de SINFONI a rendu possible la détermination d'une température de surface $T = 120 \pm 20\ \text{K}$ via l'étude de la bande d'absorption à $1.65\ \mu\text{m}$, caractéristique de la glace d'eau cristalline et dont la position est dépendante de la température.

Par la suite, via la modélisation linéaire de nos spectres, nous avons produit les premières cartes d'abondances absolues à l'échelle globale pour la surface d'Europe. Ces cartes confirment la présence des deux espèces majoritaires, la glace d'eau et l'acide sulfurique (octa)hydraté. La distribution de cette dernière est largement corrélée avec l'hémisphère orbital arrière, préférentiellement impacté par un flux d'ions de soufre originaires du tore de plasma produit par l'activité volcanique d'Io, ce qui suggère une origine exogène pour cette espèce. Concernant la glace d'eau, l'interprétation est plus complexe. Tout d'abord, contrairement au résultat d'une étude antérieure, notre modélisation spectrale linéaire donne la forme cristalline de la glace d'eau ~ 1.75 fois plus abondante (en moyenne) que la forme amorphe, et ce malgré l'irradiation UV du Soleil et le bombardement de la magnétosphère jovienne. Ce résultat n'est pour autant pas incompatible avec celui de l'étude antérieure et traduirait l'existence d'un gradient de cristallinité croissant au sein des premiers microns de la surface glacée. Ensuite, la distribution générale de la glace amorphe est presque parfaitement anticorrélée à l'apex de l'hémisphère orbital arrière (et donc par conséquent à l'acide sulfurique hydraté), tandis que la distribution de la glace cristalline met en avant un lien avec certaines unités géomorphologiques présentes en surface, suggérant une activité endogène locale corroborée par le faible taux de cratérisation de la surface d'Europe, l'existence d'une tectonique à grande échelle et la confirmation de l'existence de plumes.

Outre l'acide sulfurique hydraté et la glace d'eau, la modélisation met en avant la nécessité des sels chlorés de magnésium (chlorure, chlorate et perchlorate) afin de modéliser nos spectres et remet en cause les détections marginales de sulfates suggérées à partir des observations de l'instrument NIMS/Galileo. La concentration absolue du chlorure de magnésium atteint localement 25 % et sa carte d'abondance est corrélée à celle des grains de $5\ \mu\text{m}$ de la glace d'eau cristalline et à la géomorphologie, démontrant le rôle potentiel et non-négligeable des apports endogènes. La présence de chlorure de magnésium en surface pourrait s'expliquer par la cristallisation fractionnée d'un liquide enrichi en sels minéraux suite à son interaction avec le manteau silicaté d'Europe, et correspondrait dans ce cas à une trace chimique de son océan sous-glaciaire. Le chlorate et le perchlorate de magnésium correspondraient aux produits finaux de réactions photochimiques et/ou de l'oxydation du chlorure de magnésium.

Les perspectives à cette étude d'Europe sont nombreuses et variées. La première est l'agrandissement du domaine spectral via les bandes Y ($0.8 - 1.1 \mu m$) et J ($1.1 - 1.4 \mu m$), particulièrement intéressantes dans le but de vérifier la prédominance des sels chlorés de magnésium par rapport aux sulfates. Dans cette optique, une collaboration a été entamée sur des données du nouvel instrument SPHERE dans le domaine Y-J-H ($0.95 - 1.65 \mu m$). Si le rapport de Strehl de l'instrument SPHERE ($\geq 70\%$) permet de mieux distinguer les différentes structures géomorphologiques à la surface d'Europe, sa résolution spectrale est, pour le moment, bien trop insuffisante ($R \sim 30$) pour contraindre la composition chimique de la surface. Afin d'avoir cette information spectrale, une proposition de campagne d'observations via la bande J de SINFONI a été soumise fin septembre. La procédure de réduction des données présentée dans ce manuscrit restant la même quel que soit le domaine de longueur d'ondes de SINFONI, de nouvelles contraintes compositionnelles devraient rapidement être obtenues si la proposition venait à être acceptée.

Outre des données dans le proche-infrarouge, des données du spectromètre ponctuel NACO dans le moyen-infrarouge ($3.0 - 4.2 \mu m$), acquises à la même période que les données SINFONI présentées dans ce manuscrit, vont être analysées. La haute résolution spectrale de ces données devrait s'avérer utile pour vérifier l'hypothèse du gradient de cristallinité à l'intérieur de la couche de glace. De plus, la question sur la présence ou non de matière organique sera investiguée plus en détail que ce qui a pu être fait au cours de ces trois ans de thèse, les liaisons C-H caractéristiques de cette matière organique possédant plusieurs pics d'absorptions particulièrement marqués dans cette gamme de longueur d'onde.

En plus du traitement de ces différents jeux de données, des améliorations en termes de modèles sont envisagées. D'une part en améliorant le modèle de corrections photométriques qui, actuellement, ne permet pas d'avoir des spectres étalonnés en réflectance à une latitude $\theta \geq 60^\circ$, et d'autre part en développant la librairie spectrale utilisée pour la modélisation. Cependant, ce dernier aspect est indépendant de la volonté de l'équipe, le laboratoire ne possédant pas (encore) une installation permettant d'acquérir des spectres à des températures représentatives de la surface d'Europe. Aussi, une approche non-linéaire de la modélisation spectrale permettrait certainement d'obtenir des modélisations de meilleure qualité (et donc des abondances plus réalistes), bien que nous avons pu constater que notre approche linéaire permet déjà d'obtenir des modèles spectraux très convaincants.

Enfin, pour conclure sur les perspectives de cette étude, il est important de rappeler que l'instrument MAJIS de l'ambitieuse future mission JUICE/ESA a pour objectif principal de caractériser les surfaces des satellites glacés en général, donc la surface d'Europe mais aussi celles de Callisto et Ganymède. Afin de mieux appréhender la composition de la surface de ces deux derniers satellites glacés, une campagne d'observations au sol a été menée entre janvier et février 2015, une nouvelle fois avec l'instrument SINFONI. Le domaine H+K a encore une fois été choisi, notamment afin d'avoir une démarche comparative par rapport à la composition de la surface d'Europe. Une réduction d'une petite partie de ces observations a par ailleurs été faite, et les premiers spectres analysés indiquent que les surfaces de ces deux satellites sont, comme attendu, nettement moins riches en eau que ne l'est la surface d'Europe. Une analyse plus poussée de ces données est donc prévue étant donné leur qualité et leur quantité équivalentes à celle des données Europe analysées dans cette thèse.

Concernant le travail effectué sur les grains cométaires, nous avons mis en place une méthode automatisée de détection et de détermination de la surface des particules collectées par COSIMA. Cette méthodologie, qui permet notamment de ne pas identifier les petites aspérités déjà présentes sur les cibles avant exposition comme étant des grains, a permis d'identifier environ 35000 particules, dont 536_{-62}^{+42} ayant une surface $S \geq 50$ pixels, à la surface de dix-huit cibles exposées trois par trois en six jeux différents. Statistiquement, le nombre de particules sur les cibles n°1 est plus de trois fois supérieur au nombre de particules sur les cibles n°3, suggérant l'existence d'un biais de collection.

À partir des nombreuses détections, des lois statistiquement significatives de la distribution en taille cumulative des particules ont été calculées (1) en additionnant l'ensemble des particules collectées et (2) au cas par cas pour les différents jeux de cibles. La loi de distribution globale possède un degré de loi $\gamma = -2.66_{-0.17}^{+0.28}$, comparable à celui obtenu par une autre étude sur les grains collectés par COSIMA utilisant, cette fois, une approche non-automatisée. Toutefois, cette valeur de γ conduit à une pente de la distribution en taille nettement plus grande que celles obtenues par les instruments GIADA/Rosetta ($\gamma \sim -1$) et CIVA/Philae ($\gamma \sim -0.7$). pour des tailles de grain respectivement sub-millimétrique et sub-centimétrique. Cette différence pourrait être associée à un processus d'éjection dépendant de la taille des grains ou au processus de fragmentation des grains au sein de l'instrument. Ce dernier processus complique l'interprétation concernant l'évolution de la distribution en taille des particules sur les différents jeux de cibles, qui semble diminuer subtilement au fur et à mesure que la comète se rapproche du périhélie.

Les quelques 500 particules de grande taille (≥ 50 pixels) ont été caractérisées en termes de morphologie, avec deux grandes catégories : les particules compactes et les agrégats. Les particules compactes, qui représentent moins de 10 % de l'ensemble des particules, ont des formes bien définies associées à des hauteurs élevées mises en évidence par l'étendue et la largeur de leurs ombres projetées sur les cibles. La capacité de certaines d'entre elles à se mouvoir sans laisser de trace suggère l'existence d'une force de cohésion substantielle. Cependant, l'évolution de certains grains compacts, qui se désagrègent lors de l'exposition aux ions primaires au cours de l'analyse, montre que cette cohésion pourrait n'être élevée que relativement aux agrégats. On retrouve de ce point de vue les conclusions d'OSIRIS sur les structures macroscopiques, avec des falaises qui s'effondrant sous la faible gravité cométaire.

Les agrégats sont des particules peu cohésives ayant perdu leurs formes d'origines peu de temps avant ou au moment de l'impact avec la cible collectrice. Ces particules ont des morphologies plus complexes que les particules compactes, avec de nombreuses sous-composants et, dans certains cas, l'existence de particules satellites. Trois sous-familles ont été identifiées : les agrégats brisés, les agrégats collés et les *rubble piles*. D'un point de vue structural et morphologique, les *rubble piles* présentent une complexité en tout point comparable aux IDPs, confirmant la corrélation entre les grains cométaires à l'échelle de quelques dizaines de microns et ces dernières aux échelles sub-micrométriques et micrométriques. Bien qu'il existe des différences notables entre les exemples types de ces sous-familles, il est fréquent qu'une particule se trouvent à mi-chemin entre deux sous-familles, indiquant qu'il y a de fait un continuum de morphologies au sein des agrégats. Sous éclairage rasant, il est difficile de déter-

miner sans ambiguïté l'albédo des particules collectées. Cependant, les valeurs supérieures que l'on peut obtenir pour les agrégats sont faibles ($< 10\%$). Ce résultat est cohérent avec une contribution dominante de matière organique complexe démontrée par les résultats des analyses en spectrométrie ionique de COSIMA.

Les particules compactes ont été collectées à plus de 55% durant les six premiers mois de la mission, c'est à dire lors de la première phase de l'activité cométaire ($2.4 - 3.6 U.A.$). Cette évolution du profil des particules suggère l'existence d'un manteau poussiéreux, riche en particules compactes accumulées au cours de l'orbite précédente, légèrement désolidarisé du reste du noyau cométaire et qui serait par conséquent le premier à être mobilisé par l'activité cométaire. Pour conclure, les agrégats ainsi que certaines particules compactes subissent des modifications morphologiques conséquentes après l'usage de la source ionique afin de les analyser chimiquement. Cela dénote d'une force de cohésion particulièrement faible, explicable par une origine non collisionnelle des comètes.

Au niveau de la méthodologie, il est tout d'abord possible d'envisager des améliorations des procédures de détection et de caractérisation des particules cométaires. Dans un premier temps cela consisterait à utiliser des images sur-échantillonnées afin d'améliorer la résolution spatiale. En effet, la fiabilité du TMU de COSIMA atteint quelques micromètres, rendant possible la construction d'une image sur-échantillonnée 2048×2048 pixels à partir de quatre images 1024×1024 dont les champs visuels sont décalées les uns des autres par $\sim 7 \mu m$ ($1/2$ pixels) selon l'axe horizontal et/ou vertical. La faisabilité et l'efficacité de cette technique ont été démontrées dans l'article de LANGEVIN et al. (2016). L'amélioration est très nette pour la définition des contours des grains, avec une résolution que l'on peut considérer comme équivalente à une taille de pixel de $10 \mu m$ (au lieu de $14 \mu m$) en se basant sur la capacité à séparer des sources ponctuelles. On pourrait ainsi étudier la typologie de particules de taille nettement inférieure à $100 \mu m$.

Dans un second temps, la superposition des cibles pourrait être améliorée. En effet, actuellement, la méthode ne correspond qu'à une simple translation, calculée à partir de différents points des images, sans prendre en compte d'éventuelles déformations pouvant être induites par un angle d'inclinaison et/ou de rotation. Aussi, les forts contrastes résultant de l'éclairage rasant permettent le plus souvent d'identifier sans ambiguïté les particules même lorsque le signal est très faible. Cependant, la caractérisation de la morphologie serait améliorée par un traitement du signal plus élaboré qui réduirait le bruit systématique, qui se manifeste par de fines stries inclinées à 45° lorsque le signal est très faible.

La première perspective au niveau scientifique consistera à appliquer la méthodologie présentée dans cette thèse au dernier support de cible (C3), exposée lors des 6 derniers mois de la mission, pendant la phase d'éloignement du soleil ($2.9 - 3.8 U.A.$). Les particules collectées sur ces trois cibles apporteront ainsi un éclairage complémentaire concernant l'évolution (1) de la distribution en taille et (2) de la morphologie au cours de l'orbite.

Une étude plus détaillée pourrait ensuite être envisagée sur des intervalles temporels courts ayant conduit à des collectes importantes, qui permettent de fait d'étudier la structuration interne d'un petit nombre de particules parentes de taille millimétrique et leur contribution à la distribution en taille avant leur fragmentation lors de la collecte, ce qui permet une comparaison avec les lois en puissance obtenues par les autres instruments de la mission.

Une étude de la dimension fractale de Minkowski-Bouligand (dite « *box-counting* ») semble particulièrement appropriée aux cartes de détections générées par notre méthode. La comparaison de cette dimension fractale avec celle des *Interplanetary Dust Particles* (IDPs) et des micrométéorites antarctiques apporterait des éléments supplémentaires sur l'origine cométaire de ces échantillons extraterrestres, car les échelles spatiales observées, bien que décalées (de $10\ \mu\text{m}$ jusqu'au millimètre pour COSISCOPE, de $100\ \text{nm}$ jusqu'à $10\ \mu\text{m}$ pour les IDPs et les micrométéorites), se recouvrent.

Publications

Articles publiés dans des revues à comité de lecture :

- Merouane, S. ; Langevin, Y. ; Zaprudin, B. et al., Dust particle flux and size distribution in the coma of 67P/Churyumov-Gerasimenko measured in-situ by the COSIMA instrument on board Rosetta, *Astronomy & Astrophysics*, sous presse
- Ligier, N. ; Poulet, F. ; Carter, J. et al., VLT/SINFONI Observations of Europa : New Insights into the Surface Composition, *The Astronomical Journal*, 2016, 151 :163 (16pp)
- Langevin, Y. ; Hilchenbach, M. ; Ligier, N. et al., Typology of dust particles collected by the COSIMA mass spectrometer in the inner coma of 67P/Churyumov Gerasimenko, *Icarus*, 2016, 271, 76–97
- Hilchenbach, M. ; Kissel, J. ; Langevin, Y. et al., Comet 67P/Churyumov-Gerasimenko : Close-up on Dust Particle Fragments, *The Astrophysical Journal*, 2016, 816, L32
- Braga-Ribas, F. ; Sicardy, B. ; Ortiz, J. L. et al., A ring system detected around the Centaur (10199) Chariklo, *Nature*, 2014, 508, 72–75



VLT/SINFONI OBSERVATIONS OF EUROPA: NEW INSIGHTS INTO THE SURFACE COMPOSITION

N. LIGIER¹, F. POULET¹, J. CARTER^{1,2}, R. BRUNETTO¹, AND F. GOURGEOT^{2,3}¹ Institut d’Astrophysique Spatiale, CNRS, Univ. Paris-Sud, Université Paris-Saclay, Bât. 121, F-91405 Orsay cedex, France; nicolas.ligier@ias.u-psud.fr² European Southern Observatory, Alonso de Córdova 3107, Vitacura, Casilla 19001, Santiago de Chile, Chile³ Observatório Nacional (COAA), Rua General José Cristino 77, 20921-400 São Cristóvão, Rio de Janeiro RJ, Brazil

Received 2016 February 19; accepted 2016 March 31; published 2016 May 27

ABSTRACT

We present new insights into Europa’s surface composition on the global scale from linear spectral modeling of a high spectral resolution data set acquired during a ground-based observation campaign using SINFONI,⁴ an adaptive optics near-infrared instrument on the Very Large Telescope (ESO). The spectral modeling confirms the typical “bullseye” distribution of sulfuric acid hydrate on the trailing hemisphere, which is consistent with Iogenic sulfur ion implantation. However, the traditional hypothesis of the presence of sulfate salts on the surface of the satellite is challenged as Mg-bearing chlorinated species (chloride, chlorate, and perchlorate) are found to provide improved spectral fits. The derived global distribution of Mg-chlorinated salts (and particularly chloride) is correlated with large-scale geomorphologic units such as chaos and darker areas, thus suggesting an endogenous origin. Based on the 1.65 μm water-ice absorption band shape and position, the surface temperature is estimated to be in the range 110–130 K, and water ice is found to be predominantly in its crystalline state rather than amorphous. While amorphous water ice exhibits a strong correlation with the expected intensity of the Ionian plasma torus bombardment, crystalline water ice is instead more associated with distinct geomorphological units. Endogenous processes such as jets and ice heating due to active geology may explain this relationship. Otherwise, no evidence of a correlation between grain size for the water ice and the sputtering rate has been detected so far.

Key words: planets and satellites: composition – planets and satellites: individual (Europa) – planets and satellites: surfaces

1. INTRODUCTION

Europa is a planet-sized, differentiated Jovian satellite that could still be tectonically and volcanically active today (Schmidt et al. 2011; Kattenhorn & Prockter 2014; Roth et al. 2014). This body has a 100–160 km thick outer layer consisting of an icy crust that most likely covers a briny ocean (Squyres et al. 1983; Anderson et al. 1998; Kivelson et al. 2000). The chemical interactions between this ocean and a potential silicate ocean floor would generate the basic ingredients favorable for habitability according to terrestrial standards (Chyba 2000; Marion et al. 2003), making this object one of the prime candidates in the search for habitable zones and life in the outer solar system. Little is known, however, about the properties and chemistry of this ocean. The details of the processes that shape and compose Europa’s ice shell are also not well understood. Its geological activity, which is associated with an average surface age of ~ 50 Myr (Pappalardo et al. 1999; Zahnle et al. 2003), suggests that the surface could exhibit fingerprints of chemical species directly originating from its subglacial ocean.

Water ice (presumed to be mostly amorphous) is the dominant component of the surface of Europa (Hansen & McCord 2004; Grundy et al. 2007). Visible and near-infrared water absorption features in the “dark” regions, which cover much of Europa’s surface, appear to be asymmetric and distorted. McCord et al. (1998b, 1999, 2002, 2010) interpreted these distortions as being due to the presence of Mg- and Na-sulfates, and perhaps carbonates which could originate from endogenous processes. Orlando et al. (2005) placed upper limit concentrations of 50 mol% MgSO_4 and 40 mol% Na_2SO_4

based on the diffuse reflectance spectra of selected flash-frozen sulfate salt/acid mixtures. Hydrated sulfuric acid ($\text{H}_2\text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$) can also explain these spectral signatures (Carlson et al. 1999b). Because Europa’s surface is profoundly weathered by Jovian and Ionian charged particles and UV solar irradiation, exogenous compounds have also been proposed for Europa. SO_2 is observed on the trailing side (Lane et al. 1981). Initially, this compound was considered to be released by Io’s volcanoes, after which it is implanted into Europa’s surface ice, although recent works favor an endogenous source related to an Na-rich salty ocean below Europa’s crust (Leblanc et al. 2002). O_2 and H_2O_2 have also been reported and these species are likely radiolytic products of water (Spencer et al. 1995; Carlson et al. 1999a; Gomis et al. 2004). The sulfuric acid hydrate could be the product of the bombardment of the icy surface by exogenous sulfur ions (Carlson et al. 1999b, 2002; Strazzulla et al. 2009; Ding et al. 2013) as well as by sulfur-molecules released by Io’s very active volcanoes. Other compounds have been found, including CO_2 which has been detected on all three icy Galilean satellites, but the source of this molecule remains unknown. Related products (carbonates, tholins) may also be present (McCord et al. 1998a).

To date, most of this compositional information has been obtained by the Near-Infrared Mapping Spectrometer (NIMS) on board the *Galileo* spacecraft, operating in the 0.7–5.2 μm range with a spectral sampling $\delta\lambda$ of 0.0243 μm , or $R = \lambda/\delta\lambda$ of 66 at 1.6 μm , and spatial sampling varying from >100 to ~ 2 km/pix (Carlson et al. 2005; Shirley et al. 2010). A new class of Integral Field Unit (IFU) spectrometers mounted on large telescopes with adaptive optics capabilities has since become available in major Earth-based observatories. Such instruments can provide global coverage with very high spectral resolution and tens of km of spatial resolution. In this

⁴ Based on observations made with ESO telescopes at the La Silla Paranal Observatory under program ID 088.C-0.833.

context, two ground-based observation campaigns have been carried out over the last 10 years with the W. M. Keck Observatory in Hawaii (Spencer et al. 2006; Brown & Hand 2013; Hand & Brown 2013). These campaigns have provided an almost complete coverage of the surface of Europa with a spectral resolution ~ 40 times higher than that of NIMS. Brown & Hand (2013) identified a small absorption feature at $2.07 \mu\text{m}$ on Europa’s trailing hemisphere which has been attributed to magnesium sulfate $\text{MgSO}_4 \cdot 7(\text{H}_2\text{O})$ (epsomite). Other species are also expected, namely, chlorine salts, based on the presence of the salty ocean (Hanley et al. 2014). Hand & Carlson (2015) suggested an NaCl-rich ocean to explain Europa’s yellow-brownish surface color in the visible wavelength, possibly due to the NaCl coloration after irradiation in conditions relevant to Europa.

Europa is becoming a major target of interest for space agencies. NASA’s “Europa Multiple Flyby Mission” is mainly dedicated to its study and the upcoming ESA L-class mission “JUICE” to the Jupiter system will partly address the question of its surface composition. For both missions, the surface composition will be investigated through remote sensing in the visible and near-infrared wavelength range using the “Mapping Imaging Spectrometer for Europa” (MISE) instrument for the NASA mission (Blaney et al. 2015) and “Moon And Jupiter Imaging Spectrometer” (MAJIS) instrument for the ESA mission (Langevin et al. 2014). To prepare MAJIS’s radiometric budget and to further investigate the surface composition of Europa, high spatial and spectral resolution, ground-based observations of Europa were acquired in the near-infrared wavelength range using the adaptive optics system and the Spectrograph for Integral Field Observations in the Near-Infrared (SINFONI) instrument mounted on the Cassegrain focus of the Yepun (UT4) telescope at the European Southern Observatory (ESO) Very Large Telescope (VLT) in Chile (Eisenhauer et al. 2003). This ground-based data set provides unprecedented spectral resolution, spatial sampling, and signal-to-noise ratio (S/N), allowing for the potential detection and mapping of narrow spectral signatures.

This paper is organized as follows. We first present the observations and the specific reduction process developed for this study. The second part is dedicated to the analysis of near-infrared (NIR) Europa spectra. Reflectance and band depth maps are derived and compared to previous observations. Modeling of SINFONI observations is performed with a linear unmixing model using various species including hydrated sulfuric acid, water ice, and hydrated sulfate and chlorine salts. Finally, the presence, spatial distribution, and origin of these species are discussed.

