



Microphysique des processus saisonniers des glaces de Mars et Pluton : suivi par télédétection hyperspectrale et étude expérimentale

Sylvain Philippe

► To cite this version:

Sylvain Philippe. Microphysique des processus saisonniers des glaces de Mars et Pluton : suivi par télédétection hyperspectrale et étude expérimentale. Cosmologie et astrophysique extragalactique [astro-ph.CO]. Université Grenoble Alpes, 2016. Français. | NNT : 2016GREAU026 |

HAL Id: tel-01560378

<https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01560378>

Submitted on 11 Jul 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.

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES

Spécialité : **Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement**

Arrêté ministériel du 7 août 2006

Préparée au sein de l' **Institut de Planétologie et d'Astrophysique de Grenoble**
et de l'école doctorale de l'**École Doctorale Terre, Univers, Environnement**

Microphysique des processus saisonniers des glaces de Mars et Pluton : suivi par télé-détection hyperspectrale et étude expérimentale

Présentée par

Sylvain PHILIPPE

Thèse dirigée par **M. Bernard Schmitt**

et codirigée par **M. Pierre Beck**

Thèse soutenue publiquement le **5 décembre 2016**,
devant le jury composé de :

M, Emmanuel Lellouch	Astronome	LESIA, Paris	Président
M, François Forget	Dir. de recherche	LMD, Paris	Rapporteur
M, Patrick Pinet	Dir. de recherche	IRAP, Toulouse	Rapporteur
M, Mathieu Vincendon	MdC	IAS, Paris	Examineur
M, Frédéric Schmidt	MdC	GEOPS, Orsay	Examineur
M, Bernard Schmitt	Dir. de recherche	IPAG, Grenoble	Directeur de thèse
M, Pierre Beck	MdC	IPAG, Grenoble	Co-Directeur de thèse

REMERCIEMENTS

Parce qu'une thèse n'est pas une épreuve que l'on effectue en solitaire, j'aimerais remercier l'ensemble des personnes que ma route m'a fait croisé durant l'ensemble de celle-ci.

Une thèse c'est avant tout des directeurs, et **Bernard Schmitt** a été le meilleur directeur de thèse que je pouvais avoir. J'ai énormément appris à ses côtés, que se soit dans le domaine de la spectroscopie des glaces que sur la vie privée des autres membres du labo à travers des anecdotes toutes plus tordantes les unes que les autres (mais chuuuut!). J'ai énormément voyagé au cours de ces 3 années : Porquerolles, Paris, Houston, Flagstaff, Washington, Boulder. Le meilleur séjour fut certainement le dernier, où nous travaillâmes dans l'hôtel Adventure de la ville, recroquevillé sur nos ordinateurs, à sruter la moindre parcelle de signal spectroscopiques des glaces Plutoniennes à l'intérieur des données Ralph en soignant nos maux de gorge à la Chartreuse ... Celà est, et restera sans doute, un de mes meilleurs souvenirs, professionnels ou non. Je remercie au passage toute l'équipe de New Horizons qui m'a accueilli avec beaucoup de sympathie et avec laquelle j'ai passé de très bons moments scientifiques et humains. Plus particulièrement **Will Grundy** qui nous a hébergé à Flagstaff et dont la compagne, spécialiste des dialectes africains m'a étonné. Je garde également un super souvenir de la randonnée dans le Grand Canyon qui fut fantastique (et compliquée pour les gros comme moi haha). Tu es souvent considéré comme le papa du labo, et à juste titre! On dit souvent qu'à l'issue d'une thèse, le doctorant doit surpasser son directeur dans le domaine sur lequel il a travaillé : je ne pense pas pouvoir dire que c'est le cas pour moi! Merci pour tout ce que tu m'as (et continue) à m'apporter. Je te souhaite le meilleur pour la suite (pas trop bosser? devenir un boss au saxo?) et espère te revoir le plus souvent possible.

Je remercie mon co-directeur de thèse **Pierre Beck**, dont le duo avec Bernard a parfaitement fonctionné et qui a enrichi ma thèse sur les aspects pédagogiques et académiques. Merci de m'avoir donné l'occasion de donner des cours avec Alex. S. ça a été un bonheur, et j'aurai été très triste de rater ça! Je garderai également un très bon souvenir du débat avec le public au Pathé Chavant après la séance de *Seul sur Mars* avec **Eric Lewin**. J'ai eu le plaisir de partager ces cours avec **Eric Quirico**, autre enfant de la génération Schmitt, qui partage avec moi une certaine passion pour Michel Onfray et dont je me rappellerai la rigueur et sa définition des tholins. J'aimerais ici remercier tous les autres membres de l'IPAG, en particulier les membres du personnel administratif qui doivent parfois rattraper les erreurs des chercheurs étourdis, comme ce fut le cas pour moi à Houston où, sans billet, je dû attendre que **Stéphane Di Chiaro** prenne un nouveau billet en urgence ... Merci également à **Valérie Chopin** pour l'ensemble du travail que je lui ai donné!

Je remercie l'ensemble du jury d'avoir lu, s'être déplacé et avoir assisté à ma soutenance. Merci à **François Forget** et **Patrick Pinet** d'avoir accepté d'être les rapporteurs de ce pavé ... François, je sais que grâce à la poste, tu n'as eu que peu de temps pour le faire, et ta performance peut ici être soulignée! Merci à **Mathieu Vincendon** et **Frédéric Schmidt**. Enfin, merci à **Emmanuel Lellouch** d'avoir accepté la tâche de président du jury. Je me souviendrai longtemps de la question des glaces de N_2 sur l'ensemble de la surface de la planète! L'ensemble de vos remarques m'a permis d'améliorer la qualité de ce manuscrit et d'en retirer de nombreuses coquilles, un peu trop nombreuses en raison de la quantité de texte ...

Un grand merci à **Olivier Brissaud** pour ton expertise et les coups de main que tu m'as apporté tout au long de mes pérégrinations expérimentales. Tu es une personne fondamentalement gentille, presque un peu trop lorsque, nous, thésards, venont te solliciter pour régler un instrument ou faire un petit tour en chambre froide ... Je rajouterai ici **Cédric Pilorget** avec qui j'ai partagé de nombreuses heures dans cette salle réfrigérée à mesurer la réflexion de la lumière aux joints de grain, dont la quantification reste encore à mesurer précisément ... Merci BEAUCOUP à **Rémi Côte**, qui a été mon compagnon de route IDL pendant 2 ans ... Ton aide m'a fait gagner beaucoup de temps et a sauvé mes nerfs de nombreuses fois. Dans le même cadre, merci beaucoup à **Jocelyn Chanussot** pour sa version d'IDL pour mac sans lequel je n'aurais tout simplement pas pu faire ma thèse!

Avant de débiter l'énumération de mes autres compatriotes grenoblois, je vais dire un petit mot sur les anciens compatriotes du LPGNantes, le labo m'ayant formé et initié aux sciences planétaires ... Je voudrais particulièrement remercier mon '*mentor*' si l'on peut dire, **Stéphane Le Mouélic**. J'ai commencé avec lui en tant que stagiaire pour la réalisation d'un rover en légo robotisé (toujours en activité!!) et de posters (toujours aussi présents au labo également) pour enchanté avec deux stages sur la géomorphologie du Gale Crater et le problème de la diffusion de la lumière dans l'épaisse atmosphère titaniaque. Je rappellerai ici ce qu'il m'avait dit un jour 'Faites au moins une thèse!' ... Une pensée ici pour mon partenaire de la ShowMidnight Team, **Tristan Dequaire**, avec qui j'ai réalisé ces stages et qui à l'heure actuelle rédige encore! Courage Bro, c'est bientôt la fin :-). Lors du stage titaniaque, j'ai été sous la tutelle de **Thomas Cornet**. Enfin, parmi les anciens étudiants du LPG, je voudrais remercier en particulier **Boris Chauviré** et **Damien Devismes** qui ont chacun corrigé un chapitre de ma thèse. Merci à **Clémence Herny** et **Marion Massé** que j'ai recroisé à plusieurs occasions.

Passons maintenant aux supernanas de planéto : Mathilde, Anne et Manon.

Mathilde Faure, marathonnienne de la vie, version édulcorée du 'Grelou' et véritable femme forte. Chapeau pour les différentes raclées que tu m'as infligé à la Bastille (je t'aurai un jour, je t'aurai!). Je me remémore encore la grosse blague qu'a été le séjour à Autrans, ponctué de jacuzzi, de squash et de rupture de vin rouge à table ... Et les fameuses PIÈCES DE MONAYYY! Je suis obligé de citer ici les truculents personnages de Louis et Ned' qui t'ont été associés. Je te souhaite une dentition à toute épreuve pour les années qui viennent ...