2. OBSERVATIONS, DATA REDUCTION AND METHODS

2.1. Observations

A global compositional mapping campaign of Europa was performed between 2011 October and 2012 January during five nights with the ground-based integral field spectrograph SINFONI. The broad H+K spectral range, which provides sufficient spectral resolution ($\sim 1 \text{ nm}$ corresponding to a spectral resolving power in excess of $R = \lambda/\Delta\lambda = 1500$), was chosen so as to detect any narrow signature in its $1.452\text{--}2.447 \mu\text{m}$ wavelength range. The observational mode of SINFONI is rather complex. An “image slicer” segments the 0.8 by 0.8 arcsec field of view into 32 image slitlets of 12.5

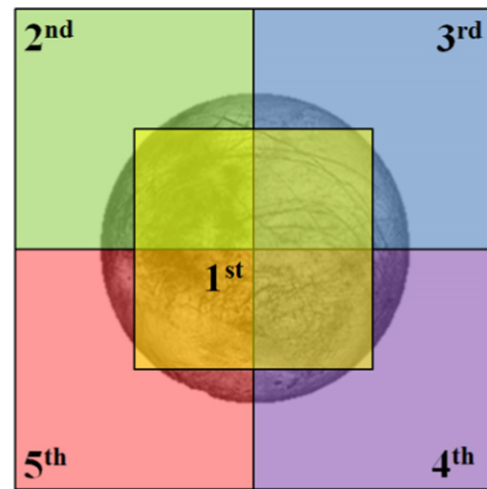


Figure 1. Typical mosaic of five observations taken during each run required for obtaining a complete coverage of one face of Europa. The first piece of the mosaic is overlapping the four others, thus serving as reference to normalize the flux.

milliarcsec (mas) size, which are redirected toward the spectrograph grating to be re-imaged onto the 2048×2048 pixel SINFONI detector. Each of the 32 slitlets is imaged onto 64 pixels of the detector, thus yielding 64×32 spectra of the imaged region on the sky. The original field of view is reconstructed into a 64×64 binned pixel image-cube, with the third dimension corresponding to wavelength. Actual spatial sampling is 12.5×25 mas.

Observations were carried out near opposition to maximize the angular resolution, resulting in angular diameters of Europa varying from 0.897 to 1.083 arcsec, i.e., larger than SINFONI’s $0''.8$ field of view. To cover the entire disk of Europa, a mosaic of five overlapping frames was necessary to cover the entire surface of the satellite with a $\sim 35 \times 70$ km spatial bin (Figure 1). The five frames of the mosaic were first acquired and then followed by the acquisition of three sky background frames. Immediately following each observation, the solar-type star HD 18681 was observed at similar airmass (see Table 1 for more details).

2.2. Data Reduction

2.2.1. ESO Pipeline

The processing of these complex data involves several steps. The first step uses the standard calibration routines of the ESO SINFONI data-reduction pipeline v2.4.3 and GASGANO. It first corrects all of the raw frames for bad detector cosmetics such as spurious horizontal lines that are created upon readout. The tool also produces all of the basic calibration files: bad pixel masks, master darks, master flats, wavelength solution, and geometric distortion calibration. Unfortunately, because of the instrument data’s complex geometry, all of the artifacts were not satisfactorily corrected over the whole wavelength range, leading to about 10 well-identified patches of spurious pixels (a patch consists of between 4 and 8 juxtaposed pixels) for each observation. The final outputs of the ESO pipeline are reconstructed 3D cubes (x, y, λ) in detector count values.

Table 1
Observation Log

Time (UT)	Target	I.T.	Airmass	Strehl Mean	Obs. Lon/Lat	S.S.P. Lon/Lat	Φ	P.A.
2011 Oct 4th								
08:01	Europa 1st mos. piece	30 s	1.428	13.71 ± 1.38	220.1°W; 3.4°	225.5°W; 3.0°	5.4°	-20.2°
08:06	Europa 2nd mos. piece	30 s	1.446	10.15 ± 0.95	220.5°W; 3.4°	225.8°W; 3.0°	5.4°	-20.2°
08:11	Europa 3rd mos. piece	30 s	1.465	9.74 ± 0.70	220.8°W; 3.4°	226.2°W; 3.0°	5.4°	-20.2°
08:16	Europa 4th mos. piece	30 s	1.486	11.20 ± 0.82	221.2°W; 3.4°	226.5°W; 3.0°	5.4°	-20.2°
08:21	Europa 5th mos. piece	30 s	1.508	11.58 ± 1.29	221.5°W; 3.4°	226.9°W; 3.0°	5.4°	-20.2°
08:26	Sky	30 s	1.532	/	/	/	/	/
08:32	Sky	30 s	1.565	/	/	/	/	/
08:37	Sky	30 s	1.594	/	/	/	/	/
08:49	HD 18681	20 s	1.435	7.35 ± 1.20	/	/	/	/
08:54	Sky	20 s	1.454	/	/	/	/	/
08:58	HD 18681	20 s	1.474	6.88 ± 0.64	/	/	/	/
2011 Oct 5th								
05:05	Europa 1st mos. piece	30 s	1.320	39.48 ± 1.24	309.2°W; 3.4°	314.4°W; 3.0°	5.2°	-20.3°
05:10	Europa 2nd mos. piece	30 s	1.310	38.61 ± 1.03	309.5°W; 3.4°	314.7°W; 3.0°	5.2°	-20.3°
05:15	Europa 3rd mos. piece	30 s	1.302	37.74 ± 1.22	309.9°W; 3.4°	315.1°W; 3.0°	5.2°	-20.3°
05:20	Europa 4th mos. piece	30 s	1.294	39.39 ± 1.62	310.2°W; 3.4°	315.4°W; 3.0°	5.2°	-20.3°
05:25	Europa 5th mos. piece	30 s	1.288	39.56 ± 0.59	310.6°W; 3.4°	315.8°W; 3.0°	5.2°	-20.3°
05:30	Sky	30 s	1.282	/	/	/	/	/
05:40	Sky	30 s	1.273	/	/	/	/	/
05:45	Sky	30 s	1.270	/	/	/	/	/
05:55	HD 18681	2 s	1.263	38.88 ± 0.98	/	/	/	/
05:58	Sky	2 s	1.258	/	/	/	/	/
06:02	HD 18681	2 s	1.254	39.89 ± 0.99	/	/	/	/
2011 Oct 21st								
03:39	Europa 1st mos. piece	30 s	1.342	29.14 ± 1.26	127.2°W; 3.3°	128.8°W; 3.0°	1.8°	-20.8°
03:44	Europa 2nd mos. piece	30 s	1.331	30.70 ± 1.35	127.5°W; 3.3°	129.2°W; 3.0°	1.8°	-20.8°
03:49	Europa 3rd mos. piece	30 s	1.320	31.27 ± 1.13	127.9°W; 3.3°	1295°W; 3.0°	1.8°	-20.8°
03:54	Europa 4th mos. piece	30 s	1.310	34.22 ± 1.80	128.2°W; 3.3°	129.9°W; 3.0°	1.8°	-20.8°
03:59	Europa 5th mos. piece	30 s	1.301	32.72 ± 1.27	128.6°W; 3.3°	130.2°W; 3.0°	1.8°	-20.8°
04:11	Sky	30 s	1.283	/	/	/	/	/
04:18	Sky	30 s	1.275	/	/	/	/	/
04:23	Sky	30 s	1.270	/	/	/	/	/
04:34	HD 18681	2 s	1.293	24.09 ± 1.34	/	/	/	/
04:38	Sky	2 s	1.286	/	/	/	/	/
04:42	HD 18681	2 s	1.280	21.41 ± 2.63	/	/	/	/
2012 Jan 3rd								
01:39	Europa 1st mos. piece	15 s	1.405	30.39 ± 0.72	65.8°W; 2.9°	55.0°W; 3.1°	10.8°	-22.2°
01:44	Europa 2nd mos. piece	15 s	1.425	32.44 ± 0.98	66.2°W; 2.9°	55.4°W; 3.1°	10.8°	-22.2°
01:50	Europa 3rd mos. piece	15 s	1.447	31.72 ± 1.14	66.6°W; 2.9°	55.8°W; 3.1°	10.8°	-22.2°
01:55	Europa 4th mos. piece	15 s	1.471	31.01 ± 2.12	67.0°W; 2.9°	56.2°W; 3.1°	10.8°	-22.2°
02:01	Europa 5th mos. piece	15 s	1.497	28.31 ± 0.66	67.4°W; 2.9°	56.6°W; 3.1°	10.8°	-22.2°
02:07	Sky	15 s	1.526	/	/	/	/	/
02:13	Sky	15 s	1.560	/	/	/	/	/
02:18	Sky	15 s	1.595	/	/	/	/	/
02:38	HD 18681	3 s	1.382	28.96 ± 1.28	/	/	/	/
02:41	Sky	3 s	1.391	/	/	/	/	/
02:43	HD 18681	3 s	1.401	29.93 ± 0.59	/	/	/	/
2012 Jan 17th								
01:08	Europa 1st mos. piece	30 s	1.502	12.11 ± 2.18	42.1°W; 2.9°	30.7°W; 3.1°	11.3°	-22.1°
01:13	Europa 2nd mos. piece	30 s	1.527	8.89 ± 2.57	42.4°W; 2.9°	31.1°W; 3.1°	11.3°	-22.1°
01:18	Europa 3rd mos. piece	30 s	1.553	4.59 ± 1.95	42.8°W; 2.9°	31.4°W; 3.1°	11.3°	-22.1°
01:23	Europa 4th mos. piece	30 s	1.581	7.91 ± 2.70	43.1°W; 2.9°	31.8°W; 3.1°	11.3°	-22.1°
01:28	Europa 5th mos. piece	30 s	1.611	7.56 ± 1.20	43.5°W; 2.9°	32.1°W; 3.1°	11.3°	-22.1°
01:33	Sky	30 s	1.646	/	/	/	/	/
01:44	Sky	30 s	1.727	/	/	/	/	/
01:50	Sky	30 s	1.775	/	/	/	/	/
02:04	HD 18681	2 s	1.463	20.26 ± 1.21	/	/	/	/
02:07	Sky	2 s	1.478	/	/	/	/	/

Table 1
(Continued)

Time (UT)	Target	I.T.	Airmass	Strehl Mean	Obs. Lon/Lat	S.S.P. Lon/Lat	Φ	P.A.
02:11	HD 18681	2 s	1.495	22.93 \pm 0.36	/	/	/	/

Note. Columns from left to right: observation time, observation target, integration time (I.T.), airmass, Strehl ratio calculated by the SINFONI RTC, apparent planetographic longitude and latitude of the center of Europa seen by the observer, apparent planetographic longitude and latitude of the sun as seen by the observer (S.S.P.), the phase angle (Φ), and the north pole position angle (P.A.). The last four details are provided by NASA JPL Ephemerides (<http://ssd.jpl.nasa.gov/>).

2.2.2. Telluric Correction

The next step of the data-reduction process consists of correcting each pixel for atmospheric absorptions and calibrating the reflectance spectra. The following formula is applied to each cube:

$$\mathbf{R}(\lambda) = \frac{\text{Europa flux}(\lambda)}{\text{Star flux}(\lambda)} \times \mathbf{C} \quad \text{with} \quad (1)$$

$$\mathbf{C} = \frac{T_{\text{Telluric}}}{T_{\text{Europa}}} \times \frac{1}{\Omega_{\text{pixel}} \times 10^{\frac{M_{\text{Telluric}} - M_{\text{Sun}}}{2.5}}}.$$

The coefficient \mathbf{C} depends on (1) the integration times of Europa and the telluric star (T_{Europa} and T_{Telluric} , respectively), (2) the angular surface Ω_{pixel} of a pixel (3.65×10^{-15} sr), (3) the apparent magnitude of the Sun seen from Jupiter ($M_{\text{Sun}} = -23.16$), and (4) the apparent magnitude of the telluric ($M_{\text{Telluric}} = 9.23$). To reduce the noise and obtain more accurate reflectance values, the telluric flux is evaluated over a circle of 11 pixels in radius around the center peak of the point-spread function (PSF). The radius value is visually estimated by studying the aspect of the PSF at $2.4 \mu\text{m}$ and includes the primary and secondary diffraction lobes. Note that the PSF is better defined at large wavelengths than at small ones. This causes a slight undervaluation of the star flux at small wavelengths, which introduces an overestimate of the reflectance and a slope effect in the correction. This slope effect is minimal for a Strehl value of $\sim 40\%$ but needs to be corrected for lower values (see Section 3.1).

2.2.3. Mosaic Reconstruction

An important step in the reduction scheme is the reconstruction of the mosaic from the five cubes. The central piece of the mosaic (referred to as central in Figure 1), which has squares of 16×16 or more pixels overlapping with the other 4 pieces, is used to normalize the whole mosaic. The flux value over the whole wavelength range (excluding the main atmospheric contamination zone between 1.80 and $1.92 \mu\text{m}$) is summed for all of the overlapping pixel squares of the mosaic's eccentric pieces and for the central one, which gives $R_{\text{eccentric}}$ and R_{central} , respectively. We then normalized each eccentric piece of the mosaic to the central one by multiplying them by their respective factor $f = R_{\text{eccentric}}/R_{\text{central}}$. Values of f range over the interval $[0.90, 1.15]$, except for one piece taken during the 2012 January 17 run that has a very low Strehl. This piece mostly affects the region of Europa located between 30°S and 15°N in latitude and 355°W and 40°W in longitude. The merging of the five pieces provides a single 3D cube for each night of observation.

2.2.4. Photometric Corrections

Photometric correction is then applied to obtain the geometrically corrected reflectance. We approximate Europa's surface as a Lambertian surface and correct the data cube of each run by the following factor:

$$\cos(i) = \sqrt{1 - \left(\frac{\text{SSP}}{r}\right)^2}, \quad (2)$$

where r and SSP are, respectively, the radius of Europa (in pixels) at the time of observation and the distance (in pixels) between the pixel and the sub-solar point. The result is visually convincing until angle values typically ranging between 50° and 60° (Figure 2). For larger angles, the reflectance is larger than 1, which is likely because the Lambertian surface hypothesis is no longer valid. We therefore remove the pixels for incidence $>50^\circ$, 55° , or 60° depending on the night. Finally, a phase angle effect correction was performed using the phase curve derived in the visible wavelength range from ground-based observations without taking into account the opposition effect (Domingue & Verbiscer 1997). This leads to a maximal correction factor of 1.12.

2.2.5. 3D Reflectance Cube

One of the major interests of the ESO data set is its potential global spatial coverage. The first step toward obtaining a global reflectance cube is to rotate each observation by Europa's north pole position angle at the time of observation (see the last column of Table 1). The second step then consists of merging the five observations. However, the observations were not taken in the same atmospheric conditions, which leads to images of varying quality as defined by their different Strehl ratio values (Table 1): the highest-quality observation was acquired on 2011 October 05, two good observations were taken on 2011 October 21 and 2012 January 03, and the two observations of 2011 October 04 and 2012 January 17 had an unusually low Strehl ratio. These variable conditions affect the reflectance level and the spectral slope from observation to observation. Hence, an additional normalization procedure prior to the merging step is performed using the best observation (2011 October 05) for reference in terms of reflectance level and spectral slope. Because of the low Strehl ratio of the 2011 October 04 and 2012 January 17 observations, we first apply a two-step reflectance level correction: (i) a ratioed spectrum is derived by dividing the median spectrum of the area overlapping geographically the reference observation to the median spectrum of that same area belonging to the reference observation; (ii) then, all of the pixels of the 2011 October 04 and 2012 January 17 observations are divided by this ratio spectrum. All of the observations are then normalized by adjusting the slope (calculated between 1.70 and $2.20 \mu\text{m}$) using the best observation for reference. These normalization processes may generate some

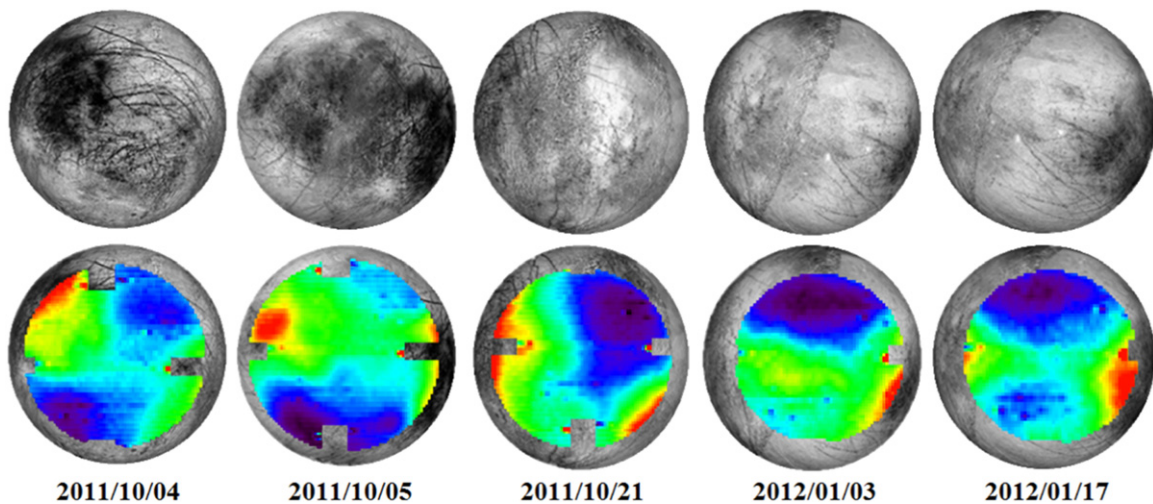


Figure 2. (Top) Five faces of Europa observed during five runs sorted chronologically. (Bottom) The corresponding SINFONI reflectance maps at $2\ \mu\text{m}$. Color code goes from violet (minimum reflectance) to red (maximal reflectance). Because of inhomogeneous telluric divisions, scale bars are not equal between observations, and thus are not shown. The suppression of spurious pixels at the edges of every mosaic piece led to partially truncated data. A few small patches corresponding to very locally overvalued or undervalued pixels are still present on each observation, mainly close to truncated parts. Some features, such as craters and dark areas, are clearly identifiable. Regions that are darker in the visible range have a higher reflectance value at $2\ \mu\text{m}$ than the brighter ones.

slight systematics in the non-reference observations because of the noise and artifacts in the median spectrum of the reference observation; nevertheless, it allows us to significantly reduce the impact of systematics common to all of the observations. The projection of the five observation nights can then be performed. Each night cube is resampled according to an equirectangular projection onto a 360×180 pixel matrix. The final product consists of a single 3D reflectance cube that covers about 70% of Europa's surface between -60° and $+60^\circ$ of latitude with a spatial sampling of $35 \times 70\ \text{km}/\text{pixel}$ (i.e., in the theoretical case where the Strehl value reaches 100%), which is comparable to the *Galileo* NIMS global observations (Carlson et al. 1992, 2005). As a consequence of the variable conditions of observations used to construct this global map, the spectra of the trailing hemisphere are globally of better quality than those of the leading hemisphere, particularly for wavelengths in the $1.7\text{--}2.0\ \mu\text{m}$ range and larger than $2.35\ \mu\text{m}$.

3. MAPS AND SPECTRA

3.1. The $2.00\ \mu\text{m}$ Albedo Map

The reflectance map at $2\ \mu\text{m}$ is shown in Figure 3 and compared to the Europa USGS map (USGS Map-a-planet: <http://astrogeology.usgs.gov/tools/map>). The main geological provinces, as mapped by Doggett et al. (2007, 2009), are also outlined with dark lines. Correlations of the $2\ \mu\text{m}$ map with some of these provinces are clearly visible, as described below. The smallest reflectance values at $2\ \mu\text{m}$ (≤ 0.08) are found in the Pwyll crater (271°W , -25°N), in the Falga Regio (210°W , 30°N), in an unnamed (and bright in the visible) area in the north of the leading hemisphere centered at (120°W , 30°N), as well as in two undefined areas south of the Annwn Regio (320°W , 20°N) and the Dyfed Regio (260°W , 10°N). The Dyfed Regio and Tara Regio borders are barely visible with medium reflectance values (0.12–0.15). Finally, the highest reflectance values (≥ 0.16) are observed in two different locations: near the antiojovian point (180°W , 0°N) and in a small dark chaos (355°W , 0°N) extending westward of Annwn Regio. Note, however, that the antiojovian bright

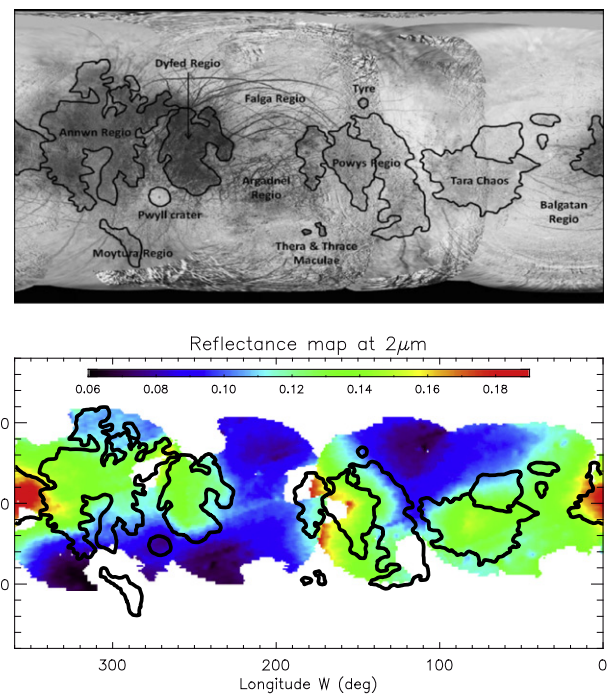


Figure 3. Europa USGS map in the visible wavelength (top) compared to SINFONI-based reflectance map at $2\ \mu\text{m}$ (bottom). Overplotted in black are approximate locations of major geomorphological units identified by Doggett et al. (2009). The maps are displayed in equirectangular projection.

spot can be partly attributed to the accumulation of small approximations (mainly resulting from the telluric division and photometric corrections) during the data reduction process. We will see that most of the albedo variations reported here are correlated to variations of material abundances (Section 5).

3.2. Water-ice Maps

As a preliminary investigation of Europa's surface composition, we map the water-ice signatures. Within the SINFONI

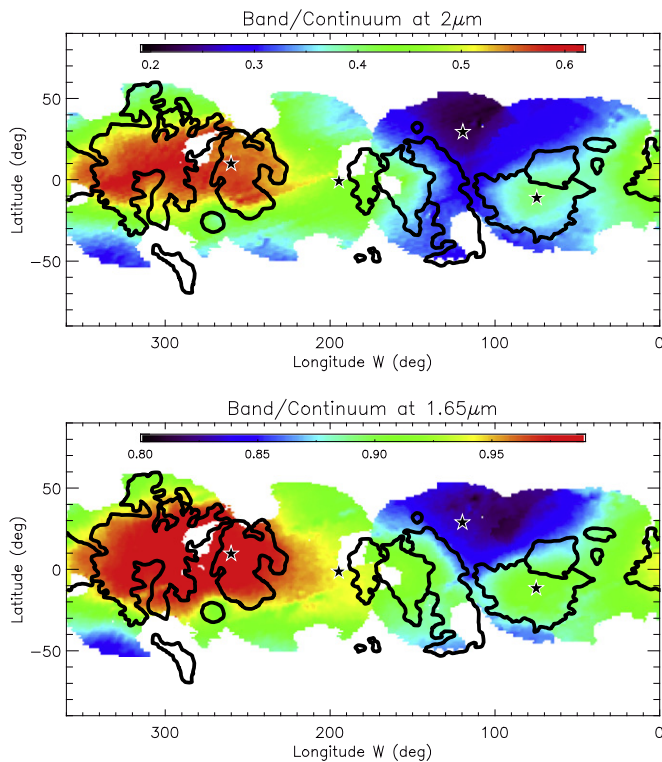


Figure 4. (Top) Band/continuum at $2\ \mu\text{m}$ used to characterize the water-ice distribution. (Bottom) Band/continuum at $1.65\ \mu\text{m}$ used to characterize the crystallinity of water ice. The maps are displayed in equirectangular projection and black stars represent the areas from which the spectra are extracted for further analyses in Figures 5 and 8.

wavelength range, the absorption at $2\ \mu\text{m}$ is the most appropriate for such an analysis. For each pixel, we divide the median reflectance value over the $1.995\text{--}2.005\ \mu\text{m}$ range by the continuum value at $2\ \mu\text{m}$ extrapolated from the slope between 1.745 and $2.235\ \mu\text{m}$ (median values over 20 wavelengths centered at each value; Figure 4). Performing spectral ratios has the advantage of eliminating most of the artifacts observed in the $2\ \mu\text{m}$ reflectance map, although some are still present because of the complex geometry of SINFONI, as previously discussed (see Section 2.2.1). The very typical “bullseye” feature reported in previous global surface composition studies (McEwen 1986; Carlson et al. 2005; Grundy et al. 2007; Brown & Hand 2013) is also visible here on the orbital trailing hemisphere. This feature is well correlated to the non-icy areas and to the dark trailing hemisphere in the visible wavelength range. Other large-scale variations associated with geomorphological units identified by *Galileo* are also sometimes observed. In spite of residual instrumental artefacts recognizable by localized straight lines and spurious pixels, some features (at SINFONI spatial resolution) such as the Pwyll crater and the Tara Regio are barely resolved as exhibiting values of the spectral parameter (0.38 and 0.40 on their center) significantly different from their surrounding terrains. Large areas with low visible albedo, including the Annwn Regio and Dyfed Regio, are also distinguishable by their low $2\ \mu\text{m}$ signatures.

We produced a similar global map for the absorption at $1.65\ \mu\text{m}$, which is characteristic of crystalline water ice (Figure 4). This feature is very well defined in the data set due to the high spectral resolution of the SINFONI instrument.

A specific spectral criteria index is derived by dividing the median reflectance in the $1.647\text{--}1.653\ \mu\text{m}$ range by the corresponding values of the continuum. A straight-line segment from the absorption’s left wing ($1.61\text{--}1.62\ \mu\text{m}$) and right wing ($1.69\text{--}1.70\ \mu\text{m}$) was used to approximate the continuum line. The spectral criteria is lower than 1 for all pixels, indicating that the $1.65\ \mu\text{m}$ feature is present in all of the SINFONI spectra. The spatial variations are well correlated at first order with the distribution of the $2\ \mu\text{m}$ criteria: the stronger the $2\ \mu\text{m}$ water-ice band is, the stronger the crystalline feature is. The surface of the leading hemisphere exhibits much stronger signatures than the trailing one. The smallest values (≤ 0.85) derived in the northern hemisphere of the leading side presume the presence of crystalline water in large abundance. As for the absorption at $2\ \mu\text{m}$, the map highlights correlations with some major geomorphological units: the Powys Regio and Tara Regio located in the leading hemisphere have slightly higher values than their surrounding areas, while the center of the Pwyll crater exhibits a smaller value (~ 0.90) than its surroundings. The area with the weakest absorption is actually well centered on the trailing apex and has an almost perfect ellipsoidal shape. Of special interest is the dependence of the value on latitude in the trailing hemisphere: for a given longitude, the absorption increases with latitude, which is consistent with the decreasing implantation of exogenous sulfur flux and the precipitation of energetic electrons with latitude (Paranicas et al. 2001; Hendrix et al. 2011; Patterson et al. 2012; Dalton et al. 2013).

3.3. Spectra of Different Region of Interests (ROIs)

3.3.1. Global Comparison

Spectral features significantly depend on location. Examples are shown in Figure 5. Spectra are extracted from four regions of interest and are well representative of the spectral diversity of Europa in the NIR wavelength range: (1) leading hemisphere at 120°W , 30°N in the bright icy area in the visible, (2) Dyfed Regio in the trailing hemisphere, which exhibits a low albedo in the visible wavelengths range, (3) a transition zone at (195°W , 0°N) close to antiojovian point, and (4) Tara Regio.

Overall, the spectral features are fairly consistent with previous NIMS and ground-based observations (Carlson et al. 1999b, 2005; Dalton 2007; Brown & Hand 2013): the leading hemisphere spectra are dominated by well-defined and strong water-ice absorptions, while the trailing hemisphere spectra exhibit distorted and asymmetric water-ice absorptions. Between these two end-members, the spectral features vary gently from place to place. Of special interest is the weak bump at $\sim 2\ \mu\text{m}$ leading to an absorption feature at $\sim 2.07\ \mu\text{m}$ which is visible for the spectrum extracted from Dyfed Regio. This feature was first highlighted by Brown & Hand (2013) and interpreted as an absorption feature from magnesium sulfate $\text{MgSO}_4 \cdot 7(\text{H}_2\text{O})$ (epsomite). In order to emphasize this feature, we attempted to perform a spectral ratio by dividing this spectrum by the icy one lacking this feature. However, when making the ratio, this absorption remains invisible because of its weakness compared to water-ice absorptions, which are predominant (Figure 5). Another feature present in all spectra is a shoulder at $1.73\text{--}1.74\ \mu\text{m}$ that is sometimes associated with very weak absorption at $1.77\text{--}1.78\ \mu\text{m}$. This feature was also clearly observed in the NIMS and Keck spectra (McCord et al. 1998b; Brown & Hand 2013). Orlando et al. (2005) associated

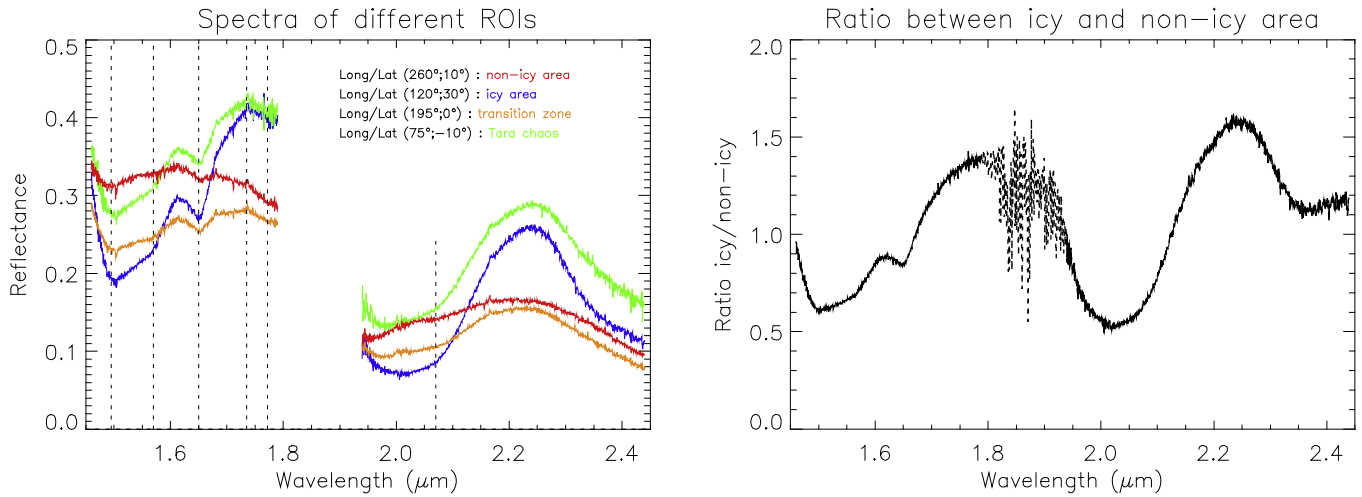


Figure 5. (Left) Representative reflectance spectra from the surface of Europa corresponding to the non-icy area of the trailing hemisphere (red), the icy area of the leading hemisphere (blue), the transition between these two hemispheres (yellow), and the Tara chaos (green; see black stars for their location in Figure 4). Dotted lines highlight the different spectral features observed in each or some of these spectra. Atmospheric absorptions making the spectra noisy between 1.80 and 1.92 μm , and data in this wavelength range have been removed for clarity. (Right) Ratio between icy and non-icy spectra, with the 1.80–1.92 μm wavelength range represented by the dotted line. The general aspect is characteristic of water ice with a positive slope. No other spectral signature is identified.

this feature with small cations such as Na^+ and Mg^{2+} in brines, while Dalton et al. (2005) highlighted its spectral coherence with mirabilite ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10(\text{H}_2\text{O})$) and Mg-sulfate dodecahydrate ($\text{MgSO}_4 \cdot 12(\text{H}_2\text{O})$). Nevertheless, this feature attracted little attention. Given the lack of clear and distinct absorption of a non-icy component, we will see further in this section that these small shoulders are essential to better constrain the nature of the hydrates responsible for the distortion of the water-ice bands.

3.3.2. Crystalline Water Ice

The four representative spectra reveal clear minima at 1.57 and 1.65 μm . The combination of these two strong signatures provides evidence for the presence of crystalline water ice on Europa’s surface, as amorphous water ice does not exhibit such strong absorptions (Mastrapa et al. 2008). These absorptions are of special interest because their position are shifted with temperature, and thus can be used as a temperature proxy (Mastrapa et al. 2008). The most reliable value of the surface temperature should be given by the “pure icy” spectrum extracted from the leading hemisphere, which is considered to be less affected by radiation (Pospieszalska & Johnson 1989; Paranicas et al. 2001; Patterson et al. 2012). This radiation could indeed significantly modify the physical properties of the water ice and produce a variation of the 1.65 μm band profile and position (Leto et al. 2005). To increase the S/N, we calculated an average spectrum from a square of 11×11 pixels centered on the pixel (120°W; 30°N) representing the icy area in Figure 4, and then resampled the spectrum over 20 wavelengths. The spectral minimum is found to be at $1.650 \pm 0.003 \mu\text{m}$ (Figure 6), which is consistent with the results of Dalton et al. (2012) from low-noise *Galileo* NIMS observations of the mean temperature. It corresponds to a temperature close to 120 K according to Mastrapa et al. (2008). This temperature is well representative of the mean temperature of the leading hemisphere because more than 97% of its pixels have a spectral minimum in the range $\lambda = 1.649\text{--}1.652 \mu\text{m}$, which corresponds to $T = 110\text{--}130 \text{ K}$ according to Mastrapa et al. (2008). Moreover, 33% of pixels have a minimum at

$\lambda = 1.650 \mu\text{m}$, and this value is in the range of daytime temperatures obtained from the *Galileo* photopolarimeter-radiometer (Spencer et al. 1999; Rathbun et al. 2010).

3.3.3. Additional Feature: 1.73 μm Slope Break

As mentioned previously, a second subtle feature is present on every spectrum: a slope break at 1.73–1.74 μm , sometimes with a very weak absorption at 1.77–1.78 μm . The mixture of Mg-sulfate salts with water ice and sulfuric acid hydrate typically used in previously published spectral modeling of Europa’s surface cannot reproduce this feature (Figure 7). The sodium sulfate mirabilite ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10(\text{H}_2\text{O})$) was also initially considered as a potential candidate to explain this feature, but the absence of other mirabilite signatures that should be seen in the data led to the rejection of this mineral (Dalton 2007; Brown & Hand 2013).

We started considering a very large variety of potential minerals that could help in reproducing this feature. The recent study of Hanley et al. (2014) presents cryogenic reflectance spectra of many chlorine salts. Some of them exhibit a clear shoulder at 1.70–1.75 μm that is likely due to the hydrated phases of these salts. This feature is associated with asymmetric and distorted water-ice absorption presenting a shifted spectral minimum at 1.93–1.97 μm (Figure 7). Such spectral characteristics are consistent with the observations in SINFONI spectra of the non-icy area. In this respect, we will further consider this salt species as a potential candidate to reproduce some of the spectral properties of Europa surface (see Section 4.3).

4. SPECTRAL MODELING

4.1. Linear Mixture Model

In order to refine the surface composition and its variations at the surface of Europa, SINFONI spectra are resolved into materials via a linear deconvolution technique. Linear deconvolution is based on the principle that the spectrum is a linear combination of the spectra of the different species composing the icy and non-icy surfaces of the satellite in proportion to

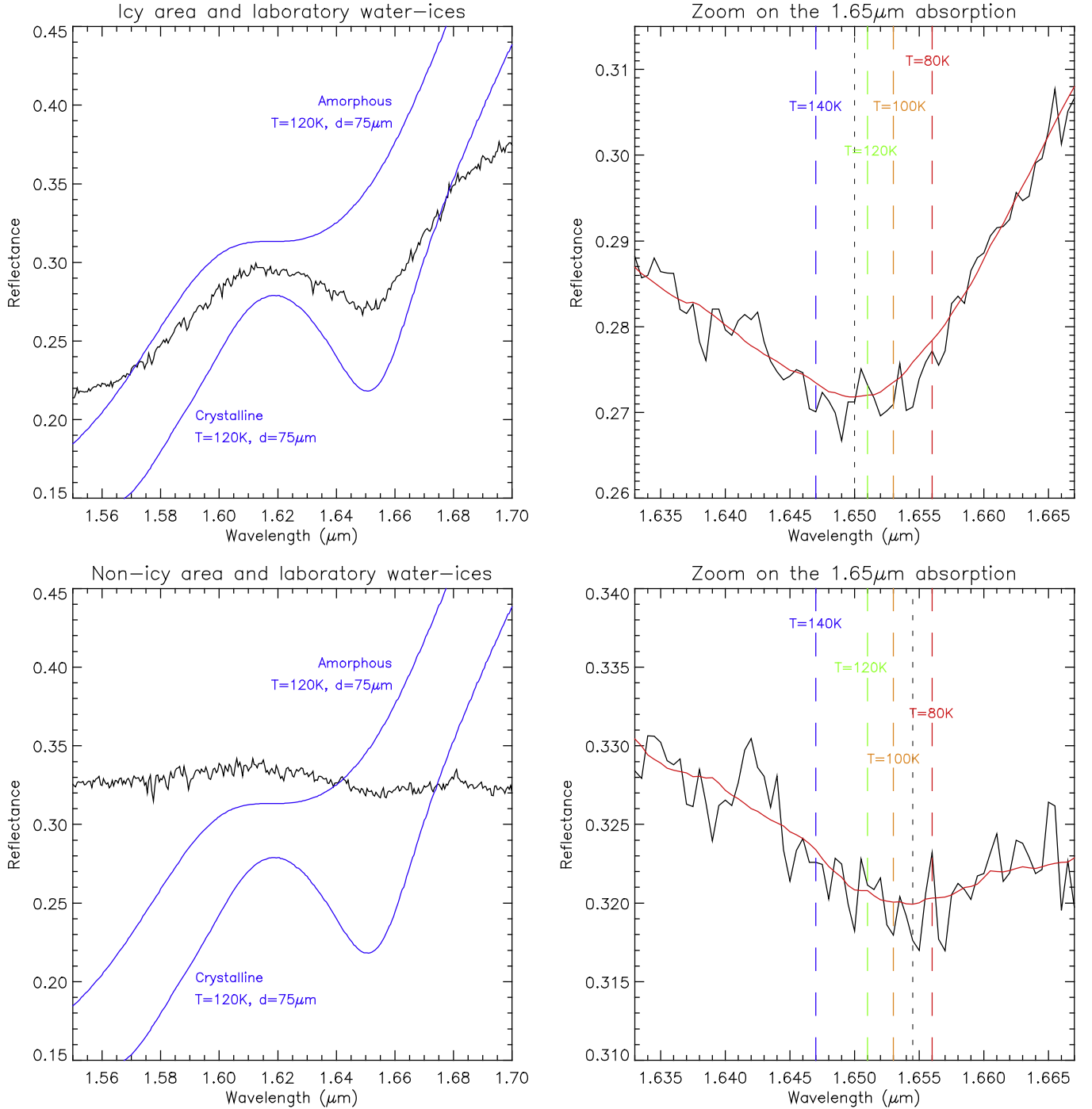


Figure 6. Enlargement on the water-ice crystalline absorption band at $1.65 \mu\text{m}$ of (top) a pixel in the icy area (120° , 30°) and (bottom) a pixel in the non-icy area (260° , 10°). Left: data spectra in black and two laboratory reflectance spectra of 120 K crystalline and amorphous water ice. Right: close zooms on $1.65 \mu\text{m}$ absorption (data in black, smooth in red) compared to pure water-ice spectra of various temperatures (Mastrapa et al. 2008). For the smoothed icy spectrum, we obtain a spectral minimum at $1.6500 \mu\text{m}$ (black dotted line) corresponding to a temperature close to 120 K (green dashed line). This temperature is very similar to those derived from previous studies (Spencer et al. 1999; Rathbun et al. 2010). The smoothed, non-icy spectrum has a spectral minimum shifted to $1.6545 \mu\text{m}$ (black dotted line) leading to an unrealistic, very low temperature. This spectrum is poorly suited to temperature sensing due to the nature of the continuum non-icy components that shift the position of the $1.65 \mu\text{m}$ band.

their abundance. The unmixing technique uses a library of end-member laboratory spectra to perform an iterative best fit of the spectra. Each modeled spectrum $M(\lambda)$ is thus calculated as

$$M(\lambda) = \sum_{i=1}^N A_i \times R_i(\lambda) \times S, \quad (3)$$

where N is the number of reference laboratory spectra $R_i(\lambda)$ used and A_i is their abundance. Since slight geometric and photometric uncertainties may affect the spectral slope, one additional free parameter S is used to adjust the continuum spectral slope. The downhill simplex method we used (Nelder & Mead 1965) proceeds to successive calculations, varying the abundances of each end-member and the slope value until a

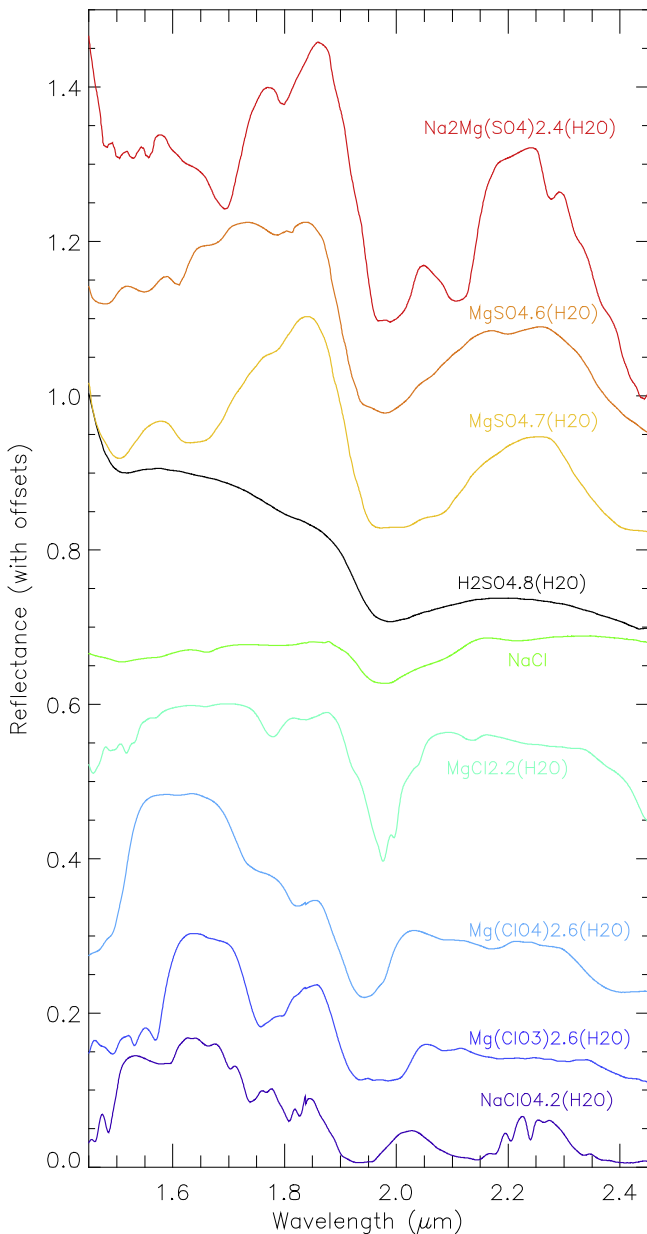


Figure 7. Some laboratory reflectance spectra used for the linear spectral modeling coming from three major sources (Dalton 2007; Dalton & Pitman 2012; Hanley et al. 2014). Purple to green: chlorine salts at 80 K. Black: sulfuric acid hydrates at 140 K. Yellow to red: Mg-sulfate salts at 120 K. Bottom to top, the curves are positively offset by +0.0, +0.1, +0.2, +0.3, +0.4, +0.55, +0.7, +0.8, and +0.9.

best fit is achieved. The quality of the fit is evaluated by a visual, qualitative comparison of the model and measured spectra, and is quantified by the chi-squared value χ^2 . To calculate χ^2 , we excluded the 1.79–1.94 μm wavelength range due to spurious values produced by residual telluric lines. Conversely, we doubled the weight for the wavelength ranges 1.56–1.67 μm and 1.97–2.10 μm to better reproduce the crystalline water-ice absorption feature and the absorption at $\sim 2.07 \mu\text{m}$ on the trailing side spectra (Figure 5 and discussed in Section 3.3.1).

Linear unmixing is a first-order approach justified by the fact that the large pixel scale of SINFONI unavoidably results in the spatial (hence linear) mixing of various surface components.

Table 2

Characteristics of Non-ice Laboratory Reflectance Spectra Tested for Modeling

Chemical Formula	References	Temperature	Grain Size
H₂SO₄.8(H₂O)	Carlson et al. (1999b)	140 K	$\sim 50 \mu\text{m}$
MgCl₂.2(H₂O)	Hanley et al. (2014)	80 K	/
MgCl ₂ .4(H ₂ O)	Hanley et al. (2014)	80 K	/
MgCl ₂ .6(H ₂ O)	Hanley et al. (2014)	80 K	/
Mg(ClO₃)₂.6(H₂O)	Hanley et al. (2014)	80 K	/
Mg(ClO₄)₂.6(H₂O)	Hanley et al. (2014)	80 K	/
MgSO ₄ brine	Dalton et al. (2005)	100 K	50–150 μm
MgSO₄.6(H₂O)	Dalton & Pitman (2012)	120 K	100–200 μm
MgSO₄.7(H₂O)	Dalton & Pitman (2012)	120 K	100–200 μm
MgSO ₄ .12(H ₂ O)	Dalton et al. (2005)	100 K	$\sim 50 \mu\text{m}$
Na ₂ CO ₃ .10(H ₂ O)	McCord et al. (2001)	$\sim 100 \text{ K}$	355–500 μm
Na₂Mg(SO₄)₂.4(H₂O)	Dalton & Pitman (2012)	120 K	125–150 μm
NaCl	Hanley et al. (2014)	80 K	/
NaClO ₄	Hanley et al. (2014)	80 K	/
NaClO₄.2(H₂O)	Hanley et al. (2014)	80 K	/
Na ₂ SO ₄ .10(H ₂ O)	Dalton et al. (2005)	100 K	100–150 μm

Note. Columns from left to right: chemical formula, reference paper, temperature, and grain size. In bold are the spectra represented in Figure 7.

The presence of several components within the SINFONI pixel scale is confirmed based on higher-resolution SSI and NIMS observations. However, as we will discuss later, residuals from the model may be due in part to intimate mixing which is not accounted for in a linear approach.

4.2. Cryogenic Library

Initial examinations of the spectra show general matches to the laboratory spectra of end-members already used in previous studies, namely, water ice (both crystalline and amorphous water ice) mixed with non-icy components (possible sulfate minerals and/or sulfuric acid). For sulfate salts, the spectra of bloedite, hexahydrate, and epsomite were measured at 120 K by Dalton & Pitman (2012) and sulfuric acid hydrate is the octohydrate measured at $\sim 140 \text{ K}$ originating from Carlson et al. (1999b). As discussed in Section 3.3.3, some subtle features in the 1.68–1.80 μm wavelength range could indicate the presence of chlorine salts. Various phases were considered with the cryogenic spectra at 80 K all coming from Hanley et al. (2014): the chloride MgCl₂.2(H₂O), the chlorate Mg(ClO₃)₂.6(H₂O), and the perchlorate Mg(ClO₄)₂.6(H₂O). The non-icy reference spectra we used as end-members are shown in Figure 7. The temperature of their acquisition and the size of the grains (when specified) are reported in Table 2.