Passons ensuite à ma co-bureau légendaire, la personne ayant créé le mur de l'awesomeness et (on peut le dire) co-dirigeante du Kinder Kingdom : **Anne Vialatte**. Durant 2 ans, tu auras supporté mon esprit facétieux et le désordre mêlé d'excès qui caractérise ma personne. Kung Fury (excellent film que je recommande à tout le monde), David Lafarge,

le Fossoyeur, Mister JDay ... Les NERFS aussi qui ont permis de désamorcer les situations de tension nerveuses des doctorants du couloir. Tu es à l'origine de mon réseau social grenoblois si on peut dire et je suis content que tu m'aies fait découvrir **Tom** et **Justine**. La passion qu'ils vouent à Nintendo nous sépare, ce qui est entièrement estompé par l'amour du Shannon et de la TRIPLE KARMELIETT (la meilleure bière au monde). Je ne suis pas déçu de vous avoir convaincu de monter dans une limousine, ce fut épique! Je te remercie aussi par avance pour les hébergements 3 étoiles dont je peux désormais profiter sur grenoble! Merci d'être venue m'aider à laver le bazar sans nom qu'était mon appart. Je remercie également Kilian qui, en plus d'être un gars en or, m'a appris ce que transporter un poids mort sous la pluie voulait dire. Je remercie aussi ma première co-bureau au labo : **Véronique Vuitton**. J'ai pu m'exercer à l'entretien des plantes d'appartement grâce à toi et il me tarde de mettre ça en pratique.

Je finirai par la dernière arrivée : **Manon Battandier**, qui, en plus de porter le costume de super nana comme un gant, a presque su me convertir à la danse hip-hop. Membre prépondérant de la fashion police, elle m'a initié au chino. En revanche, je suis désolé, mais Beyoncé, ça vaut pas Rihanna ... Tu es un petit bout de femme qui a beaucoup de caractère et qui sait prendre les décisions importantes :) (mais oui tu vois de quoi je parle haha). Merci pour ton sourire! Pense à bien dormir à l'avenir si tu veux éviter les cernes. La PLS astrale du Texas était énorme aussi. Plein de pensées pour toi à distance avec une touche de Jalapeno juste ce qu'il faut pour te mettre la larme à l'oeil!

Je remercie enfin tous les doctorants du labo : merci à **Grégoire Marcel**, la personne la plus mal habillée du labo d'une courte tête devant moi, partenaire de débat politiques privilégié et coéquipier infatigable de l'équipe de football la plus redoutée de tous les temps. J'espère que tu feras vivre encore longtemps la technique légendaire de la touche longue ... Merci à : **Maxime Cudel** pour avoir donné au spam ses lettres de noblesses, à **Kike** pour son accent français et notre affinité politique, merci à **Thomas Vuillaume** pour sa ressemblance avec Alexandre Astier et pour tous ceux que je ne cite pas ici!

Big up spécial à la LaiTUE, l'association de doctorants de l'école doctorale TUE. J'ai été ravi de pouvoir pourrir quelques barbecues avec mes andouillettes. Je remercie **Anthony Pimbert**, mon pote nantais qui est venu sur Grenoble aussi, qui m'a initié aux nanars de qualité, à la VHS, Key and Peele. On se voit bientôt sur Brest!

Merci à **Cyril Grima** et **Cécile Fandos** de m'avoir hébergé pendant mon séjour texan. Vous m'avez fait découvrir les meilleurs coins d'Austin : la fameuse partie de pétanque effectuée avec le AUSTIN CLUB de pétanque, les séances de musculation au YMCA, le barbecue ULTIME, le dancehall de Gruene et les cinés où on se fait servir des burgers!

Enfin je remercie l'ensemble de ma famille, qui, pour la plupart, n'ont pas pu venir assister à ma soutenance. Je remercie plus particulièrement mon père et ma mère, qui a été la cheville ouvrière de la préparation de mon pot et qui a su me mettre en confiance avec la soutenance. Merci à ma maman **Isabelle** d'être venue préparer cette soutenance que j'aurai imaginé beaucoup plus simple. Enfin, last but not least ... merci à **Rozenn**. Tu as ENTIEREMENT relu mon manuscrit, ce que je ne souhaite à personne et tu auras eu à supporter toute l'aigreur et l'anxiété que l'on imagine être rattachée à la rédaction d'une thèse et à la soutenance de celle-ci. Merci d'avoir été là pour me supporter et me permettre de finir ce travail (encore) sain d'esprit. 3 ans l'un sans l'autre et souvent fatal pour de nombreuses relations (même amicales!) et avoir réussi à traverser ça me fait énormément plaisir et permet de voir l'avenir sereinement à tes côtés.

TABLE DES MATIÈRES

Remerciements	i
I Mars	5
1 Introduction	7
1.1 Généralités	7
1.1.1 Caractéristiques principales : composition, structure	11
1.1.2 Circulation atmosphérique globale	11
1.1.3 Aérosols et tempêtes de poussière	13
1.1.4 Cycle du CO ₂	15
1.1.5 Cycle de la vapeur d'eau	18
1.2 Les calottes polaires martiennes - réservoirs de volatils	23
1.2.1 Composition	23
1.2.2 Climats passés et évolution inter-annuelle et inter-saisonnière	26
1.3 Les dépôts saisonniers martiens	27
1.3.1 Formation	27
1.3.1.1 Bilan d'énergie radiative et physique de condensation du CO ₂	27
1.3.1.2 Formation : glace polycristalline ou neige de CO ₂ ?	31
1.3.1.3 Masse et épaisseur des dépôts	34
1.3.2 Récession	35
1.3.2.1 Au Nord	36
1.3.2.2 Au Sud	36
1.3.2.3 Les régions cryptiques	36
1.3.2.4 La remontée d'albédo des dépôts saisonniers	38

1.3.2.5	Stratigraphie et ségrégation spatiale	41
1.4	Les modèles de climat	43
1.4.1	Cycle du CO ₂	44
1.4.2	Cycle de l'eau	45
1.4.3	Amélioration de la microphysique au sol	46
1.5	Éléments de géomorphologie liés au cycle de condensation/sublimation . . .	47
1.5.1	Geysers et spiders	47
1.5.2	Gullies	50
1.6	Apports des expérimentations dans la compréhension de l'évolution des dé- pôts saisonniers	51
1.6.1	Les expériences déjà réalisées	52
1.6.2	Améliorations possible des expériences	53
1.7	Problématique(s) martienne(s)	55
2	Données et Méthodes	57
2.1	Principes physiques de la spectroscopie en réflectance : interaction rayonne- ment/surface	57
2.1.1	Les modes d'interaction lumière/matière	60
2.1.2	Le processus d'absorption de la lumière	63
2.1.2.1	Absorption par processus électroniques	63
2.1.2.2	Absorption par processus vibrationnels	63
2.1.3	Grandeurs physiques et géométrie	64
2.1.3.1	Définitions géométriques	64
2.1.3.2	Grandeurs physiques	66
2.1.4	Les modèles de spectroscopie en réflectance et le transfert radiatif . .	68
2.1.4.1	La réflectance de Lambert (1760)	68
2.1.4.2	La réflectance de Hapke (1993)	68
2.1.4.3	L'effet d'opposition	69
2.1.4.4	La fonction de phase	69
2.2	Bestiaire du spectre	70
2.2.1	Les critères de bande	71
2.3	Modélisation numérique de spectres en réflectance - Le modèle de transfert radiatif SPECTRIMAG	72
2.3.1	Présentation du modèle	72
2.3.2	Constantes optiques	76
2.3.2.1	Constantes optiques synthétiques	78
2.3.3	La représentation de surface	80

2.3.4	Méthode d'inversion des spectres	82
2.4	Influence des atmosphères	86
2.4.1	La correction de l'absorption des gaz atmosphériques martiens : la méthode du <i>Volcano-Scan</i>	89
2.5	Propriétés optiques des glaces d'eau et de CO ₂	90
2.5.1	Glace d'eau	90
2.5.2	Glace de CO ₂	93
2.6	Imagerie hyperspectrale	97
2.6.1	Principe	97
2.6.2	Caractéristiques des capteurs hyperspectraux	101
2.6.3	Mode de fonctionnement	102
2.6.4	Le spectro-imageur OMEGA	103
2.6.5	MOLA	105
2.6.6	TES	106
2.6.7	MOC	106
2.7	Dispositifs Expérimentaux	106
2.7.1	Simulation de l'environnement martien : La cellule environnementale CarboN-IR	107
2.7.1.1	Description générale	107
2.7.1.2	Analogie avec l'environnement martien	110
2.7.2	Nouvelle cellule	110
2.7.2.1	Étanchéité de la nouvelle cellule	112
2.7.3	Matériaux utilisés lors des expériences	112
2.7.3.1	CO ₂	112
2.7.3.2	Poussière	113
2.7.4	Mesure de spectres en réflectance au laboratoire : Le Spectrogonio radiomètre	114
2.7.4.1	Principe de fonctionnement	114
2.7.4.2	Calibration des spectres	116
3	Condensation du CO₂ sous forme de glace polycristalline	121
3.1	Introduction	121
3.2	Procédure de recherche	123
3.3	Correction atmosphérique	126
3.4	Critères de bande et indicateurs spectraux	127
3.5	Constantes optiques	129
3.5.1	Ajustement des spectres	130