Finally, the reflectance spectra of amorphous and crystalline water ices at 120 K were derived from the Shkuratov radiative transfer model (Shkuratov et al. 1999; Poulet et al. 2002) using the optical constants of both types of water ices provided by Mastrapa et al. (2008) and by the GhoSST online database (<http://ghosst.osug.fr>). We generated reflectance spectra for grain sizes $d = 5 \mu\text{m}$, 25 μm , 200 μm , and 1 mm.

4.3. Results

We first applied the linear mixture model to the spectra representative of the spectral diversity of Europa (Figure 4). We adopt a tailored, iterative approach to unmixing, starting with a small set of end-members and then increasing to a larger

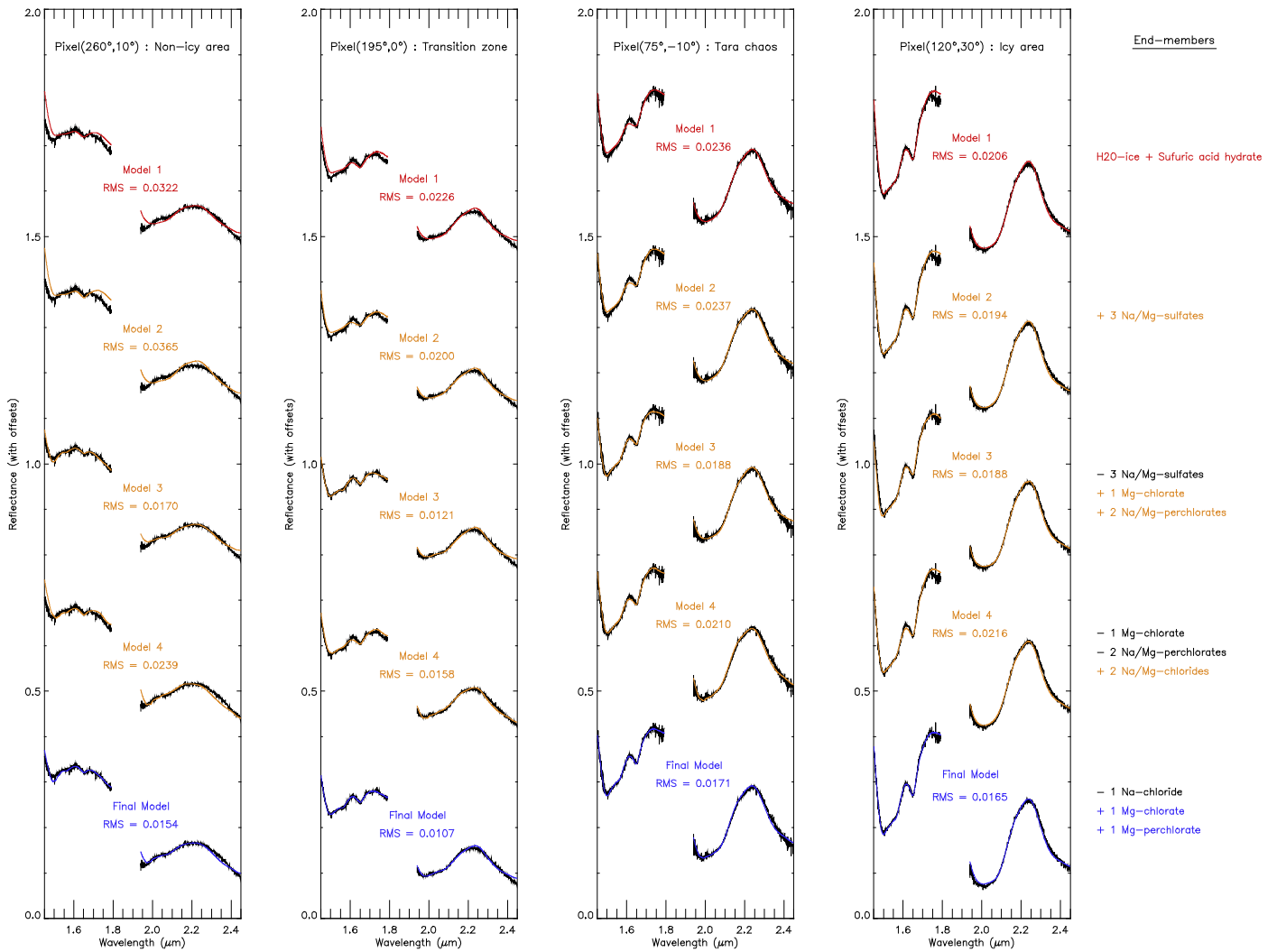


Figure 8. Single pixel raw spectra (black) with their associated model (red, orange, or blue) obtained by using different end-members of the cryogenic library previously presented in Figure 7. Each model has a corresponding rms. From top to bottom for every column, the spectra are, respectively, offset by +1.4, +1.05, +0.70, +0.35, and +0.0. They correspond to the best fit obtained with (1) H₂O ice + sulfuric acid hydrate, (2) H₂O ice + sulfuric acid hydrate + the three Mg/Na-sulfate salts, (3) H₂O ice + sulfuric acid hydrate + the Mg-chlorite (ClO₃⁻) and the two Mg/Na-perchlorates (ClO₄⁻), (4) H₂O ice + sulfuric acid hydrate + the two Mg/Na-chlorides (Cl⁻), and (5) H₂O ice + sulfuric acid hydrate + the three Mg-chlorines. In each of these cases, the best-modeled spectra (represented in blue) are obtained by adding the three Mg-chlorines of our library to H₂O ice and sulfuric acid: chloride MgCl₂·2(H₂O), chlorate Mg(ClO₃)₄·6(H₂O), and perchlorate Mg(ClO₄)₄·6(H₂O). No improvement is noted when using our whole library.

set of end-members to improve the fit (Figure 8). This step is crucial to determine which components will be required for subsequent modeling of the complete data set (see Section 5). Based on previous modeling, the presence of sulfuric acid hydrate mixed with water ice (both amorphous and crystalline) is assumed to be mandatory, so that the following eight end-members, i.e., four crystalline water-ice spectra (5 μm, 25 μm, 200 μm, 1 mm), three amorphous water-ice spectra (25 μm, 200 μm, 1 mm), and one sulfuric acid hydrate spectrum, are by default included in the spectral library.

Mixtures of these eight end-members provide satisfactory fits (referred to as model 1 of Figure 8) of the leading icy area and Tara Regio spectra, while some clear discrepancies are visible for the less icy spectra (named “non-icy” and “transition zone” in Figures 5 and 8). These discrepancies are notably strong for “ice-related” absorption features at 1.5 and 1.65 μm, as well as at ~1.75 μm and the ~2 μm bump. These discrepancies decrease gradually as spectra become icier, but even for the “pure” icy spectrum, a small but still significant

difference given the high S/N of the data persists in the 1.73–1.80 μm range that cannot be attributed to instrument artefacts or residuals from the data-reduction process.

A second iteration in the optimization procedure consists of adding different sulfate salts such as bloedite, hexahydrate, and epsomite (referred to as model 2 of Figure 8). Surprisingly, the addition of these end-members does not improve the fits, especially for the non-icy one which shows a frank overestimation between 1.69 and 1.8 μm. This result challenges the presence of Mg/Na-sulfate salts on Europa’s surface. A third test is applied by replacing Mg/Na-sulfate salts by Mg-chlorate (Mg(ClO₃)₂·6(H₂O)) and Mg/Na-perchlorates (Mg(ClO₄)₂·6(H₂O), NaClO₄·2(H₂O)). Modeled spectra (referred to as model 3 of Figure 8) are clearly improved, especially for the non-icy and the transition zone pixels. As shown in Figure 4, water-ice absorption features at 1.50 and 1.65 μm, as well as the small shoulder at 2.07 μm associated with the ~2 μm bump, are much better reproduced. In addition, reflectance is no longer overestimated in the 1.69–1.80 μm range, which further

emphasizes the presence of chlorine species. We then performed additional tests by replacing the perchlorates used in model 3 by chlorides such as NaCl and $\text{MgCl}_2 \cdot 2(\text{H}_2\text{O})$ (referred to as model 4 of Figure 8). Best-fit modeled spectra are globally less convincing than those of the previous test, with the exception of the $1.73 \mu\text{m}$ slope break and the slight absorption at $1.77 \mu\text{m}$ visible in the non-icy spectra which are well reproduced. This results from the spectral contribution of $\text{MgCl}_2 \cdot 2(\text{H}_2\text{O})$, which has an absorption feature in this wavelength range. For this reason, we will keep this end-member for the next modeling. We also evaluated the presence of Na-chloride and Na-perchlorate instead of Mg-bearing ones (not shown here). Once again, the modeled spectra are worse than those obtained with model 3, as confirmed by larger rms and sometimes by a weak but distinct absorption at $\sim 2.24 \mu\text{m}$ resulting from the Na-perchlorate. Such a feature is not present in the data, likely ruling out the presence of this mineral on the surface of Europa.

Several other combinations using the different species listed in Table 2 were tested but the best fits (referred to as the final model of Figure 8) were eventually obtained by using only Mg-bearing chlorinated salts (the chloride $\text{MgCl}_2 \cdot 2(\text{H}_2\text{O})$, the chlorate $\text{Mg}(\text{ClO}_3)_2 \cdot 6(\text{H}_2\text{O})$, and the perchlorate $\text{Mg}(\text{ClO}_4)_2 \cdot 6(\text{H}_2\text{O})$) in addition to the default end-members listed previously. Fits are actually excellent for the Tara Regio and the leading hemisphere icy area. The non-icy spectrum with its bump at $\sim 2 \mu\text{m}$ is very well reproduced. The discrepancies that are still present in the non-icy spectra are the position and the band depth of the 1.50 and $1.94 \mu\text{m}$ absorptions and the slightly curved shape of the model in the range 2.25 – $2.45 \mu\text{m}$. These discrepancies could result from a limited range of end-members and a degree of hydration or grain size effect. Radiation could also significantly modify these features (Leto et al. 2005). Using water-ice spectra at 80 and 100 K instead of at 120 K produces only minor variations in terms of abundance ($< 8\%$). A last best-fit test was performed using the complete library, but the improvements compared to the previous modeling are not significant. We conclude that the surface of Europa as observed by SINFONI can be correctly modeled with the three following families of species: crystalline and amorphous water ices, sulfuric acid hydrate, and Mg-chlorinated salts; meanwhile, sulfate salts are not required.

5. GLOBAL MAPS

Before performing linear modeling on the 3D data cube using all of the icy and mineral species, the spectra were smoothed over 10 wavelengths to increase the S/N and to diminish the computing time given the large number of spectra. The spectral smoothing leads to a substantial improvement of the rms for some areas (e.g., for Tara Regio rms = 0.012 in comparison to rms = 0.017 before smoothing) without missing any subtle spectral signature. Slight differences in terms of the absolute abundance value of the sulfuric acid hydrate and of water ice with a large grain size before and after spectral smoothing are found, but they are not significant ($< 5\%$ – 10%). After visual inspection of several tens of modeled spectra, we selected the rms = 0.02 as a threshold below which the fits are assumed to be satisfactory. As shown in Figure 9, the spectra are well reproduced, except at the antiojovian point and in the northern part of the icy area. These high rms values in the range of 0.02–0.03 are due to a misfit in the 1.97 – $2.10 \mu\text{m}$ range where the weight of the spectral elements is doubled (see

Section 4.1). A nonlinear mixture model could help to improve the fits, but the linear mixing provides overall extremely good fits and has the advantage of not requiring optical constants that are lacking for some species (especially chlorine and sulfate salts). In the following, we present the spatial distribution of each species.

5.1. Sulfuric Acid Hydrate

As expected, the sulfuric acid hydrate is mainly present on the trailing side (Figure 10) with a maximum concentration of $\sim 65\%$ near the trailing apex (270°W , 0°N). This abundance is lower than the $\sim 90\%$ reported in Carlson et al. (2005) and Brown & Hand (2013). The largest concentrations are consistent with the trailing apex (0°W , 270°N) and are not correlated with geomorphological units. In the leading hemisphere, the spatial distribution is also uneven and uncorrelated with geomorphology. The range of values goes from 0% to 10% in the bright, icy area to 30%–40% in the eastern part of the Tara Regio and in the Balgatan Regio (30°W , -50°N). In both hemispheres, the concentration of sulfuric acid hydrate decreases with latitude and is anti-correlated with the water-ice band depth maps previously presented (Figure 4). A first attempt at estimating the uncertainty due to the measurement of the abundance is to compare the derived values for regions that were observed twice. The equatorial region of longitude 175°W was observed during the 2011 October 04 and 2011 October 21 runs. Differences of $\sim 20\%$, $\sim 25\%$, and $\sim 10\%$ for sulfuric acid hydrate, water ices, and chlorine salts, respectively, were derived between the best fits of the two juxtaposed regions observed during two different nights. As mentioned in the description of the $2 \mu\text{m}$ reflectance map (see Section 3.1), this discrepancy is due to an accumulation of small approximations before reconstructing the global 3D reflectance cube and leads to an error of $\sim 25\%$ on the reflectance level. Additional tests that take into account this uncertainty have been performed on the reference spectra presented in Figure 5 and, as expected, we found very similar abundance variations to those mentioned previously in this section. Thus, the difference of 25% is the largest derived for all of the end-members, and it corresponds to the maximal error on the abundance estimate.

5.2. Water Ices

5.2.1. Amorphous Water Ice

The amorphous water-ice composition map using the three different grain sizes is exclusively dominated by the leading/trailing effects (Figure 11(a)). The lowest concentrations are located near the trailing apex with an average value lower than 5%, while the highest values reach 40% at high latitudes in the south of the leading hemisphere. Geomorphological units are not distinguishable.

When analyzing the spatial distribution as a function of the three different grain sizes used in the modeling, we observe that the largest grain size (1 mm) has a very low abundance below the detection threshold, except for a spot of $\sim 20\%$ in the south-west of the trailing hemisphere (340°W , -40°N). This area is spatially correlated with the area that exhibits the strongest $2 \mu\text{m}$ signature of the trailing hemisphere (Figure 4). The $200 \mu\text{m}$ sized grains are present only on the leading side, particularly in the bright, icy area and in the terrains surrounding the Tara Regio with maximum concentrations of 15%–20%. The spatial distribution of the $25 \mu\text{m}$ grains is

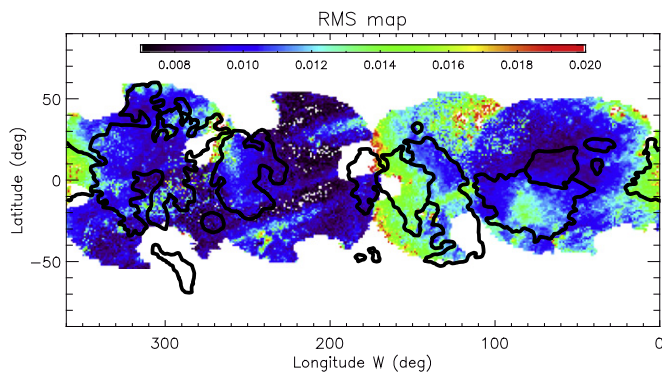


Figure 9. χ^2 map of linear spectral modeling best fits. 93% of the spectra have $\chi^2 \leq 0.015$.

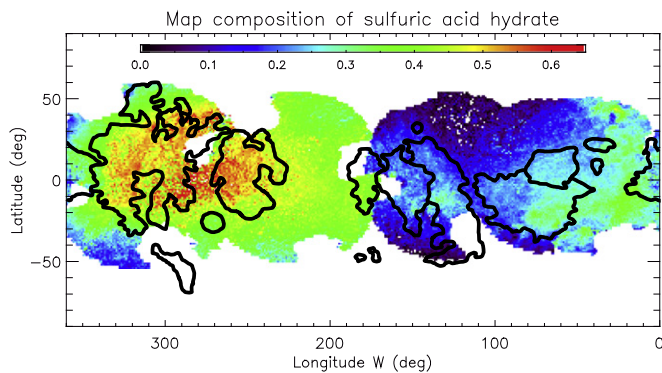


Figure 10. Spatial distribution of sulfuric acid hydrate. The highest concentrations (up to 65%) are observed on the trailing hemisphere apex. The distribution is also uneven in the leading hemisphere with no clear spatial correlation with geomorphological units.

actually very similar to the overall amorphous water ice, with concentrations slightly above 35% for some pixels in the southern part of the Powys Regio. This abundance, which is approximately twice as large as the largest abundance of 200 μm , combined with the quasi-absence of 1 mm grain size, therefore indicates a surface that is globally dominated by small grains.

5.2.2. Crystalline Water Ice

Contrary to the case of amorphous ice, the spatial distribution of the crystalline water ice (Figure 11(b)) is much more related to the geomorphological units. Annwn and Dyfed Regio are depleted in water ice ($<15\%$ on average) in comparison to their surrounding terrains, while the abundance goes up to 65% for the northern bright, icy area with an average of 40%–55% in the leading hemisphere. The Pwyll crater presents a mean abundance that is three times larger than the surrounding terrains (32% versus 10%). Overall, the global distribution is well consistent with the map at 1.65 μm previously derived to map the crystallinity character of water ice (Figure 4).

The spatial distribution of the different grain sizes has also been studied. As shown in Figure 11(c), the 1 mm grains are exclusively found in the trailing hemisphere with a 15%–30% abundance localized in Argadnel and Falga Regio where large lineae (e.g., Cadmus, Minos, etc.) are present (Doggett et al. 2009). The distribution of 200 μm grains is concentrated only in the northern bright, ice-rich triangle of the leading

hemisphere with a maximum abundance of 30%. The 25 μm grains are mainly found in the leading hemisphere. Thus, the addition of the abundances of the 25 and 200 μm grains reproduces very well the distribution of the leading hemisphere and explains well the distribution of the trailing regions. It supports the fact that the Jovian moon surface is globally dominated by water-ice grains with sizes in the range 25–200 μm . The smallest grain size (5 μm) used in the modeling is detected with confidence in the unnamed dark chaos extending westward of the Annwn Regio (Figure 11(d)), which has also been identified as the spot with the largest reflectance at 2 μm (Figure 3). This area of very small grains does not seem to be correlated with exogenous processes. This raises questions about its origin and the role of endogenous processes in the composition of the surface of Europa.

5.3. Mg-bearing Chlorinated Salts

As for the sulfuric acid hydrate, chlorine salts (bearing the Mg cation here) are significantly more abundant in the trailing hemisphere than in the leading one (Figure 12(a)). However, unlike the former, their distribution is correlated with several geomorphological units, with regional enhancements of up to 35% corresponding to, e.g., the Dyfed Regio and the small dark chaos extending westward of the Annwn Regio. Significant concentrations of 20%–30% are also found in the Annwn Regio. In the leading hemisphere, abundances as low as 5% are observed in the icy areas, while the Tara Regio and Powys Regio locally exhibit higher abundances, sometimes exceeding 20%.

Among this family, the Mg-perchlorate distribution (Figure 12(b)) shows a strong dichotomy between the two hemispheres as the largest abundances ($\sim 17\%$) are approximately centered on the trailing apex where the surface is most subject to exogenous ionic and electronic implantation (Patterson et al. 2012; Cassidy et al. 2013). The second compound, Mg-chlorate, is low in abundance ($\leq 12\%$), and no clear link to geomorphology can really be argued. This phase is at the limit of the detection threshold, although its addition to the spectral library still improves the quality of the fit, especially in the trailing hemisphere. Finally, Mg-chloride is the most abundant of the three chlorine salts used in the modeling, and its distribution, as shown in Figure 12(c), is globally similar to the global distribution of the chlorine species. An abundance peak is observed in the small, dark chaos at 350°W where a spot of 5 μm grain of crystalline water ice was also identified, as well as in the Dyfed Regio and Tara Regio. This unexpected spatial distribution linked with the geomorphology challenges the hypothesis on the fully exogenous origin of the non- H_2O species present on the surface of the satellite. In the following section, we address in greater detail the origin and evolution of the species against exogenic and endogenic processes.

6. DISCUSSION

6.1. The Mg-bearing Chlorinated Species Hypothesis

The spectral modeling highlights the need for (Mg-bearing) chlorinated species to better reproduce the NIR spectral signatures on a global scale rather than Na/Mg-sulfates (Figure 8). All of the spectral characteristics not associated with H_2O ice or sulfuric acid hydrate absorptions, such as the slope break $\sim 1.73 \mu\text{m}$ and the small shoulder at $\sim 2.07 \mu\text{m}$, can

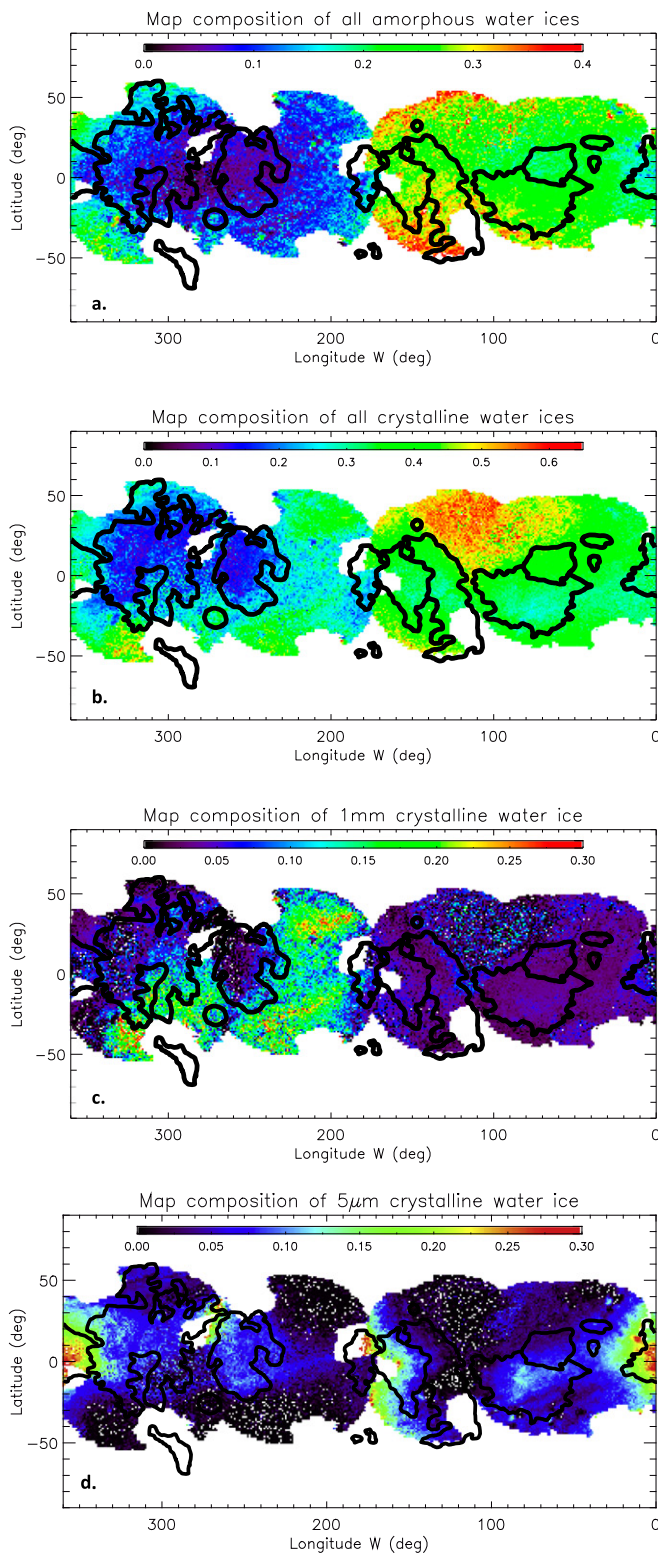


Figure 11. Spatial distributions of (a) amorphous water ice (all sizes), (b) crystalline water ice (all sizes), (c) 1 mm grain crystalline water ice, and (d) 5 μm grain crystalline water ice. Very localized high concentrations of 5 μm grains are spatially correlated with “darker” terrains (in the visible range). The 1 mm grain distribution does not show any spatial coherence with the apex of the trailing hemisphere (see text).

be explained by the spectral features of Mg-bearing chlorinated species. The $\sim 2 \mu\text{m}$ distorted signature is also very well fit. Nevertheless, the presence of the three chlorine species used in

this work cannot be definitely asserted as their spectral effects are subtle and bear similarities to other hydrated chlorinated species. The temperature of 80 K at which the laboratory spectra were acquired is not exactly representative of Europa’s surface temperature, and their concentrations ($\leq 35\%$ in total) still remain minor compared to the H_2O ice and sulfuric acid hydrate. Using a spectral library at temperatures more similar to those of Europa could then modify the derived abundances of these species. Thus, additional high spectral resolution campaigns in different wavelength ranges ($< 1.5 \mu\text{m}$) combined with a cryogenic library at temperatures $> 80 \text{ K}$ would be helpful to better constrain the abundances of the Cl-bearing salts and to confirm or disprove their presence on the surface of the satellite.