3.6	Résultats	131
3.6.1	Analyse qualitative	131
3.6.2	Modélisation - Analyse quantitative	133
3.7	Discussion	139
3.7.1	Pureté - Proportion de contaminants	139
3.7.2	Comparaison avec les modèles - GCM	140
3.8	Validation expérimentale - Condensation de glace de CO ₂ sur substrat poussiéreux	142
3.8.1	Description de la poussière	143
3.8.2	Nucléation des grains de CO ₂ et croissance	144
3.8.3	Mesure d'un spectre en réflectance de glace de CO ₂ polycristalline expérimentale et comparaison avec le spectre martien	148
3.8.3.1	Considérations photométriques	150
3.9	Conclusion	151
3.10	Influence des gaz non condensables sur la condensation de CO ₂	154
3.11	Contexte	154
3.12	Protocole	155
3.12.0.2	Évolution morphologique	155
3.13	Conclusions	158
4	Sublimation des dépôts saisonniers : influence de l'eau	161
4.1	Protocole	162
4.1.1	Préparation de l'échantillon	162
4.1.2	Séquences de sublimation	163
4.1.3	Mesures en réflectance	163
4.1.4	Définition des critères de bande	165
4.1.5	Modélisation spectrale et ajustement des spectres	165
4.2	Résultats	167
4.2.1	Spectres en réflectance - Évolution globale	167
4.2.2	Évolution morphologique	167
4.2.3	Évolution des critères de bande	169
4.2.4	Mesures quantitatives et modélisation	170
4.2.4.1	Échantillon initial (t1)	171
4.2.4.2	Echantillon après 1h d'illumination (t7)	173
4.2.4.3	Echantillon après 2h30 d'illumination (t14)	176
4.2.5	Synthèse globale	178
4.3	Discussion	180
4.3.1	Différences - Similarités avec l'environnement martien	180
4.3.2	Questions ouvertes	183
4.4	Conclusion	185

5	La poussière dans les dépôts saisonniers martiens : métamorphisme, sublimation différentielle et remontée d'albédo	189
5.1	Sublimation de glace de CO ₂ granulaire avec poussière	189
5.1.1	Protocole	189
5.1.2	Résultats	190
5.1.2.1	Évolution spectroscopique	190
5.1.2.2	Évolution morphologique	191
5.2	Métamorphisme de glace granulaire de CO ₂ vers un état polycristallin avec une contamination poussiéreuse	194
5.2.1	Protocole	194
5.2.2	Phase de métamorphisme	195
5.2.2.1	Évolution spectroscopique	195
5.2.2.2	Évolution morphologique	197
5.2.3	Sublimation de CO ₂ avec poussière en volume	200
5.2.3.1	Évolution spectroscopique	200
5.2.3.2	Évolution morphologique	201
5.3	Remontée d'albédo sur Mars : sublimation préférentielle aux joints de grains ?	205
5.3.1	Protocole	207
5.3.2	Résultats	208
5.3.2.1	Discussion sur l'influence des contraintes barométriques	209
5.4	Conclusion	211
II	Pluton	213
6	Introduction	215
6.1	Pluton avant New Horizons 1930 - 2015	216
6.1.1	Surface	217
6.1.2	Pluton dans l'infrarouge : une chimie complexe	217
6.1.3	Cartographies de Pluton dans le visible - Considérations géologiques	221
6.1.4	Atmosphère	222
6.1.5	Modèles de transport des volatils - évolution des glaces à la surface	223
6.1.6	Diagrammes de phase et mélange moléculaire N ₂ :CH ₄	225
6.2	Propriétés optiques des glaces de N ₂ , de CH ₄ et du mélange moléculaire N ₂ :CH ₄	226
6.2.1	Glace de CH ₄	226
6.2.1.1	Effet de la température	226
6.2.2	Glace de N ₂	227

6.2.2.1	Effet de la température	227
6.2.3	Mélanges des glaces $N_2 : CH_4$	229
6.2.3.1	Le mélange $N_2 : CH_4$	229
6.2.3.2	Le mélange $CH_4 : N_2$	230
6.2.4	Glace de CO	231
6.2.5	Autres composants à la surface	232
6.2.5.1	Matériau sombre	232
6.2.5.2	C_2H_6	234
6.2.5.3	Composés chimiques non détectés	234
6.2.6	Les modélisations en transfert radiatif	235
6.3	Modélisation du grand average spectrum	237
6.3.1	Objectif et données	237
6.3.2	Procédure adoptée pour la représentation de surface	237
6.3.3	Résultats	238
6.3.3.1	Étape numéro 1 : répartition CH_4 pur - CH_4 dilué et proportions du mélange moléculaire $N_2 : CH_4 : CO$	238
6.3.3.2	Étape numéro 2 : ajout des tholins	239
6.3.3.3	Nécessité de la glace d'eau dans les données spectrales	239
6.3.3.4	Ajustement final	241
6.3.3.5	Conclusions	243
6.4	La mission New Horizons : description et apports scientifiques	244
6.4.1	Charge instrumentale	244
6.4.2	Premiers résultats du survol	244
6.5	Données utilisées pour l'étude de Pluton : Le spectro-imageur Ralph	245
6.5.1	MVIC	245
6.5.2	LEISA	245
6.5.3	Composition de surface - Géologie	249
6.5.3.1	Glaces volatiles	250
6.5.3.2	Matériaux peu volatils	254
6.5.4	Atmosphère	255
6.5.4.1	Structure physique	256
6.5.4.2	Composition et chimie	257
6.5.4.3	Brumes	258
6.6	Conclusion et problématiques	258

7	Distribution et état physique des matériaux à la surface de Pluton à partir des données du spectro-imageur LEISA	261
7.1	Données	261
7.2	Première étude à partir d'une Analyse en Composantes Principales (ACP) .	262
7.2.1	Description de la méthode	262
7.2.2	Détermination des composantes principales	264
7.2.3	Reconstruction d'un cube débruité	266
7.2.4	Test du cube débruité	269
7.3	Analyse des données	270
7.3.1	Albédo et photométrie	270
7.3.2	CH ₄	273
7.3.3	N ₂	276
7.3.4	Glaces riches en CH ₄ - glaces riches en N ₂	281
7.3.4.1	Décalage des bandes du CH ₄	283
7.3.4.2	Anti-corrélation entre N ₂ et CH ₄	286
7.3.4.3	La bande à 1.69 μm	286
7.3.5	CO	288
7.3.6	Glace d'eau	292
7.3.7	Matériau rouge sombre (MRS)	300
7.4	Interprétation des données	302
7.4.1	Les lignes de mélange	303
7.4.1.1	Lignes de mélange : aperçu global	304
7.4.1.2	Lignes de mélange entre glace d'eau - MRS	304
7.4.1.3	Ligne de mélange entre CH ₄ - MRS	305
7.4.1.4	Ligne de mélange CH ₄ - glace d'eau	306
7.4.1.5	Ligne de mélange entre phases riches en CH ₄ et riches en N ₂	307
7.4.1.6	Le mélange moléculaire du CO dans les glaces de N ₂ et de CH ₄	307
7.4.2	Sublimation différentielle des glaces de N ₂ :CO :CH ₄	307
7.4.3	Sublimation globale des glaces de Pluton	310
7.5	Conclusion	311
7.5.1	Représentation de surface	311
	Annexes	321