Most studies have considered that the dark, non-ice component observed principally on the trailing hemisphere is related to Mg-sulfate species. This predominance of sulfates compared to chlorines was first attributed to a very low cosmic abundance ratio Cl/S (Kargel 1991) and supported by theoretical and experimental estimates of Europa’s ocean composition based on the aqueous alteration of a CM chondrite meteorite (Kargel et al. 2000; Fanale et al. 2001; Zolotov & Kargel 2009). However, chlorine ions have been detected in the plasma torus (Küppers & Schneider 2000; Feldman et al. 2001), and water-rock cycling at the silicate seafloor could lead to a chloride-rich ocean (Glein & Shock 2010). While some geochemical models predict that Europa’s initial chondritic composition should lead to a chlorine-poor ocean, recent theoretical models of the subglacial ocean of Enceladus, the Saturnian icy moon comparable to Europa, predict a Cl-rich ocean (Zolotov 2007; Glein et al. 2015). The chlorine salts hypothesis was also recently proposed to explain the color of the European surface in the visible and NIR wavelength ranges (Fischer et al. 2015; Hand & Carlson 2015).

Concerning the magnesium, the absence of magnesium ions in the Ionian plasma torus and the very low contribution from micrometeoroid bombardment suggests an endogenous origin for this chemical element (Carlson et al. 2009). Its predominance on the surface compared to Na/K-bearing species may be explained by a sputtering erosion rate that is much less efficient for Mg than for Na and K (Horst & Brown 2013), as has been experimentally demonstrated for sulfate salts (McCord et al. 2001). Finally, Brown & Hand (2013) also hypothesized that Mg should primarily be in the form of MgCl_2 before being irradiated on the surface.

6.2. Abundance and Grain Size of Water Ice

Our study confirms the high predominance of H_2O ice and sulfuric acid hydrate, as they represent overall more than 80% of the surface abundance on average. These two components are well anti-correlated: while the overall abundance of H_2O ice rises to almost 90% on the bright (visible) area of the leading northern hemisphere, the sulfuric abundance increases gradually toward the trailing hemisphere until reaching approximately 65% on the orbital trailing apex, which corresponds to the highest magnetospheric bombardment intensity and the center of the sulfur flux (Paranicas et al. 2001; Hendrix et al. 2011; Dalton et al. 2013). However, as previously mentioned, the abundance is $\sim 30\%$ lower than those obtained by Hand & Brown (2013) and Carlson et al. (2005) from nonlinear modeling. This difference could be due to the use of a linear versus a nonlinear approach. It is important to note that

the 1.65 μm band is much more pronounced in our high spectral resolution data and cannot be well reproduced by less than 15% of water ice (Figure 8). The spatial blurring induced by our moderate Strehl ratios should not induce contamination of the 1.65 μm band within the sulfuric unit by neighboring H_2O -rich regions, given the large size of the observed unit.

Most of the spectra can be correctly fit only using the 25 and 200 μm grain sizes. This is consistent with many previous studies (Calvin et al. 1995; Hansen & McCord 2004; Dalton et al. 2012), but no clear relationship between the grain sizes and exogenous processes has been identified, contrary to studies based on very localized *Galileo* NIMS observations (Dalton et al. 2012; Cassidy et al. 2013). The distributions of larger grains, such as 200 μm and 1 mm (Figure 11(c)), do not show any spatial coherence with the apex of the trailing hemisphere, while the 5 μm crystalline ice distribution also does not look to be controlled by the intensity of the bombardment (Figure 11(d)). This difference suggests that exogenous processes are not the only explanation for the H_2O grain size distribution.

6.3. Crystallinity of Water Ice

According to a study based on the 3.1 μm water absorption, H_2O ice on Europa is presumed to be mainly amorphous (Hansen & McCord 2004). It is intended that the 3.1 μm Fresnel reflection peak provide major constraints on the nature, whether crystalline or amorphous, of the water ice. However, the 1.65 μm absorption band has also been proven capable of discriminating between the two types of water ice (Schmitt et al. 1998; Mastrapa et al. 2008). Thanks to the high spectral resolution of SINFONI, a detailed study of this absorption has been carried out. Figure 6 clearly highlights that the depth and the position of this absorption cannot be reproduced by amorphous ice alone, both for the leading and trailing hemispheres. The spectral modeling on the global scale also shows the slight predominance of crystalline H_2O ice with the ratio of amorphous/crystalline = 0.57 ± 0.25 on average. This result is not inconsistent with the former study based on the 3.1 μm Fresnel. Indeed, it suggests that a positive vertical crystallinity gradient exists in the ice slab covering the surface, as already proposed by Hansen & McCord (2004). This could provide useful hints for reinvestigating the balance between the disruption of crystalline ice by irradiation and crystallization by heating. The surface temperature of Europa being in the range 110–130 K suggests that the crystallization of impure amorphous ice should occur in less than 10 years (Kouchi et al. 1994; Jenniskens et al. 1998; Hansen & McCord 2004; Mastrapa et al. 2013), while the amorphization time is expected to be about 0.6 year for the ion flux $\Phi = 10^7 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ corresponding to the trailing apex (Fama et al. 2010).

The large predominance of sulfuric acid hydrate on the trailing hemisphere makes interpretations tricky for any process that could control the nature of the water ice in this hemisphere. However, it is worth noting that the crystalline spots detected at high latitude in this hemisphere (Figures 11(b), (c)) may be explained by the lower efficiency of the radiation-based amorphization at these high latitudes. While both types of water ices are present in the leading hemisphere, significant variations of their relative concentration are nevertheless observed. The relatively high abundance of crystalline ice in the triangular bright, icy area is surprising. It could correspond to a relatively warm formation environment, possibly linked to

thermal convection in the ice shell. Melt-through events on Europa due to tidal stress are indeed expected to lead to warmer areas (Greenberg et al. 1998; O'Brien et al. 2002). The increase of amorphous ice concentration in the high latitudes of this hemisphere could indicate a specific source of amorphous ice. Condensation of water vapor near the pole has already been proposed (Hansen & McCord 2004). However, better coverage of the very high latitudes is still required before we can confirm this observation. A very specific and unique concentration of small grain sized crystalline ice is also observed in the chaos located close to the meridian. This could again imply a warm environment, possibly linked to an endogenic process as the chloride salts also exhibit an enhancement of their abundance (see the next section).

6.4. Role of Exogenous and Endogenous Processes

In agreement with previous studies, the origin of sulfuric acid is proposed to be exogenous, precisely Iogenic, as its distribution is perfectly correlated to the Iogenic sulfur ion implantation flux (Hendrix et al. 2011; Dalton et al. 2013). An exogenous contribution of chlorine is very likely as the ionic form of chlorine (Cl^+) is present in the plasma torus with an abundance of 1%–3% relative to S^+ (Küppers & Schneider 2000; Feldman et al. 2001). Conversely, none of the magnesium ions (Mg^+ , Mg^{2+}) have been detected so far in the Ionian plasma torus (Carlson et al. 2009), which favors the endogenous source for this element. Mg^{2+} can indeed be produced in significant quantities by aqueous alteration processes on silicate rocks. This questions whether the spatial distribution of Mg-bearing chlorinated species derived from this study is compatible with an exclusively exogenous source of Cl. If so, then these species would be primarily distributed on the trailing hemisphere and centered on its apex, similar to sulfur-bearing acid hydrate. Regions where the salts, and particularly the chloride species, show an excess concentration correspond to three well-defined chaoses: the Annwn Regio and its westward dark chaos, the Dyfed Regio and, to a lesser degree, the Tara Regio (Figures 12(a), (c)). This specific distribution could be the footprint of active tectonics and cryovolcanism provoked by a subsurface ocean (Greeley et al. 1998; Kattenhorn & Prockter 2014; Roth et al. 2014). As mentioned in Section 6.1, some theoretical models of subglacial ocean composition have predicted an alkaline ocean with Cl^- as the major anion species (Zolotov 2007; Glein et al. 2015), hence suggesting an additional endogenous contribution for chlorine. The presence of both Cl^- and Mg^{2+} in aqueous solution should lead to the formation of MgCl_2 chloride and its hydrated forms, such as $\text{MgCl}_2 \cdot 2(\text{H}_2\text{O})$ used in our modeling.

The presence of chloride minerals is a prerequisite to form other chlorinated species such as chlorates and perchlorates. Recent experimental works mimicking the Martian environment show that ClO_4^- (and ClO_3^-) can be generated as end-products of photochemical reactions (like UV radiation) or oxidation by oxygen containing species on Cl-minerals without involving any aqueous phase (Kim et al. 2013; Carrier & Kounaves 2015; Jackson et al. 2015). As photochemical reactions do not require thermal activation, they should also occur at lower temperatures, such as those of Europa. Because these reactions mainly occur on the trailing hemisphere, thanks to the Ionian plasma torus, the distribution of ClO_4^- is, as expected, centered on the trailing hemisphere apex (Figure 12(b)).

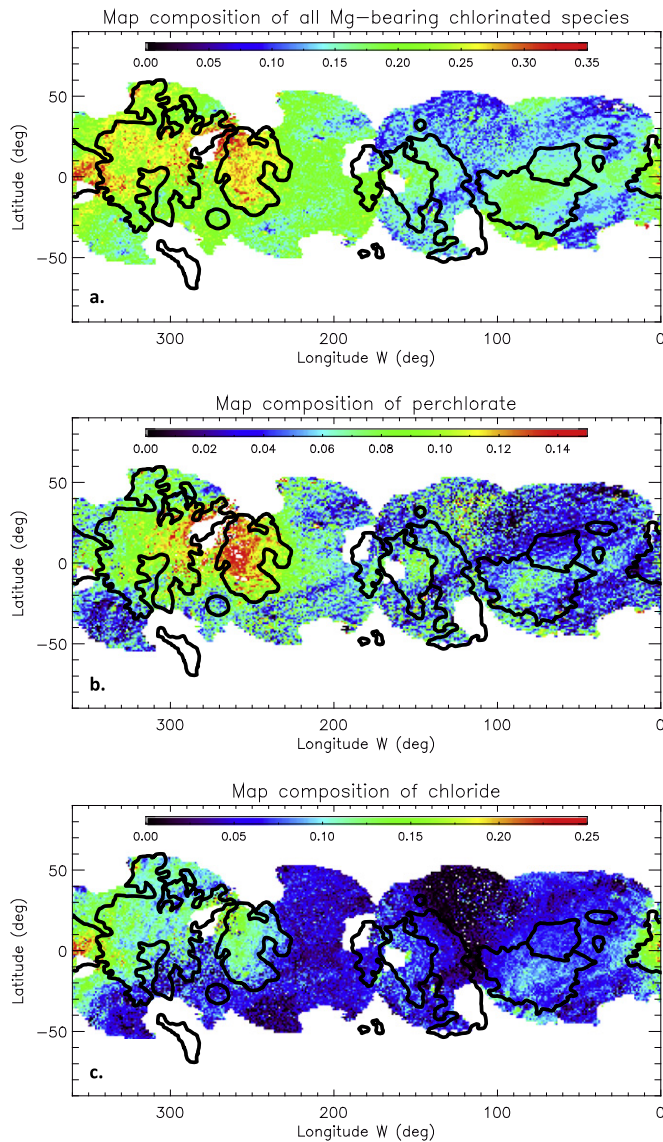


Figure 12. Spatial distributions of (a) all Mg-bearing chlorinated salts, (b) Mg-perchlorate $\text{Mg}(\text{ClO}_4)_2 \cdot 6(\text{H}_2\text{O})$, and (c) Mg-chloride $\text{MgCl}_2 \cdot 2(\text{H}_2\text{O})$. While the Mg-chloride distribution is correlated with dark terrains with abundances reaching 25% on the chaos westward of the Annwn Regio, the perchlorate map exhibits a significant concentration centered on the apex of the trailing hemisphere (approximately 15%).

7. CONCLUSION

The high spectral and spatial resolution data obtained with the SINFONI AO-instrument (ESO/VLT/UT4) allowed us to revisit the composition, distribution, and properties of the surface of Europa. Several icy and non-icy compounds have been detected and mapped at <100 km resolution, and are unevenly distributed on the moon's surface. Amorphous and crystalline water ice are both present on the surface and, in spite of a particularly strong amorphization process likely engendered by the Io plasma torus, the crystalline form is found to be approximately twice as abundant as the amorphous ice based on the analysis of the $1.65 \mu\text{m}$ band. The surface is dominated by small and mid-sized grains ($25\text{--}200 \mu\text{m}$). The expected correlation between the grain size of the water ice and the intensity of the Ionian plasma torus bombardment is challenged due to the lack of an expected spatial correlation;

meanwhile, unexpected, localized enhancements of small-grain spots have been found. Warm environments, possibly related to endogenous processes, may be responsible for their distribution.

The sulfuric acid hydrate distribution exhibits the typical “bullseye” feature on the trailing hemisphere, which is consistent with an exogenously mediated process as proposed in previous studies. Based on linear spectral modeling, we also report the likely presence of chlorinated species at the surface of Europa. Mg-bearing chlorinated salts (chloride, chlorate, and perchlorate) are found to provide more satisfying spectral fits on a global scale compared to sulfate salts, thus challenging the traditional hypothesis of the presence of sulfate salts on the European surface. In particular, the weak absorption feature at $\sim 2.07 \mu\text{m}$ previously attributed to epsomite sulfate is well reproduced by chlorine salts. Additionally, the slope break at $\sim 1.74 \mu\text{m}$, which was also observed in NIMS and Keck spectra, is not present in laboratory spectra of hydrated sulfate minerals, contrary to chlorinated species. The global distribution of Mg-chlorine salts (and particularly chloride) is geographically correlated with large-scale geomorphologic and geophotometric units such as chaos and darker areas (in the visible wavelength). This suggests an endogenous origin for these species, an interpretation which is further reinforced by the absence of magnesium ions in the Ionian plasma torus.

Perspectives include the use of a nonlinear approach incorporating optical constants for the end-members obtained at cryogenic temperatures in the range $100\text{--}140$ K rather than at 80 K, as this would help to further constrain the surface, particularly in terms of grain size and abundance. Additional laboratory measurements of a wide variety of Cl-bearing salts at different grain sizes would be useful to confirm or disprove the presence of the three species used in the modeling. It will also be worthwhile to expand the spectral analysis across a wider wavelength range by combining SINFONI data and other data sets at shorter and longer wavelengths. Of special interest will be the visible range where irradiated Cl-bearing salts display a yellow–brown discoloration also observed on Europa's trailing hemisphere and in the spectral range $1.0\text{--}1.4 \mu\text{m}$ where the Cl-bearing salts exhibit signatures.

We thank Christophe Dumas for the help in preparing the observing program. We thank also Yves Langevin and Giovanni Strazzulla for their significant contribution and fruitful discussions.

REFERENCES

- Anderson, J. D., Schubert, G., Jacobson, R. A., et al. 1998, *Sci*, **276**, 1236
 Blaney, D. L., Clark, R. N., Dalton, J. B., et al. 2015, in European Planetary Science Congress 10 (Gottigen: EPS), EPSC2015-319
 Brown, M. E., & Hand, K. P. 2013, *AJ*, **145**, 110
 Calvin, W. M., Clark, R. N., Brown, R. H., & Spencer, J. R. 1995, *JGR*, **100**, 19041
 Carlson, R. W., Anderson, M. S., Johnson, R. E., et al. 1999a, *Sci*, **283**, 2062
 Carlson, R. W., Anderson, M. S., Johnson, R. E., Schulman, M. B., & Yavrouian, A. H. 2002, *Icar*, **157**, 456
 Carlson, R. W., Anderson, M. S., Mehlman, R., & Johnson, R. E. 2005, *Icar*, **177**, 461
 Carlson, R. W., Calvin, W. M., Dalton, J. B., et al. 2009, in Europa, ed. R. T. Pappalardo et al. (Tucson, AZ: Univ. Arizona Press), 283
 Carlson, R. W., Johnson, R. E., & Anderson, M. S. 1999b, *Sci*, **286**, 97
 Carlson, R. W., Weissman, P. R., Smythe, W. D., Mahoney, J. C. & the NIMS science and engineering teams 1992, *SSRv*, **60**, 457
 Carrier, B. L., & Kounaves, S. P. 2015, *GeoRL*, **34**, 3739
 Cassidy, T., Paranicas, C. P., Shirley, J. H., et al. 2013, *P&SS*, **77**, 64

- Chyba, C. F. 2000, *Natur*, **403**, 381
- Dalton, J. B. 2007, *GeoRL*, **34**, L21205
- Dalton, J. B., Cassidy, T., Paranicas, C., et al. 2013, *P&SS*, **77**, 45
- Dalton, J. B., & Pitman, K. M. 2012, *JGR*, **117**, E09001
- Dalton, J. B., Prieto-Ballesteros, O., Kargel, J. S., et al. 2005, *Icar*, **177**, 472
- Dalton, J. B., Shirley, J. H., & Kamp, L. W. 2012, *JGR*, **117**, E03003
- Ding, J. J., Boduch, B., Domaracka, A., et al. 2013, *Icar*, **226**, 860
- Doggett, T., Figueredo, P., Greeley, R., et al. 2007, *LPSC*, **38**, 2296
- Doggett, T., Greeley, R., & Figueredo, P. H. 2009, in Europa, ed. R. T. Pappalardo et al. (Tucson, AZ: Univ. Arizona Press), 137
- Domingue, D., & Verbiscer, A. 1997, *Icar*, **128**, 49
- Eisenhauer, F., Bonnet, H., Abuter, R., et al. 2003, *Proc. SPIE*, **4841**, 1548
- Fama, M., Loeffler, M. J., Raut, U., & Baragiola, R. A. 2010, *Icar*, **207**, 314
- Fanale, F. P., Li, Y.-H., De Carlo, E., et al. 2001, *JGR*, **106**, 14595
- Feldman, P. D., Ake, T. B., Berman, A. F., et al. 2001, *ApJL*, **554**, L123
- Fischer, P. D., Brown, M. E., & Hand, K. P. 2015, *AJ*, **150**, 164
- Glein, C. R., Baross, J. A., & Waite, J. H., Jr. 2015, *GeCoA*, **162**, 202
- Glein, C. R., & Shock, E. L. 2010, *GeoRL*, **37**, L09204
- Gomis, O., Satorre, M. A., Strazzulla, G., & Leto, G. 2004, *P&SS*, **52**, 371
- Greeley, R., Sullivan, R., Klemaszewski, J., et al. 1998, *Icar*, **135**, 4
- Greenberg, R., Geissler, P., Hoppa, G. V., et al. 1998, *Icar*, **135**, 64
- Grundy, W. M., Burratti, B. J., Cheng, A. F., et al. 2007, *Sci*, **318**, 234
- Hand, K. P., & Brown, M. E. 2013, *ApJL*, **766**, L21
- Hand, K. P., & Carlson, R. W. 2015, *GeoRL*, **42**, 3174
- Hanley, J., Dalton, J. B., Chevri er, V. F., Jamieson, C. S., & Barrows, R. S. 2014, *JGRE*, **119**, 2370
- Hansen, G. B., & McCord, T. B. 2004, *JGR*, **109**, E01012
- Hendrix, A. R., Cassidy, T. A., Johnson, R. E., Paranicas, C., & Carlson, R. W. 2011, *Icar*, **212**, 736
- Horst, S. M., & Brown, M. E. 2013, *ApJL*, **764**, L28
- Jackson, W. A., Davila, A. F., Sears, D. W. G., et al. 2015, *E&PSL*, **430**, 476
- Jenniskens, P., Blake, D. F., & Kouchi, A. 1998, *ASSL*, **227**, 139
- Kargel, J. S. 1991, *Icar*, **94**, 368
- Kargel, J. S., Kaye, J. Z., Head, J. W., et al. 2000, *Icar*, **148**, 226
- Kattenhorn, S. A., & Prockter, L. M. 2014, *NatGe*, **7**, 762
- Kim, Y. S., Wo, K. P., Maity, S., Atreya, S. K., & Kaiser, R. I. 2013, *JChS*, **135**, 4910
- Kivelson, M. G., Khurana, K. K., Russell, T. T., et al. 2000, *Sci*, **289**, 1340
- Kouchi, A., Yamamoto, T., Kozasa, T., Kuroda, T., & Greenberg, J. M. 1994, *A&A*, **290**, 1009
- K uppers, M., & Schneider, N. M. 2000, *GeoRL*, **27**, 513
- Lane, A. L., Nelson, R. M., & Matson, D. L. 1981, *Natur*, **292**, 38
- Langevin, Y., Piccioni, G., Eng, P., et al. 2014, *LPSC*, **45**, 2493
- Leblanc, F., Johnson, R. E., & Brown, M. E. 2002, *Icar*, **159**, 132
- Leto, G., Gomis, O., & Strazzulla, G. 2005, *MSAIS*, **6**, 57
- Marion, G. M., Fritsen, C. H., Eicken, H., & Payne, M. C. 2003, *AsBio*, **3**, 785
- Mastrapa, R. M., Bernstein, M. P., Sandford, S. A., et al. 2008, *Icar*, **197**, 307
- Mastrapa, R. M., Grundy, W. M., & Gudipati, M. S. 2013, *ASSL*, **356**, 371
- McCord, T. B., Hansen, G. B., Clark, R. N., et al. 1998a, *JGR*, **103**, 8603
- McCord, T. B., Hansen, G. B., Combe, J.-P., & Hayne, P. 2010, *Icar*, **209**, 639
- McCord, T. B., Hansen, G. B., Fanale, F. P., et al. 1998b, *Sci*, **280**, 1242
- McCord, T. B., Hansen, G. B., Matson, D. L., et al. 1999, *JGR*, **104**, 11827
- McCord, T. B., Orlando, T. M., Teeter, G., et al. 2001, *JGR*, **106**, 3311
- McCord, T. B., Teeter, G., Hansen, G. B., Sieger, M. T., & Orlando, T. M. 2002, *JGR*, **107**, E15004
- McEwen, A. S. 1986, *JGR*, **91**, 8077
- Nelder, J. A., & Mead, R. 1965, *CompJ*, **7**, 308
- O'Brien, D. P., Geissler, P., & Greenberg, R. 2002, *Icar*, **156**, 152
- Orlando, T. M., McCord, T. B., & Grieves, G. A. 2005, *Icar*, **177**, 528
- Pappalardo, R. T., Belton, M. J. S., Breneman, H. H., et al. 1999, *JGR*, **104**, 24015
- Paranicas, C., Carlson, R. W., & Johnson, R. E. 2001, *GeoRL*, **28**, 673
- Patterson, G. W., Paranicas, C., & Prockter, L. M. 2012, *Icar*, **220**, 286
- Pospieszalska, M. K., & Johnson, R. E. 1989, *Icar*, **78**, 1
- Poulet, F., Cuzzi, J. N., Cruikshank, D. P., Roush, T., & Dalle Ore, C. M. 2002, *Icar*, **160**, 313
- Rathbun, J. A., Rodriguez, N. J., & Spencer, J. R. 2010, *Icar*, **210**, 763
- Roth, L., Saur, J., Retherford, K. D., et al. 2014, *Sci*, **343**, 171
- Schmidt, B. E., Blankenship, D. D., Patterson, G. W., & Schenk, P. M. 2011, *Natur*, **479**, 502
- Schmitt, B., Quirico, E., Trotta, F., & Grundy, W. M. 1998, *ASSL*, **227**, 199
- Shirley, J. H., Dalton, J. B., Prockter, L. M., & Kamp, L. W. 2010, *Icar*, **210**, 358
- Shkuratov, Y., Starukhina, L., Hoffmann, H., & Arnold, G. 1999, *Icar*, **137**, 235
- Spencer, J., Tamppari, L., Martin, T., & Travis, L. 1999, *Sci*, **284**, 1514
- Spencer, J. R., Calvin, W. M., & Person, M. J. 1995, *JGR*, **100**, 19049
- Spencer, J. R., Grundy, W. M., Dumas, C., et al. 2006, *Icar*, **182**, 202
- Squyres, S. W., Reynolds, R. T., Cassen, P. M., & Peale, S. J. 1983, *Natur*, **301**, 225
- Strazzulla, G., Garozzo, M., & Gomis, O. 2009, *AdSpR*, **43**, 1442
- Zahnle, K., Schenk, P., Levison, H., & Dones, L. 2003, *Icar*, **163**, 263
- Zolotov, M. Y., & Kargel, J. S. 2009, in Europa, ed. R. T. Pappalardo et al. (Tucson, AZ: Univ. Arizona Press), 431
- Zolotov, Y. 2007, *GeoRL*, **34**, L23203

Références

- [1] AGARWAL J., et a. : Dust environment modelling of comet 67P/Churyumov-Gerasimenko. In : *Space Science Reviews* 128 (2007), S. 79–131
- [2] AGARWAL J., et a. : The dust trail of comet 67P/Churyumov-Gerasimenko between 2004 and 2006. In : *Icarus* 207 (2010), S. 992–1012
- [3] A'HEARN M. F., et a. : Cometary volatiles and the origin of comets. In : *The Astrophysical Journal* 758 (2012), S. 29
- [4] ANDERSON J. D., et a. : Shape, Mean Radius, Gravity Field, and Interior Structure of Callisto. In : *Icarus* 153 (2001a), S. 157–161
- [5] ANDERSON J. D., et a. : Io's gravity field and interior structure. In : *Journal of Geophysical Research* 106 (2001b), S. 32963–32970
- [6] ASTAKHOV S. A., et a. : Chaos-assisted capture of irregular moons. In : *Nature* 423 (2003), S. 264–267
- [7] ATWOOD-STONE C., et a. : Avalanche slope angles in low-gravity environment from active Martian sand dunes. In : *Geophysical Research Letters* 40 (2013), S. 2929–2934
- [8] BAGENAL, F. : Magnetospheric Phenomena, Io's Torus, and Aurorae : Torus-Magnetosphere Coupling. In : *NASA Special Publication* 494 (1989), S. 196–210
- [9] BAGENAL F., et a. : Direct plasma measurements in the Io torus and inner magnetosphere of Jupiter. In : *Journal of Geophysical Research* 86 (1981), S. 8447–8466
- [10] BALSIGER H., et a. : Detection of argon in the coma of comet 67P/Churyumov-Gerasimenko. In : *Science Advances* 1 (2015), Nr. 8, S. E1500377
- [11] BASILEVSKY A. T., et a. : The morphology of small craters and knobs on the surface of Jupiter's satellite Callisto. In : *Solar System Research* 36 (2002), S. 322–333
- [12] BASILEVSKY A. T., et a. : Comet nuclei : morphology and implied processes of surface modification. In : *Planetary and Space Science* 54 (2006), S. 808–829
- [13] BENTLEY M. S., e. a. : Aggregate dust particles at comet 67P/Churyumov-Gerasimenko. In : *Nature* 537 (2016), S. 73–75
- [14] BERTINI, I. : Main Belt Comets : a new class of small bodies in the solar system. In : *Planetary and Space Science* 59 (2011), S. 365–377
- [15] BIERHAUS E. B., et a. : Europa's crater distribution and surface ages. In : *Europa (book)* (2009), S. 161–180
- [16] BISHOP J. L., et a. : Reflectance and emission spectroscopy study of four groups of phyllosilicates : smectites, kaolinite-serpentines, chlorites and micas. In : *Clay Minerals* 43 (2008), S. 35–54
- [17] BIVER N., et a. : Long-term evolution of the outgassing of comet Hale-Bopp from radio observations. In : *Earth, Moon and Planets* 78 (1997), S. 5–11
- [18] BOUVIER A., et a. : The age of the Solar System redefined by the oldest Pb-Pb age of a meteoritic inclusion. In : *Nature Geoscience* 3 (2010), S. 637–641
- [19] BRADLEY, J. P. : Interplanetary Dust Particles. In : *Treatise on Geochemistry (book)* 1 (2003), S. 689–711

- [20] BRAGA-RIBAS F., et a. : A ring system detected around the Centaur (10199) Chariklo. In : *Nature* 508 (2014), S. 72–75
- [21] BRASSER R., et a. : Oort Cloud and Scattered Disc formation during a late dynamical instability in the Solar System. In : *Icarus* 225 (2013), S. 40–49
- [22] BRIDGES J. C., et a. : Iron oxides in comet 81P/Wild 2. In : *Meteoritics & Planetary Science* 45 (2010), S. 55–72
- [23] BROWN, M. E. : Potassium in Europa’s atmosphere. In : *Icarus* 151 (2001), S. 190–195
- [24] BROWN M. E., et a. : Discovery of an extended sodium atmosphere around Europa. In : *Nature* 380 (1996), S. 229–231
- [25] BROWN M. E., et a. : Salts and Radiation Products on the Surface of Europa. In : *The Astronomical Journal* 145 (2013), Nr. 4, S. 110
- [26] BROWNLEE, D. E. : Cosmic dust : collection and research. In : *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 13 (1985), S. 147–173
- [27] BROWNLEE D. E., et a. : Comet 81P/Wild 2 under a Microscope. In : *Science* Brownlee D., et al. Comet 81P/Wild 2 under a Microscope (2006), S. 1711–1716
- [28] BURATTI, B. J. : Ganymede and Callisto : surface textural dichotomies and photometric analysis. In : *Icarus* 92 (1991), S. 312–323
- [29] BURATTI B. J., et a. : Voyager photometry of Europa. In : *Icarus* 55 (1983), S. 93–110
- [30] BURCHELL M. J., et a. : Characteristics of cometary dust tracks in Stardust aerogel and laboratory calibrations. In : *Meteoritics & Planetary Science* 43 (2008), S. 23–40
- [31] BURNS J. A., et a. : The Formation of Jupiter’s faint rings. In : *Science* 284 (1999), S. 1146–1150
- [32] BURNS J. A., et a. : Jupiter’s Ring-Moon System. In : *Jupiter : The Planet, Satellites and Magnetosphere (book)* (2004), S. 241–262
- [33] BUS S. J., et a. : (2060) Chiron : Evidence for Activity near Aphelion. In : *Icarus* 150 (2001), S. 94–103
- [34] CAMPINS H., et a. : The identification of crystalline olivine in cometary silicates. In : *The Astrophysical Journal* 341 (1989), S. 1059–1066
- [35] CANUP R. M., et a. : Origin of Europa and the Galilean satellites. In : *Europa (book)* (2009), S. 59–83
- [36] CAPACCIONI F., et a. : The organic-rich surface of comet 67P/Churyumov-Gerasimenko as seen by VIRTIS/Rosetta. In : *Science* 347 (2015), Nr. 6220, S. 628–1–628–4
- [37] CARLSON, R. W. : A tenuous carbon dioxide atmosphere on Jupiter’s moon Callisto. In : *Science* 283 (1999a), S. 820–821
- [38] CARLSON R. W., et a. : Near-Infrared Mapping Spectrometer Experiment on Galileo. In : *Space Science Reviews* 60 (1992), S. 457–502
- [39] CARLSON R. W., et a. : Hydrogen Peroxide on the surface of Europa. In : *Science* 283 (1999b), S. 2062–2064
- [40] CARLSON R. W., et a. : Sulfuric acid on Europa and the radiolytic sulfur cycle. In : *Science* 286 (1999c), Nr. 5437, S. 97–99

- [41] CARLSON R. W., et a. : Sulfuric acid production on Europa : the radiolysis of sulfur in water ice. In : *Icarus* 157 (2002), S. 456–463
- [42] CARLSON R. W., et a. : Distribution of hydrate on Europa : Further evidence for sulfuric acid hydrate. In : *Icarus* 177 (2005), S. 461–471
- [43] CARLSON R. W., et a. : Europa’s surface composition. In : *Europa (book)* (2009), S. 283–327
- [44] CARR M. H., et a. : Evidence for a subsurface ocean on Europa. In : *Nature* 391 (1998), S. 363–365
- [45] CARRIER B. L., et a. : The origins of perchlorate in the Martian soil. In : *Geophysical Research Letters* 42 (2015), S. 3739–3745
- [46] CARUSI A., et a. : Dynamical evolution of short-period comets. In : *European Regional Astronomy Meeting of the IAU 2* (1987), S. 21–28
- [47] CASSIDY T. A., et a. : Magnetospheric ion sputtering and water ice grain size at Europa. In : *Planetary and Space Science* 77 (2013), S. 64–73
- [48] CHYBA, C. F. : Energy for microbial life on Europa. In : *Nature* 403 (2000), S. 381–382
- [49] CIESLA F. J., et a. : A nebular origin for chondritic fine-grained phyllosilicates. In : *Science* 299 (2003), S. 549–552
- [50] CLARK, R. N. : Ganymede, Europa, Callisto, and Saturn’s rings - compositional analysis from reflectance spectroscopy. In : *Icarus* 44 (1980), S. 388–409
- [51] CLARK R. N., et a. : High spectral resolution reflectance spectroscopy of minerals. In : *Journal of Geophysical Research* 95 (1990), S. 12653–12680
- [52] CLARKE J. T., et a. : Far-ultraviolet imaging of Jupiter’s Aurora and the Io "foontprint". In : *Science* 274 (1996), S. 404–409
- [53] CLEMETT S. J., et a. : Complex aromatic hydrocarbons in Stardust samples collected from comet 81P/Wild 2. In : *Meteoritics & Planetary Science* 45 (2010)
- [54] CLOUTIER R., et a. : A deep Spitzer survey of circumstellar disks in the young double cluster, h and X Persei. In : *The Astrophysical Journal* 796 (2014), S. 127
- [55] CLOUTIS E. A., et a. : Detection and discrimination of sulfate minerals using reflectance spectroscopy. In : *Icarus* 184 (2006), S. 121–157
- [56] COCHRAN A. L., et a. : The McDonald Observatory Faint Comet Survey - Gas production in 17 comets. In : *Icarus* 98 (1992), S. 151–162
- [57] COCHRAN A. L., et a. : The Composition of Comets. In : *Space Science Reviews* 197 (2015), S. 9–46
- [58] COLANGELI L., et a. : The Grain Impact Analyser and Dust Accumulator (GIADA) Experiment for the Rosetta Mission : Design, Performances and First Results. In : *Space Science Reviews* 128 (2007), S. 803–821
- [59] COLLINS G., et a. : Chaotic Terrain on Europa. In : *Europa (book)* (2009), S. 259–281
- [60] COMBI M. R., et a. : Gas dynamis and kinetics in the cometary coma : theory and observations. In : *Comets II (book)* (2004), S. 523–552

- [61] CONNERNEY J. E., et a. : Image of excited H3+ at the foot of the Io flux tube in Jupiter's atmosphere. In : *Science* 262 (1993), S. 1035–1038
- [62] CROVISIER, J. : Putting the CO in the coma. In : *Nature* 399 (1999), S. 640–641
- [63] CROVISIER J., et a. : Comment on 'Comparison of the composition of the Tempel 1 ejecta to the dust in Comet C/Hale Bopp 1995 O1 and YSO' by C.M. Lisse, K.E. Kraemer, J.A. Nuth III, A. Li, D. Joswiak (2007. *Icarus* 187, 69–86). In : *Icarus* 195 (2008), S. 938–940
- [64] CROWLEY, J. K. : Visible and Near-Infrared (0.4-2.5/ μm) reflectance spectra of playa evaporite minerals. In : *Journal of Geophysical Research* 90 (1991), S. 16231–16240
- [65] CRUIKSHANK D. P., et a. : Colour, albedo and nucleus size of Halley's comet. In : *Nature* 315 (1985), S. 122–124
- [66] DALTON, J. B. : Linear mixture modeling of Europa's non-ice material based on cryogenic laboratory spectroscopy. In : *Geophysical Research Letters* 34 (2007), Nr. L21205
- [67] DALTON, J. B. : Spectroscopy of icy moon materials. In : *Space Science Review* 153 (2010b), S. 219–247
- [68] DALTON J. B., et a. : Spectral comparison of heavily hydrated salts with disrupted terrains on Europa. In : *Icarus* 177 (2005), S. 472–490
- [69] DALTON J. B., et a. : Chemical composition of icy satellites surfaces. In : *Space Science Review* 153 (2010a), S. 113–154
- [70] DALTON J. B., et a. : Low temperature optical constants of some hydrated sulfates relevant to planetary surfaces. In : *Journal of Geophysical Research* 117 (2012a), Nr. E09001
- [71] DALTON J. B., et a. : Europa's icy bright plains and dark linea : Exogenic and endogenic contributions to composition and surface properties. In : *Journal of Geophysical Research* 117 (2012b), Nr. E03003
- [72] DALTON J. B., et a. : Exogenic controls on sulfuric acid hydrate production at the surface of Europa. In : *Planetary and Space Science* 77 (2013), S. 45–63
- [73] DAVIES J. K., et a. : The detection of water ice in comet Hale-Bopp. In : *Icarus* 127 (1997), S. 238–245
- [74] DELLA CORTE V., et a. : GIADA : Its status after the Rosetta cruise phase and on-ground activity in Usupport of the encounter with comet 67P/Churyumov-Gerasimentko. In : *Journal of Astronomical Instrumentation* 3 (2014), S. 1350011–110
- [75] DIVINE N., et a. : The Comet Halley dust and gas environment. In : *Space Science Reviews* 43 (1986), S. 1–104
- [76] DOGGETT T., et a. : Geologic stratigraphy and evolution of Europa surface. In : *Europa (book)* (2009), S. 137–160
- [77] DOMINGUE D. L., et a. : Europa's phase curve : implications for surface structure. In : *Icarus* 90 (1991), S. 30–42
- [78] DOMINGUE D. L., et a. : Re-Analysis of the Solar Phase Curves of the Icy Galilean Satellites. In : *Icarus* 128 (1997), S. 49–74

- [79] DOMINGUE D. L., et a. : IUE views Europa : temporal variations in the UV. In : *Geophysical Research Letters* 25 (1998), S. 4421–4424
- [80] DONES L., et a. : Oort cloud formation and dynamics. In : *Comets II (book)* (2004), S. 153–174
- [81] DONES L., et a. : Origin and evolution of the cometary reservoirs. In : *Space Science Reviews* 197 (2015), S. 191–269
- [82] DONN B., et a. : A fractal model of a cometary nucleus formed by random accretion. In : *20th ESLAB Symposium on the Exploration of Halley Comet 1* (1986), S. 523–524
- [83] DUFFARD R., e. a. : Photometric and spectroscopic evidence for a dense ring system around Centaur Chariklo. In : *Astronomy & Astrophysics* 568 (2014), Nr. 179
- [84] DUFFARD R., et a. : New Activity of Chiron : Results from 5 Years of Photometric Monitoring. In : *Icarus* 160 (2002), S. 44–51
- [85] DUMAS C., et a. : Near-Infrared Spectroscopy of Low-Albedo Surfaces of the Solar System : Search for the Spectral Signature of Dark Material. In : *Icarus* 133 (1998), S. 221–232
- [86] DUNCAN M., et a. : The origin of short-period comets. In : *The Astrophysical Journal* 328 (1988), S. L69–L73
- [87] DUNCAN M. J., et a. : The formation and extent of the Solar System comet cloud. In : *The Astronomical Journal* 94 (1987), S. 1330–1338
- [88] DUNCAN M. J., et a. : Dynamical evolution of ecliptic comets. In : *Comets II (book)* (2004), S. 193–204
- [89] EISENHAUER F., et a. : SINONI - Integral Field Spectroscopy at 50 milli-arcsecond resolution with the ESO VLT. In : *Proceedings of the SPIE* 4841 (2003), S. 1548–1561
- [90] ELSILA J. E., et a. : Cometary glycine detected in samples returned by Stardust. In : *Meteoritics & Planetary Science* 44 (2009), S. 1323–1330
- [91] ELST E. W., et a. : Comet P/1996 N2 (Elst-Pizarro). In : *IAU Circulars* 6456 (1996), Nr. 1
- [92] EVIATAR A., et a. : Effects of Io ejecta on Europa. In : *Icarus* 47 (1981), S. 75–83
- [93] FAMA M., et a. : Radiation-induced amorphization of crystalline ice. In : *Icarus* 207 (2010), S. 314–319
- [94] FANALE F. P., et a. : An experimental estimate of Europa's "ocean" composition independent of Galileo orbital remote sensing. In : *Journal of Geophysical Research* 106 (2001), S. 14595–14600
- [95] FELDMAN P. D., et a. : Detection of chlorine ions in the Far Ultraviolet Spectroscopic Explorer spectrum of the Io plasma torus. In : *The Astrophysical Journal* 554 (2001), S. L123–L126
- [96] FERNANDEZ, Y. R. : The nucleus of comet Hale-Bopp (C/1995 O1) : size and activity. In : *Earth, Moon, and Planets* 89 (2002), S. 3–25
- [97] FISCHER P. D., et a. : Spatial resolved spectroscopy of Europe : the distinct spectrum of large-scale chaos. In : *The Astronomical Journal* 150 (2015), S. 164–173

- [98] FRAY N., et a. : High-molecular-weight organic matter in the particles of comet 67P/Churyumov-Gerasimenko. In : *Nature* 538 (2016), S. 72–74
- [99] FULLE, M. : Evolution of cometary dust parameters from numerical simulations : comparison with an analytical approach and the role of anisotropic emissions. In : *Astronomy & Astrophysics* 217 (1989), S. 283–297
- [100] FULLE M., et a. : In-situ dust measurements from within the coma of 1P/Halley : first order approximation with a dust dynamical model. In : *The Astronomical Journal* 119 (2000), S. 1968–1977
- [101] FULLE M., et a. : The dust environment of comet 67P/Churyumov-Gerasimenko. In : *Astronomy & Astrophysics* 422 (2004), S. 357–368
- [102] FULLE M., et a. : Comet 67P/Churyumov-Gerasimenko : the GIADA dust environment model of the Rosetta mission target. In : *Astronomy & Astrophysics* 522 (2010), Nr. A63
- [103] GLADMAN B., et a. : Nomenclature in the outer solar system. In : *The solar system beyond Neptune (book)* Univ. Arizona Press (2008), S. 43–57
- [104] GLASSMEIER K. H., et a. : The ROSETTA mission : flying towards the origin of the solar system. In : *Space Science Reviews* 128 (2007), S. 1–21
- [105] GOMES R. S., et a. : Origin of the cataclysmic Late Heavy Bombardment period of the terrestrial planets. In : *Nature* 435 (2005), S. 466–469
- [106] GRASSET O., et a. : JUPITER Icy moons Explorer (JUICE) : an ESA mission to orbit Ganymede and to characterise the Jupiter system. In : *Planetary and Space Science* 78 (2013), S. 1–21
- [107] GREELEY R., et a. : Europa : initial Galileo geological observations. In : *Icarus* 135 (1998), S. 4–24
- [108] GREENBERG, J. M. : Predicting that comet Halley is dark. In : *Nature* 331 (1986), S. 385
- [109] GREENBERG, J. M. : Making a comet nucleus. In : *Astronomy & Astrophysics* 330 (1998), S. 375–380
- [110] GREENBERG J. M., et a. : Morphological structure and chemical composition of cometary nuclei and dust. In : *Space Science Reviews* 90 (1999), S. 149–161
- [111] GREENBERG R., et a. : Tectonic Processes on Europa : Tidal Stresses, Mechanical Response, and Visible Features. In : *Icarus* 135 (1998), S. 64–78
- [112] GROUSSIN A., et a. : Gravitational slopes, geomorphology, and material strengths of the nucleus of comet 67P/Churyumov-Gerasimenko from OSIRIS observations. In : *Astronomy & Astrophysics* 583 (2015), Nr. A32
- [113] GRUNDY W. M., et a. : The temperature-dependent near-infrared absorption spectrum of hexagonal H₂O ice. In : *Journal of Geophysical Research* 103 (1998), S. 25809–25822
- [114] GRUNDY W. M., et a. : New Horizons Mapping of Europa and Ganymede. In : *Science* 318 (2007), Nr. 5848, S. 234–237
- [115] GUILBERT-LEPOUTRE A., et a. : A portrait of Centaur 10199 Chariklo. In : *Astronomy & Astrophysics* 501 (2009), S. 777–784

- [116] GUILBERT-LEPOUTRE A., et a. : On the evolution of comets. In : *Space Science Reviews* 197 (2015), S. 271–296
- [117] GUILLOT T., et a. : The interior of Jupiter. In : *Jupiter : The Planet, Satellites and Magnetosphere (book)* (2004), S. 35–57
- [118] HAGHIGHIPOUR, N. : Dynamical constraints on the origin of Main Belt comets. In : *Meteoritics & Planetary Science* 12 (2009), S. 1863–1869
- [119] HALL D. T., et a. : Extreme Ultraviolet Explorer satellite observation of Jupiter’s Io plasma torus. In : *The Astrophysical Journal* 426 (1994), S. L51–L54
- [120] HAND K. P., et a. : Clathrate hydrates of oxidants in the ice shell of Europa. In : *Astrobiology* 6 (2006), S. 463–482
- [121] HAND K. P., et a. : Keck II observations of hemispherical differences in H₂O₂ on Europa. In : *The Astrophysical Journal* 766 (2013), S. L21
- [122] HAND K. P., et a. : Europa’s surface color suggests an ocean rich with sodium chloride. In : *Geophysical Research Letters* 42 (2015), S. 3174–3178
- [123] HANLEY J., et a. : Reflectance spectra of hydrated chlorine salts; The effect of temperature with implications for Europa. In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 119 (2014), S. 2370–2377
- [124] HANNER M. S., et a. : Mid-infrared spectra of comets P/Borrelly, P/Faye and P.Schaumasse. In : *Icarus* 124 (1996), S. 344–351
- [125] HANNER M. S., et a. : The Mineralogy of Cometary Dust. In : *Lecture Notes in Physics* 815 (2010), S. 203–232
- [126] HANSEN C. J., et a. : Enceladus Water Vapor Plume. In : *Science* 311 (2006), S. 1422–1425
- [127] HANSEN G. B., et a. : Amorphous and crystalline ice on the Galilean satellites : A balance between thermal and radiolytic processes. In : *Journal of Geophysical Research* 109 (2004), Nr. E01012
- [128] HANSEN G. B., et a. : Widespread CO₂ and other non-ice compounds on the anti-Jovian and trailing sides of Europa from Galileo/NIMS observations. In : *Geophysical Research Letters* 35 (2008), Nr. L01202
- [129] HARKER D. E., et a. : The Dust Grains from 9P/Tempel 1 Before and After the Encounter with Deep Impact. In : *Science* 310 (2005), S. 278–280
- [130] HARKER D. E., et a. : Gemini-N mid-IR observations of the dust properties of the ejecta excavated from Comet 9P/Tempel 1 during Deep Impact. In : *Icarus* 191 (2007), S. 432–453
- [131] HARMON J. K., et a. : Radar observations of 8P/Tuttle : a contact-binary comet. In : *Icarus* 207 (2010), S. 499–502
- [132] HARMON J. K., et a. : Radar observations of comet 103P/Hartley 2. In : *The Astrophysical Journal Letters* 734 (2011), Nr. L2
- [133] HARTMANN W. K., et a. : 2060 Chiron : Colorimetry and cometary behavior. In : *Icarus* 83 (1990), S. 1–15

- [134] HARTMANN W. K., et a. : The Time-Dependent Intense Bombardment of the Primordial Earth/Moon System. In : *Origin of the Earth and Moon (book)* (2000), S. 493–512
- [135] HASEGAWA : Orbit of periodic comet 153P/Ikeya-Zhang. In : *Mon. Not. R. Astron. Soc.* 345 (2003), S. 883–888
- [136] HASSIG M., et a. : Time variability and heterogeneity in the coma of 67P/Churyumov-Gerasimenko. In : *Science* 347 (2015), Nr. 6220, S. 276.1–276.4
- [137] HEISLER J., et a. : The influence of the galactic tidal field on the Oort comet cloud. In : *Icarus* 65 (1986), S. 13–26
- [138] HENDRIX A. R., et a. : Europa disk-resolved ultraviolet spectra : Relationships with plasma flux and surface terrains. In : *Icarus* 212 (2011), S. 736–743
- [139] HIBBITS C. A., et a. : Distribution of CO₂ and SO₂ on the surface of Callisto. In : *Journal of Geophysical Research* 105 (2000), S. 22541–22557
- [140] HILLS, J. G. : Comet showers and the steady-state infall of comets from the Oort cloud. In : *The Astronomical Journal* 86 (1981), S. 1730–1740
- [141] HOCHANADEL C. J., et a. : The decomposition of sulfuric acid by cobalt gamma-rays. In : *Journal of the American Chemical Society* 77 (1955), S. 3215
- [142] HOPPA G. V., et a. : Formation of cycloidal features on Europa. In : *Science* 285 (1999), S. 1899–1902
- [143] HORNING K., et a. : Collecting cometary dust particles on metal blacks with the COSIMA instrument onboard ROSETTA. In : *Planetary and Space Science* 103 (2014), S. 309–317
- [144] HORST S. M., et a. : A search for magnesium in Europa’s atmosphere. In : *The Astrophysical Journal* 764 (2013), Nr. L28
- [145] HSIEH H. H., et a. : A Population of Comets in the Main Asteroid Bel. In : *Science* 312 (2006), S. 561–563
- [146] HUBBARD W. B., et a. : A preliminary Jupiter model. In : *The Astrophysical Journal* 820 (2016)
- [147] HURFORD T. A., et a. : Eruptions arising from tidally controlled periodic openings of rifts on Enceladus. In : *Nature* 447 (2007), S. 292–294
- [148] HÖRZ F., et a. : Impact Features on Stardust : Implications for Comet 81P/Wild 2 Dust. In : *Science* 314 (2006), S. 1716–1719
- [149] IMRE D. G., et a. : Phase transformations in sulfuric acid aerosols : implications for stratospheric ozone depletion. In : *Geophysical Research Letters* 24 (1997), S. 69–72
- [150] INGERSOLL A. P., et a. : Dynamics of Jupiter’s Atmosphere. In : *Jupiter : The Planet, Satellites and Magnetosphere (book)* (2004), S. 105–128
- [151] IRO N., et a. : An interpretation of the nitrogen deficiency in comets. In : *Icarus* 161 (2003), S. 511–532
- [152] JACKSON W. A., et a. : Widespread occurrence of (per)chlorate in the Solar System. In : *Earth and Planetary Science Letters* 430 (2015), S. 470–476

- [153] JAUMANN R., et a. : Distribution of icy particles across Enceladus surface as derived from CASSINI-VIMS measurements. In : *Icarus* 193 (2008), S. 407–419
- [154] JENNISKENS P., et a. : Amorphous Water Ice. A Solar System Material. In : *Astrophysics and Space Science Library* 227 (1998), S. 139
- [155] JEWITT, D. : Introductory report : physical properties of cometary nuclei. In : *Observations and physical properties of small solar system bodies (book)* 30 (1992), S. 85
- [156] JEWITT, D. : From cradle to grave : the rise and demise of the comets. In : *Comets II (book)* (2004), S. 659–676
- [157] JEWITT D., et a. : Particulate mass loss from comet Hale-Bopp. In : *The Astronomical Journal* 117 (1999), S. 1056–1062
- [158] JEWITT D. C., et a. : Jupiter’s outer Satellites and Trojans. In : *Jupiter : The Planet, Satellites and Magnetosphere (book)* (2004), S. 263–280
- [159] JOHNSON R. E., et a. : Photolysis and radiolysis of water ice on outer Solar System bodies. In : *Journal of Geophysical Research* 102 (1997), S. 10985–10996
- [160] JOHNSON R. E., et a. : Radiation effects on the surfaces of the Galilean satellites. In : *Jupiter : The Planet, Satellites and Magnetosphere (book)* (2004), S. 485–512
- [161] JOHNSON R. E., et a. : Composition and detection of Europa’s sputter-induced atmosphere. In : *Europa (book)* (2009), S. 507–527
- [162] JONES R. H., et a. : Formation of chondrules and CAIs : theory vs. observation. In : *Protostars and Planets IV (book)* (2000), S. 927–962
- [163] JORDA L., et a. : The global shape, density and rotation of Comet 67P/Churyumov-Gerasimenko from preperihelion Rosetta/OSIRIS observations. In : *Icarus* 277 (2016), S. 257–278
- [164] KARGEL, J. S. : Brine volcanism and the interior structures of asteroids and icy satellites. In : *Icarus* 94 (1991), S. 368–390
- [165] KARGEL J. S., et a. : Europa’s Crust and Ocean : Origin, Composition, and the Prospects for Life. In : *Icarus* 148 (2000), S. 226–265
- [166] KASTEN F., et a. : Revised optical air mass tables and approximation formula. In : *Applied Optics* 28 (1989), S. 4735–4738
- [167] KATTENHORN S. A., et a. : Tectonics of Europa. In : *Europa (book)* (2009), S. 199–236
- [168] KATTENHORN S. A., et a. : Evidence for subduction in the ice shell of Europa. In : *Nature Geoscience* 7 (2014), S. 762–767
- [169] KEARSLEY A. T., et a. : Dust from comet Wild 2 : Interpreting particle size, shape, structure, and composition from impact features on the Stardust aluminum foils. In : *Meteoritics & Planetary Science* 43 (2008), S. 41–73
- [170] KELLER H. U., et a. : First Halley multicolour camera imaging results from Giotto. In : *Nature* 321 (1986), S. 320–326
- [171] KELLER H. U., et a. : Surface features on the nucleus of comet Halley. In : *Nature* 331 (1988), S. 227–231

- [172] KHURANA K. K., et a. : Induced magnetic fields as evidence for subsurface ocean in Europa and Callisto. In : *Nature* 395 (1998), S. 777–780
- [173] KHURANA K. K., et a. : The configuration of Jupiter’s magnetosphere. In : *Jupiter : The Planet, Satellites and Magnetosphere (book)* (2004), S. 593–616
- [174] KIM Y. S., et a. : Radiation-induced formation of chlorine oxides and their potential role in the origin of Martian perchlorates. In : *Journal of the American Chemistry Society* 135 (2013), S. 4910–4913
- [175] KISSEL J., et a. : Composition of comet Halley dust particles from Vega observations. In : *Nature* 321 (1986a), S. 280–282
- [176] KISSEL J., et a. : Composition of comet Halley dust particles from Giotto observations. In : *Nature* 321 (1986b), S. 336–338
- [177] KISSEL J., et a. : Cosima High Resolution Time-of-Flight Secondary Ion Mass Spectrometer for the Analysis of Cometary Dust Particles onboard Rosetta. In : *Space Science Reviews* 128 (2007), S. 823–867
- [178] KIVELSON M. G., et a. : Discovery of Ganymede’s magnetic field by the Galileo spacecraft. In : *Nature* 384 (1996), S. 537–541
- [179] KIVELSON M. G., et a. : Magnetized or unmagnetized : ambiguity persists following Galileo’s encounters with Io in 1999 and 2000. In : *Journal of Geophysical Research* 106 (2001), S. 26121–26135
- [180] KIVELSON M. G., et a. : The permanent and inductive magnetic moments of Ganymede. In : *Icarus* 157 (2002), S. 507–522
- [181] KLEINHANS M. G., et a. : Static and dynamic angles of repose in loose angular materials under reduced gravity. In : *Journal of Geophysical Research* 116 (2011), Nr. E11004
- [182] KOFMAN W., et a. : Properties of the interior of the nucleus of 67P/Churyumov-Gerasimenko revealed by CONSERT radar. In : *Science* 349 (2015), Nr. 6247
- [183] KORSUN P. P., et a. : Dust tail of the active distant Comet C/2003 WT42 (LINEAR) studied with photometric and spectroscopic observations. In : *Icarus* 210 (2010), S. 916–929
- [184] KOSAI, H. : Short-period comets and Apollo-Amor-Aten type asteroids in view of Tisserand invariant. In : *Celestial Mechanics and Dynamical Astronomy* 54 (1992), S. 237–240
- [185] KOUCHI A., et a. : Conditions for condensation and preservation of amorphous ice and crystallinity of astrophysical ices. In : *Astronomy & Astrophysics* 290 (1994), S. 1009–1018
- [186] KRESAK, L. : On the similarity of orbits of associated comets, asteroids and meteoroids. In : *Bulletin of the Astronomical Institutes of Czechoslovakia* 33 (1982), S. 104–110
- [187] KROLIKOWSKA, M. : 67P/Churyumov-Gerasimenko – Potential target for the ROSETTA mission. In : *Acta Astronomica* 53 (2003), S. 195–209
- [188] KUIPER, G. P. : Infrared Observations of planets and satellites. In : *Astronomical Journal* 62 (1957), S. 245

- [189] KUPO I., et a. : Detection of ionized sulfur in the Jovian magnetosphere. In : *The Astrophysical Journal* 205 (1976), S. L51–L53
- [190] KUPPERS M., et a. : Discovery of chlorine in the Io torus. In : *Geophysical Research Letters* 27 (2000), S. 513–516
- [191] LAFRENIÈRE D., et a. : Direct imaging and spectroscopy of a planetary-mass candidate companion to a young solar analog. In : *The Astrophysical Journal* 689 (2008), S. L153–L156
- [192] LAMY P. L., et a. : The sizes, shapes, albedos, and colors of cometary nuclei. In : *Comets II (book)* (2004), S. 223–264
- [193] LAMY P. L., et a. : A portrait of the nucleus of the comet G67P/Churyumov-Gerasimenko. In : *Space Science Reviews* 128 (2007), S. 23–66
- [194] LAMY P. L., et a. : The Subsurface Structure and Density of Cometary Nuclei. In : *Space Science Reviews* 197 (2015), S. 85–99
- [195] LANE A. L., et a. : Evidence for sulphur implantation in Europa UV absorption band. In : *Nature* 292 (1981), S. 38–39
- [196] LANGEVIN Y., et a. : First statistical analysis of 5000 mass spectra of cometary grains obtained by PUMA 1 (Vega 1) and PIA (Giotto) impact ionization mass spectrometer in the compressed modes. In : *Astronomy & Astrophysics* 187 (1987), S. 761–766
- [197] LANGEVIN Y., et a. : Typology of dust particles collected by the COSIMA mass spectrometer in the inner coma of 67P/Churyumov Gerasimenko. In : *Icarus* 271 (2016), S. 76–97
- [198] LARDNER, D. : On the classification of comets and the distribution of their orbits in space. In : *Mon. Not. R. Astron. Soc.* 13 (1853), S. 188–192
- [199] LASUE J., et a. : Porous irregular aggregates of sub-micron sized grains to reproduce cometary dust light scattering observations. In : *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer* 100 (2006), S. 220–236
- [200] LEBLANC F., et a. : Europa’s sodium atmosphere : an ocean source? In : *Icarus* 159 (2002), S. 132–144
- [201] LELLOUCH, E. : Io’s atmosphere and surface-atmosphere interactions. In : *Space Science Review* 116 (2005), S. 211–224
- [202] LELLOUCH E., et a. : Evidence for water ice and estimate of dust production rate in comet Hale-Bopp at 2.9 AU from the Sun. In : *Astronomy & Astrophysics* 339 (1998), S. L9–L12
- [203] LETHUILLIER A., et a. : Electrical properties and porosity of the first meter of the nucleus of 67P/Churyumov-Gerasimenko. As constrained by the Permittivity Probe SESAME-PP/Philae/Rosetta. In : *Astronomy & Astrophysics* In press (2016)
- [204] LETO G., et a. : The reflectance spectrum of water ice : Is the 1.65 micron peak a good temperature probe? In : *Memorie della Società Astronomica Italiana Supplement* 6 (2005), S. 57–62
- [205] LEVASSEUR-REGOURD A. C., et a. : Physical properties of cometary and interplanetary dust. In : *Planetary and Space Science* 55 (2007), S. 1010–1020

- [206] LEVASSEUR-REGOURD A. C., et a. : Dust in cometary comae : Present understanding of the structure and composition of dust particles. In : *Planetary and Space Science* 56 (2008), S. 1719–1724
- [207] LEVISON, H. F. : Comet Taxonomy. In : *Completing the Inventory of the Solar System (book)* 107 (1996), S. 173–191
- [208] LEVISON H. F., et a. : The long-term dynamical behavior of short-period comets. In : *Icarus* 108 (1994), S. 18–36
- [209] LEVISON H. F., et a. : From the Kuiper Belt to Jupiter-Family Comets : the spatial distribution of Ecliptic Comets. In : *Icarus* 127 (1997), S. 13–32
- [210] LEVISON H. F., et a. : The Origin of Halley-Type Comets : Probing the Inner Oort Cloud. In : *The Astronomical Journal* 121 (2001), S. 2253–2267
- [211] LEVISON H. F., et a. : The mass disruption of Oort cloud comets. In : *Science* 296 (2002), S. 2212–2215
- [212] LEVISON H. F., et a. : The formation of the Kuiper belt by the outward transport of bodies during Neptune’s migration. In : *Nature* 426 (2003), S. 419–421
- [213] LEVISON H. F., et a. : Late orbital instabilities in the outer planets induced by interaction with a self-gravitating planetesimal disk. In : *The Astronomical Journal* 142 (2011), S. 152
- [214] LISSE C. M., et a. : Spitzer Spectral Observations of the Deep Impact Ejecta. In : *Science* 413 (2006), S. 635–640
- [215] LOWRY S., et a. : Kuiper Belt Objects in the Planetary Region : The Jupiter-Family Comets. In : *The Solar System Beyond Neptune (book)* (2008), S. 397–410
- [216] LOWRY S., et a. : The nucleus of Comet 67P/Churyumov-Gerasimenko. In : *Astronomy & Astrophysics* 548 (2012), Nr. A12
- [217] LUNINE J. I., et a. : Formation of the Galilean satellites in a gaseous nebula. In : *Icarus* 52 (1982), S. 14–39
- [218] LUTZ B. L., et a. : Ion abundances and implications for photochemistry in Comets Halley (1986 III) and Bradfield (1987 XXIX). In : *The Astrophysical Journal*, 407 (1993), S. 402–411
- [219] LUU J. X., et a. : Cometary activity in 2060 Chiron. In : *The Astronomical Journal* 100 (1990), Nr. 3
- [220] MASSIRONI M., et a. : Two independent and primitive envelopes of the bilobate nucleus of comet 67P. In : *Nature* 526 (2015), Nr. 7573, S. 402–405
- [221] MASTRAPA R. M., et a. : Optical constants of amorphous and crystalline H₂O-ice in the near infrared from 1.1 to 2.6 microns. In : *Icarus* 197 (2008), S. 307–320
- [222] MASTRAPA R. M., et a. : Optical constants of amorphous and crystalline H₂O-Ice : 2.5-22 microns (4000-455cm⁻¹) optical constants of H₂O-Ice. In : *The Astrophysical Journal* 701 (2009), S. 1347–1356
- [223] MASTRAPA R. M., et a. : Amorphous and Crystalline H₂O-Ice. In : *Astrophysics and Space Science Library* 356 (2013), S. 371

- [224] MCCORD T. B., et a. : Non-water-ice constituents in the surface material of the icy Galilean satellites from Galileo near-infrared mapping spectrometer investigation. In : *Journal of Geophysical Research* 103 (1998a), S. 8603–8626
- [225] MCCORD T. B., et a. : Salts on Europa surface detected by Galileo Near Infrared Mapping Spetrometer. In : *Science* 280 (1998b), S. 1242–1245
- [226] MCCORD T. B., et a. : Hydrated salt minerals on Europa’s Surface from the Galileo near-infrared mapping spectrometer (NIMS) investigation. In : *Journal of Geophysical Research* 104 (1999), S. 11827–11851
- [227] MCCORD T. B., et a. : Thermal and radiation stability of the hydrated salt minerals epsomite, mirabilite, and natron under Europa environmental conditions. In : *Journal of Geophysical Research* 106 (2001a), S. 3311–3319
- [228] MCCORD T. B., et a. : Hydrated salt minerals on Ganymede’s surface : evidence of an ocean below. In : *Science* 292 (2001b), S. 1523–1525
- [229] MCCORD T. B., et a. : Brines exposed to Europa surface conditions. In : *Journal of Geophysical Research* 107 (2002), Nr. E1, 5004, S. 1–6
- [230] MCCORD T. B., et a. : Hydrated minerals on Europa’s surface, an improved look from the Galileo NIMS investigation. In : *Icarus* 209 (2010), S. 639–650
- [231] MCEWEN, A. S. : Exogenic and endogenic albedo and color patterns on Europa. In : *Journal of Geophysical Research* 91 (1986), S. 8077–8097
- [232] MCEWEN A. S., et a. : High-temperature silicate volcanism on Jupiter’s moon Io. In : *Science* 281 (1998), S. 87–90
- [233] MCEWEN A. S., et a. : The lithosphere and surface of Io. In : *Jupiter : The Planet, Satellites and Magnetosphere (book)* (2004), S. 307–328
- [234] MCGRATH M. A., et a. : Satellite atmospheres. In : *Jupiter : The Planet, Satellites and Magnetosphere (book)* (2004), S. 457–483
- [235] MCGRATH M. A., et a. : Observations of Europa’s tenuous atmosphere. In : *Europa (book)* (2009), S. 485–505
- [236] MCKEEGAN K. D., et a. : Isotopic Compositions of Cometary Matter Returned by Stardust. In : *Science* 314 (2006), S. 1724–1728
- [237] MCKINNON W. B., et a. : Chaos on Io : a model for formation of mountain blocks by crustal heating, melting, and tilting. In : *Geology* 29 (2001), S. 103–106
- [238] MEROUANE S., et a. : Dust particle flux and size distribution in the coma of 67P/Churyumov-Gerasimenko measured in-situ by the COSIMA instrument on board Rosetta. In : *Astronomy & Astrophysics* (accepté, 2016)
- [239] MILITZER B., et a. : A masmass core in Jupiter predicted from first-principles simulations. In : *The Astrophysical Journal* 688 (2008), S. L45–L48
- [240] MILITZER B., et a. : Understanding Jupiter’s interior. In : *ArXiv Astrophysics* (2016), Nr. e-prints : 1608.02685
- [241] MODIGLIANI A., et a. : The SINFONI pipeline. In : *ArXiv Astrophysics* (2007). <http://dx.doi.org/arXiv:astro-ph/0701297>. – DOI arXiv :astro-ph/0701297

- [242] MOORE J. M., et a. : Large impact features on Europa : results of the Galileo nominal mission. In : *Icarus* 135 (1998), S. 127–145
- [243] MOORE J. M., et a. : Mass movement and landform degradation on the icy Galilean satellites : results of the Galileo nominal mission. In : *Icarus* 140 (1999), S. 294–312
- [244] MOORE J. M., et a. : Impact Features on Europa : Results of the Galileo Europa Mission (GEM). In : *Icarus* 151 (2001), S. 93–111
- [245] MOORE J. M., et a. : Callisto. In : *Jupiter : The Planet, Satellites and Magnetosphere (book)* (2004), S. 397–426
- [246] MOORE W. B., et a. : The tidal response of Europa. In : *Icarus* 147 (2000), S. 317–319
- [247] MORBIDELLI, A. : Origin and Dynamical Evolution of Comets and their Reservoirs. In : *ArXiv Astrophysics* (2005), Nr. e-prints : 12256
- [248] MORBIDELLI, et a. A. : Dynamics of the giant planets of the solar system in the gaseous protoplanetary disk and their relationship to the current orbital architecture. In : *The Astronomical Journal* 134 (2007), S. 1790–1798
- [249] MORBIDELLI, et a. A. : Comets as collisional fragments of a primordial planetesimal Disk. In : *Astronomy & Astrophysics* 583 (2015), Nr. A43
- [250] MOROZ, V. I. : Infrared spectrophotometry of satellites : the Moon and the Galilean satellites of Jupiter. In : *Soviet Astronomy* 9 (1966), S. 999–1006
- [251] MOTTOLA S., et a. : The rotation state of 67P/Churyumov-Gerasimenko from approach observations with the OSIRIS cameras on Rosetta. In : *Astronomy & Astrophysics* 569 (2014), Nr. L2
- [252] MUMMA M. J., et a. : The chemical composition of comets-emerging taxonomies and natal heritage. In : *Annu. Rev. Astron. Astrophys.* 49 (2011), S. 471
- [253] NAGEL K., et a. : A model for the interior structure, evolution, and differentiation of Callisto. In : *Icarus* 169 (2004), S. 402–412
- [254] NASH D. B., et a. : Spectral reflectance systematics for mixtures of powdered hypersthene, labradorite and ilmenite. In : *Journal of Geophysical Research* 79 (1974), S. 1611–1621
- [255] NELDER J. A., et a. : A simplex method for function minimization. In : *The Computer Journal* 7 (1965), S. 308–313
- [256] NICHOLSON P. D., et a. : Observations of Saturn’s Ring-Plane crossings in August and November 1995. In : *Science* 272 (1996), S. 509–515
- [257] NOLL K. S., et a. : Detection of Ozone on Ganymede. In : *Science* 273 (1996), S. 341–343
- [258] O’BRIEN D. P., et a. : A Melt-through Model for Chaos Formation on Europa. In : *Icarus* 156 (2002), S. 152–161
- [259] OCKERT-BELL M. E., et a. : The structure of Jupiter’s ring system as revealed by the Galileo imaging experiment. In : *Icarus* 138 (1999), S. 188–213
- [260] OORT, J. H. : The structure of the cloud of comets surrounding the Solar System and a hypothesis concerning its origin. In : *Bull. Astron. Inst. Neth.* 11 (1950), S. 91–110

- [261] OORT J. H., et a. : Differences between new and old comets. In : *Bull. Astron. Inst. Neth.* 11 (1951)
- [262] ORLANDO T. M., et a. : The Schemical nature of Europa surface material and the relation to a subsurface ocean. In : *Icarus* 177 (2005), S. 528–533
- [263] ORTIZ J. L., et a. : Possible ring material around centaur (2060) Chiron. In : *Astronomy & Astrophysics* 576 (2015), Nr. A18
- [264] OWEN T., et a. : Jupiter’s rings. In : *Nature* 281 (1979), S. 442–446
- [265] PAPPALARDO R. T., et a. : Does Europa have a subsurface ocean ? Evaluation of the geological evidence. In : *Journal of Geophysical Research* 104 (1999), S. 24015–24055
- [266] PAPPALARDO R. T., et a. : Geology of Ganymede. In : *Jupiter : The Planet, Satellites and Magnetosphere (book)* (2004), S. 363–396
- [267] PARANICAS C., et a. : Europa Radiation Environment and Its Effects on the Surface. In : *Europa (book)* (2009), S. 529–544
- [268] PATTERSON G. W., et a. : Characterizing electron bombardment of Europa surface by location and depth. In : *Icarus* 220 (2012), S. 286–290
- [269] PATTHOFF D. A., et a. : Diverse origins of Enceladus ridge terrains including evidence for contraction. In : *46th Lunar and Planetary Science Conference* (2015), Nr. 2870
- [270] PATZOLD M., et a. : A homogeneous nucleus for comet 67P/Churyumov-Gerasimenko from its gravity field. In : *Nature* 530 (2016), Nr. 7588, S. 63–65
- [271] PEARL J., et a. : Identification of gaseous SO₂ and new upper limits for other gases on Io. In : *Nature* 280 (1979), S. 755–758
- [272] PORCO C. C., et a. : Cassini imaging of Jupiter’s atmosphere, satellites, and rings. In : *Science* 299 (2003), S. 1541–1547
- [273] POULET F., et a. : Comparison between the Shkuratov and Hapke Scattering Theories for Solid Planetary Surfaces ; Application to the Surface Composition of Two Centaurs. In : *Icarus* 160 (2002), S. 313–324
- [274] POULET F., et a. : Origin of the local structures at the Philae landing site and possible implications on the formation and evolution of 67P/Churyumov-Gerasimenko. In : *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* 462 (2016), S. S23–S32
- [275] PREUSKER F., et a. : Shape model, reference system definition, and cartographic mapping standards for comet 67P/Churyumov-Gerasimenko - Stereo-photogrammetric analysis of ROSETTA OSIRI data. In : *Astronomy & Astrophysics* 583 (2015), Nr. A33
- [276] PRIALNIK D., et a. : On the evolution and activity of cometary nuclei. In : *The Astrophysical Journal* 313 (1987a), S. 893–905
- [277] PRIALNIK D., et a. : Radiogenic heating of comets by Al-26 and implications for their time of formation. In : *The Astrophysical Journal* 319 (1987b), S. 993–1002
- [278] PRIALNIK D., et a. : Radioactive heating of porous comet nuclei. In : *Icarus* 117 (1995), S. 420–430
- [279] PRISCU J. C., et a. : Microbial habitability of icy worlds. In : *Microbe* 7 (2012), S. 167–172

- [280] PROCKTER L. M., et a. : Origin and evolution of Castalia Macula, an anomalous young depression on Europa. In : *Icarus* 177 (2005), S. 305–326
- [281] PROCKTER L. M., et a. : Morphology and evolution of Europa’s ridges and bands. In : *Europa (book)* (2009), S. 237–258
- [282] RATHBUN J. A., et a. : Galileo PPR observations of Europa : Hotspot detection limits and surface thermal properties. In : *Icarus* 210 (2010), S. 763–769
- [283] RAYMOND S. N., et a. : Building the terrestrial pplanet : constrained accretion in the inner solar system. In : *Icarus* 203 (2009), S. 644–662
- [284] REUTER D. C., et a. : Ralph : A Visible/Infrared IImage for the New Horizons Kuiper Belt Mission. In : *Space Science Reviews* 140 (2008), S. 129–154
- [285] RIEDLER W., et a. : Rosetta, atomic force microscope, comet, coma, dust, 67P/Churyumov-Gerasimenko. In : *Space Science Reviews* 128 (2007), S. 869–904
- [286] ROTH L., et a. : Transient water vapor at Europa’s South pole. In : *Science* 343 (2014), S. 171–174
- [287] ROTUNDI A., et a. : Dust measurements in the coma of 67P/Churyumov-Gerasimenko inbound to the Sun. In : *Science* 347 (2015), Nr. 6220
- [288] SANDFORD S. A., et a. : Organics Captured from Comet 81P/Wild 2 by the Stardust Spacecraft. In : *Science* 314 (2006), S. 1720–1724
- [289] SANDFORD S. A., et a. : Assessment and control of organic and other contaminants associated with the Stardust sample return from comet 81P/Wild 2. In : *Meteoritics & Planetary Science* 45 (2010), S. 406–433
- [290] SAUR J., et a. : Plasma interaction of Io with its plasma torus. In : *Jupiter : The Planet, Satellites and Magnetosphere (book)* (2004), S. 537–560
- [291] SAUR J., et a. : The search for a subsurface ocean in Ganymede with Hubble Space Telescope observations of its auroral ovals. In : *Journal of Geophysical Research* 120 (2015), S. 1715–1737
- [292] SCHENK P. M., et a. : Ages and interiors : the cratering record of the Galilean satellites. In : *Jupiter : The Planet, Satellites and Magnetosphere (book)* (2004), S. 427–456
- [293] SCHENK P. M., et a. : Europa’s impact craters : probes of the icy shell. In : *Europa (book)* (2009), S. 181–198
- [294] SCHMIDT B. E., et a. : Active formation of ‘chaos terrain’ over shallow subsurface water on Europa. In : *Nature* 479 (2011), S. 502–505
- [295] SCHMITT B., et a. : Optical Properties of Ices from UV to Infrared. In : *Astrophysics and Space Science Library* 227 (1998), S. 199
- [296] SCHUBERT G., et a. : The magnetic field and internal structure of Ganymede. In : *Nature* 384 (1996), S. 544–545
- [297] SCHUBERT G., et a. : Interior composition, structure and dynamics aof the Galilean satellites. In : *Jupiter : The Planet, Satellites and Magnetosphere (book)* (2004), S. 281–306
- [298] SCHULZ R., et a. : Comet 67P/Churyumov-Gerasimenko sheds dust coat accumulated over the past four years. In : *Nature* 518 (2015), S. 216–218

- [299] SCHWEHM G., et a. : ROSETTA goes to comet Wirtanen. In : *Space Science Reviews* 90 (1999), S. 313–319
- [300] SHIRLEY J. H., et a. : Europa ridged plains and smooth low albedo plains : Distinctive compositions and compositional gradients at the leading side trailing side boundary. In : *Icarus* 210 (2010), S. 358–384
- [301] SHKURATOV Y., et a. : A model of spectral albedo of particulate surfaces ; Implications for optical properties of the Moon. In : *Icarus* 137 (1999), S. 235–246
- [302] SHOWALTER M. R., et a. : Discovery of Jupiter’s gossamer ring. In : *Nature* 316 (1985), S. 526–528
- [303] SHOWMAN A. P., et a. : Nonlinear simulations of Jupiter’s 5-Micron Hot Spots. In : *Science* 289 (2000), S. 1737–1740
- [304] SIERKS H., et a. : On the nucleus structure and activity of comet 67P/Churyumov-Gerasimenko. In : *Science* 347 (2015), Nr. 6220
- [305] SIMONELLI D. P., et a. : Voyager disk-integrated of Io. In : *Icarus* 59 (1984), S. 406–425
- [306] SNODGRASS C., et a. : Beginning of activity in 67P/Churyumov-Gerasimenko and predictions for 2014–2015. In : *Astronomy & Astrophysics* 557 (2013), Nr. A33
- [307] SOHL F., et a. : Implications from Galileo observations on the interior structure and chemistry of the Galilean satellites. In : *Icarus* 157 (2002), S. 104–119
- [308] SOTIN C., et a. : Internal structure and dynamics of the large icy satellites. In : *Comptes Rendus Physique* 5 (2004), S. 769–780
- [309] SOTIN C., et a. : Tides and tidal heating on Europa. In : *Europa (book)* (2009), S. 89–117
- [310] SPARKS W. B., et a. : Probing for evidence of plumes on Europa with HST/STIS. In : *The Astrophysical Journal* 829 (2016), S. 121–142
- [311] SPENCER J. R., et a. : Temperatures on Europa from Galileo Photopolarimeter-Radiometer : Nighttime Thermal Anomalies. In : *Science* 284 (1999), S. 1514
- [312] SPENCER J. R., et a. : Discovery of gaseous S₂ in Io’s Pele plume. In : *Science* 288 (2000), S. 1208–1210
- [313] SPENCER J. R., et a. : Condensed O₂ on Europa and Callisto. In : *The Astronomical Journal* 124 (2002), S. 3400–3403
- [314] SPENCER J. R., et a. : The nature of Europa’s dark non-ice surface material : spatially-resolved high spectral resolution spectroscopy from the Keck telescope. In : *Icarus* 182 (2006), S. 202–210
- [315] SPENCER M. K., et a. : Comment on ‘Organics Captured from Comet 81P/Wild 2 by the Stardust Spacecraft’. In : *Science* 317 (2007), S. 1680c
- [316] SPENCER M. K., et a. : Organic compound alteration during hypervelocity collection of carbonaceous materials in aerogel. In : *Meteoritics & Planetary Science* 44 (2009), S. 15–24
- [317] STERN S. A., et a. : The discovery of argon in comet C/1995 O1 (Hele-Bopp). In : *The Astrophysical Journal* 544 (2000), S. L169–L172

- [318] STERN S. A., et a. : The evolution of comets in the Oort cloud and Kuiper belt. In : *Nature* 424 (2003), S. 639–642
- [319] STRAZZULLA G., et a. : Primordial comet mantle : irradiation production of a stable, organic crust. In : *Icarus* 91 (1991), S. 101–104
- [320] STROBEL D. F., et a. : The atmosphere of Io : abundances and sources of sulfur dioxide and atomic hydrogen. In : *Astrophysics and Space Science* 277 (2001), S. 271–287
- [321] TAFFIN C., et a. : Temperature and grain size dependence of near-IR spectral signature of crystalline water ice : From lab experiments to Enceladus south pole. In : *Planetary and Space Science* 61 (2012), S. 124–134
- [322] TANCREDI, G. : Chaotic dynamics of planet encountering bodies. In : *Celestial Mechanics and Dynamical Astronomy* 70 (1998), S. 181–200
- [323] TANCREDI, G. : A criterion to classify asteroids and comets based on the orbital parameters. In : *Icarus* 234 (2014), S. 66–80
- [324] TECZA M., et a. : SPIFFI Image Slicer : High-Precision Optics at Cryogenic Temperatures. In : *Proceedings of the SPIE* 4842 (2003), S. 375–383
- [325] THOMAS N., et a. : The Io neutral clouds and plasma torus. In : *Jupiter : The Planet, Satellites and Magnetosphere (book)* (2004), S. 561–591
- [326] THOMAS N., et a. : The morphological diversity of comet 67P/Churyumov-Gerasimenko. In : *Science* 347 (2015), Nr. 6220
- [327] THOMAS P. C., et a. : The small inner satellites of Jupiter. In : *Icarus* 135 (1998), S. 360–371
- [328] THOMAS P. C., et a. : The nucleus of comet 9P/Tempel 1 : shape and geology from two flybys. In : *Icarus* 222 (2013a), S. 453–466
- [329] THOMAS P. C., et a. : Shape, density, and geology of the nucleus of Comet 103P/Hartley 2. In : *Icarus* 222 (2013b), S. 550–558
- [330] TOPPANI A., et a. : A ‘dry’ condensation origin for circumstellar carbonates. In : *Nature* 437 (2005), S. 1121–1124
- [331] TOZZI G. P., et a. : Evolution of the dust coma in comet 67P/Churyumov-Gerasimenko. In : *Astronomy & Astrophysics* 531 (2011), Nr. A54
- [332] TSANG C. C. C., et a. : The collapse of Io’s primary atmosphere in Jupiter eclipse. In : *Journal of Geophysical Research* 121 (2016)
- [333] TSIGANIS K., et a. : Origin of the orbital architecture of the giant planets of the Solar System. In : *Nature* 435 (2005), S. 459–461
- [334] VALSECCHI G. B., et a. : The dynamics of objects in orbits resembling that of P/Encke. In : *Icarus* 118 (1995), S. 169–180
- [335] VAN DER HELM E., et a. : Dynamical and collisional evolution of Halley-type comets. In : *Icarus* 218 (2012), S. 448–458
- [336] VARDAVAS I. M., et a. : Chapter 5. Incoming Solar Radiation. In : *Radiation and Climate : Atmospheric Energy Budget from Satellite Remote Sensing (book)* (2011), S. 130

- [337] VINCENT J.-B., et a. : Craters on comets. In : *Planetary and Space Science* 107 (2015a), S. 53–63
- [338] VINCENT J.-B., et a. : Large heterogeneities in comet 67P as revealed by active pits from sinkhole collapse. In : *Nature* 523 (2015b), Nr. 7558, S. 63–66
- [339] WANG J.-H., et a. : An Oort Cloud origin of the Halley-type comets. In : *Astronomy & Astrophysics* 563 (2014), S. A122
- [340] WEISSMAN, P. R. : Stellar perturbations of the cometary cloud. In : *Nature* 288 (1980), S. 242–243
- [341] WEISSMAN, P. R. : Are cometary nuclei primordial rubble piles? In : *Nature* 320 (1986), S. 242–244
- [342] WEISSMAN, P. R. : The Oort Cloud. In : *Completing the Inventory of the Solar System (book)* 107 (1996), S. 265–288
- [343] WEISSMAN P. R., et a. : Structure and Density of Cometary Nuclei. In : *Comets II (book)* (2004), S. 337–357
- [344] WHIPPLE, F. L. : A comet model. I. The acceleration of Comet Encke. In : *The Astrophysical Journal* 111 (1950), S. 375–394
- [345] WILLACY K., et a. : The Composition of the Protosolar Disk and the Formation Conditions for Comets. In : *Space Science Reviews* 197 (2015), S. 151–190
- [346] WILSON J. K., et a. : The dual sources of Io’s sodium clouds. In : *Icarus* 157 (2002), S. 476–489
- [347] WOODEN, D. H. : Cometary Refractory Grains : Interstellar and Nebular Sources. In : *Space Science Reviews* 138 (2008), S. 75–108
- [348] WOODEN D. H., et a. : Silicate mineralogy of the dust in the inner coma of comet C1995 01 (Hale-Bopp) Pre- and Post-perihelion. In : *The Astrophysical Journal* 517 (1999), S. 1034–1058
- [349] XI, Ze-Z. : The cometary atlas in the silk book of the han tomb at Mawangdui. In : *Chinese Astronomy and Astrophysics* 8 (1984), S. 1–7
- [350] YANG L., et a. : The D/H ratio of water in the solar nebula during its formation and evolution. In : *Icarus* 226 (2013), S. 256–267
- [351] ZAHNLE K., et a. : Cratering rrate in the outer Solar System. In : *Icarus* 163 (2003), S. 263–289
- [352] ZOLENSKY M. E., et a. : Mineralogy and Petrology of Comet 81P Wild 2 Nucleus Samples. In : *Science* 314 (2006), S. 1735
- [353] ZOLENSKY M. E., et a. : Comparing Wild 2 particles to chondrites and IDPs. In : *Meteoritics & Planetary Science* 43 (2008), S. 261–272
- [354] ZOLOTOV M. Y., et a. : Composition and stability of salts on the surface of Europa and their oceanic origin. In : *Journal of Geophysical Research* 106 (2001), S. 32815–32828

Résumé français

Mots clés : satellites glacés, comète 67P/C-G, spectroscopie infrarouge, grains cométaires

Le développement de l'exploration spatiale a permis de révéler l'étonnante variété des corps existant au sein de notre système solaire. Les corps glacés occupent une place privilégiée au sein de celui-ci du fait qu'ils contribuent tout particulièrement à notre compréhension de l'émergence de la vie sur Terre. Ces corps, qui présentent eux-mêmes une grande variabilité, comprennent les comètes et satellites galiléens, ces derniers étant parmi les plus étudiés par les missions spatiales. Ma thèse a consisté à étudier des représentants de ces deux familles de corps glacés, au moyen d'observations au sol et spatiales. Il s'agissait de déterminer la composition de la surface de la lune galiléenne Europe, et de caractériser la physique des grains cométaires émis par le noyau de la comète 67P/C-G.

La majeure partie de mon travail de thèse a porté sur l'étude de la composition chimique de la surface d'Europe. Afin d'apporter une plus-value par rapport aux résultats de l'instrument NIMS à bord de la sonde Galileo qui orbita dans le système jovien de 1995 à 2003, une campagne d'observations depuis le sol a été menée avec le spectromètre imageur infrarouge SINFONI du VLT. Cinq observations en optique adaptative possédant une résolution spatiale d'environ 160 km et une résolution spectrale $R = 1500$ dans le proche infrarouge furent acquises. Une procédure complexe de réduction des données a été mise en place afin de construire un cube hyperspectral global en réflectance de la surface. La modélisation linéaire de chacun des spectres du cube a permis d'aboutir aux premières cartes d'abondances absolues jamais obtenues pour la surface d'Europe. Ces cartes confirment la présence des deux espèces majoritaires, la glace d'eau et l'acide sulfurique hydraté. La distribution de l'acide sulfurique est centrée sur l'hémisphère orbital arrière qui est préférentiellement impacté par un flux d'ions de soufre originaires du tore de plasma produit par l'activité volcanique d'Io. Cependant, deux résultats inattendus ont été obtenus. Le premier concerne la glace d'eau, dont la forme cristalline est près de deux fois plus abondante que la forme amorphe selon les résultats de la modélisation. Ce résultat, surprenant compte tenu du taux d'irradiation très élevé auquel la surface est soumise, pourrait s'expliquer par l'existence d'un fort gradient de cristallinité au sein de la couche de glace, mais aussi par l'existence d'une activité endogène relativement soutenue qui se traduit visuellement par une surface peu cratérisée, donc jeune. La corrélation entre la distribution des grains cristallins et la géomorphologie semble accréditer la seconde hypothèse. Le second résultat concerne la détection de sels chlorés à partir de la modélisation des spectres hautement résolus de SINFONI, et non de sulfates, remettant en cause les détections marginales annoncées par les observations de l'instrument NIMS/Galileo. La distribution des sels chlorés, tout comme celle de la glace d'eau cristalline, est corrélée à la géomorphologie, ce qui confirme le rôle important des apports endogènes. Des processus tectoniques et cryovolcaniques mis en évidence récemment pourraient être à l'origine de cette distribution.

L'autre versant de ma thèse a été consacré aux caractéristiques physiques des grains cométaires de 67P/C-G. L'instrument COSIMA embarqué sur l'orbiter de la sonde Rosetta a permis la collecte, l'imagerie et l'analyse chimique élémentaire des grains présents dans l'environnement proche de 67P/C-G. Une approche automatisée de la détection des grains à partir des images prises par la caméra « COSISCOPE » a été mise en place et a permis de détecter environ 35.000 grains ayant une surface de plus de 100 μm^2 entre août 2014 et mai 2016. La résolution de 13.7 $\mu\text{m}/\text{pixel}$ a rendu possible la caractérisation en détail de la forme et de la structure des grains, et le nombre important de détections a permis d'obtenir des statistiques robustes concernant la distribution en taille et l'évolution de celle-ci au cours du temps. Deux grandes familles de particules ont été identifiées : les particules compactes, qui ne représentent qu'une faible minorité des particules et qui ont été majoritairement collectés en début de mission, et les agrégats, qui ont une structure très poreuse similaire à celle des IDPs et des micrométéorites collectées en Antarctique. La distribution en taille obtenue suit une loi en puissance intégrée en $r^{-2.66}$. La comparaison avec des lois obtenues à des échelles différentes par d'autres instruments met en évidence des différences qui peuvent être interprétées par des mécanismes d'éjection dépendant de la taille et/ou par un biais du processus de collecte en orbite.

Résumé anglais

Key words : icy satellites, comet 67P/C-G, infrared spectroscopy, cometary grains

During the last decades, the space exploration of the solar system has revealed the remarkable variety of existing bodies. Icy bodies hold a privilege place among them as they can help to better understand the emergence of life on Earth. These bodies, which are themselves highly variable, include comets and Galilean satellites, the latter being among the most studied by space missions. The major objective of my PhD was thus to study some characteristics of one example of these two families of icy bodies using both ground-based and space observations. Specifically, I constrained the composition of the surface of Galilean moon Europa, and I characterized the physics of cometary grains ejected by the nucleus of comet 67P/C-G.

The major part of my work focused on the study of the chemical composition of Europa's surface. In order to provide additional insights in comparison to the results of the NIMS instrument onboard the Galileo spacecraft that orbited in the Jovian system from 1995 to 2003, a ground-based observations campaign was conducted with the infrared imaging spectrometer SINFONI on the VLT. Several observations using adaptive optics with a spatial resolution of about 160 km and a spectral resolution $R = 1500$ in the near-infrared were acquired and then combined. A specific data reduction pipeline was developed to build a global hyperspectral cube in surface reflectance. The linear modeling of each spectra of this cube lead to the first global abundance maps ever obtained for the surface of Europa. These maps confirm the presence of the two major species, namely water ice and hydrated sulfuric acid. The distribution of the hydrated sulfuric acid is centered on the trailing orbital hemisphere preferentially affected by a sulfur ion flux coming from the plasma torus produced by Io volcanic activity. Two surprising results were obtained. The first one concerns water ice, which crystalline form is about twice more abundant than the amorphous form according to the modeling results. This result, unexpected given the very high radiation rate on the surface, could be explained by a strong crystallinity gradient through the ice slab. However, it could also point out an endogenous activity possibly strong as first suggested by its poorly well-known cratered surface. The correlation between the crystalline grains distribution and the geomorphology seems in favor to the second hypothesis. The other result is related to the detection of chlorinated salts from the modeling of highly resolved spectra from SINFONI. Sulfates, first reported by several analyses of NIMS observations are marginal in the modeled composition, hence challenging their presence on the surface of Europa. The chloride distribution, as well as the distribution of the crystalline water ice, is correlated to geomorphology, potentially confirming significant endogenous contributions as the result of tectonic and cryovolcanic processes recently highlighted.

The second part of my PhD was dedicated to the physical characteristics of the 67P/C-G's cometary grains. The COSIMA instrument onboard the Rosetta orbiter allowed the collection, imaging and elemental chemical analysis of grains present in the immediate environment of 67P/C-G. An automated approach of the grains detection based on images taken by the camera « COSISCOPE » was set up and able to detect about 35.000 grains having an area of more than $100 \mu\text{m}^2$ between August 2014 and May 2016. The resolution of $13.7 \mu\text{m}/\text{pixel}$ allowed to perform a detailed characterization of the shape and the structure of the grains, and the large number of detections permitted to obtain significant statistics on the size distribution and its evolution over the time. Two large family of particles have been identified : compact particles, which represent only a small minority of grains mostly collected at the beginning of the mission, and aggregates, which have a very porous structure similar to those of IDPs and micrometeorites collected in Antarctica. The size distribution obtained follows an integrated power law in $r^{-2.66}$. The comparison with the laws obtained at different scales by other instruments highlights differences that can be interpreted by ejection mechanisms depending on the size and/or by a selection bias during the collection process in orbit.