A	Modèle numérique de la cellule CarboN-IR	321
A.1	Module 1 : Bilan radiatif de la cellule	321
A.1.1	Équation générale	321
A.1.2	Propriétés radiatives des différents éléments de la cellule	322
A.1.3	Intégration des angles solides	325
A.1.3.1	Illustration graphique des angles calculés	326
A.1.4	Intégration de l'angle solide élémentaire du cuivre	327
A.1.5	Bilan quantitatif	329
A.2	La sublimation des échantillons : éclairage par la lampe hallogène	330
A.3	Création des profils d'absorption de l'énergie en profondeur - TARTES	332
A.3.1	La fonction de calcul des profils d'absorption	332
A.3.2	Spectre d'absorption de l'eau	333
A.3.3	Puissance absorbée dans une couche de glace	335
A.4	Simulation de l'évolution d'un échantillon de CO ₂ granulaire	337
A.5	Conclusion - Perspectives	339
B	Cartes de composition chimique à la surface de Pluton	341

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Les glaces condensées à la surface des corps planétaires adoptent une texture polycristalline lorsque qu'elles sont issues du gaz majoritaire composant les atmosphères de ces corps. On obtient alors une couche de glace transparente, pouvant être contaminée, et où les cristaux sont orientés dans le sens de l'épaisseur de cette couche. Cette texture gouverne le signal spectroscopique de ces glaces et est responsable d'un ensemble de processus exotiques se déroulant lorsqu'elles sont soumises à la lumière du soleil. Un aspect important de cette texture est son influence sur les bilans radiatifs planétaires, qui influence donc le climat.

Le travail présenté dans cette thèse s'articule autour de l'idée d'une texture polycristalline de la glace à la surface de certains corps planétaires comme élément majeur de leur évolution. Les processus microphysiques rencontrés lors de la condensation où de la sublimation de ce dépôts restent encore inconnus dans leur majorité. La thèse est scindée en deux parties. La première, dédiée à Mars, étudiera les processus de condensation et de sublimation des dépôts saisonniers de CO_2 recouvrant les régions polaires de cette planète durant l'hiver et le printemps. La deuxième partie sera consacrée à l'étude de Pluton où la répartition précise des espèces chimiques à sa surface était encore inconnue il y a quelques mois mais où la composition globale, les conditions physiques et les éléments de spectroscopie pouvaient laisser imaginer une analogie forte par rapport à Mars en terme de processus affectant les glaces en surface.

Mars

Le phénomène majeur du climat martien consiste en une condensation de près de 30% de son atmosphère de CO_2 durant l'hiver. Cette condensation crée une couche de glace polycristalline de CO_2 en surface qui est contaminée en eau et en poussière. Au printemps, lorsque cette couche de glace est exposée au soleil, elle se sublime et de nombreux processus la transforment et la modifient. L'étude de ces processus a pour l'instant été réalisée majoritairement à l'aide des observations en spectro-imagerie visible et infrarouge des divers satellites en orbite autour de Mars. Cette thèse propose une approche expérimentale de ces phénomènes grâce à leur reproduction, en laboratoire, et dans les conditions martiennes de pression, température, composition et environnement radiatif.

Le **premier chapitre** fera office d'introduction aux paradigmes actuels de l'environnement polaire martien et résumera les grandes questions associées aux dépôts saisonniers. Je ferai également une revue exhaustive des expérimentations ayant déjà été faites sur les processus affectant les dépôts saisonniers martiens et préciserai en quoi ces expériences peuvent être améliorées.

Le **deuxième chapitre**, originalement intitulé 'données et méthodes', présentera les outils d'analyse m'ayant été très utiles durant la thèse : les bases de la spectroscopie en réflectance, la modélisation du transfert radiatif dans les glaces, leurs propriétés spectroscopiques, le principe de l'imagerie hyperspectrale et les dispositifs instrumentaux disponibles à l'IPAG et utilisés. Je présenterai également l'instrument OMEGA, le spectro-imageur de la sonde Mars Express, dont j'analyserai certaines données au chapitre 3. Je présenterai également la cellule expérimentale CarboN-IR avec laquelle toutes les expériences ont été réalisées.

Les chapitres 3, 4 et 5 seront dédiés à l'étude des phénomènes microphysiques de condensation et de sublimation des dépôts saisonniers martiens à l'aide de la cellule expérimentale CarboN-IR présente à l'IPAG. J'ai organisé ces chapitres de façon chronologique par rapport aux phénomènes microphysiques auxquels ils correspondent. Ainsi, le **chapitre 3** présentera une étude des données OMEGA montrant que le CO₂ atmosphérique se condense directement sous forme polycristalline, et de façon très pure. Cette condensation se déroule pendant la nuit polaire et même légèrement en avance. L'épaisseur des dépôts saisonniers sera calculée par l'inversion d'une large librairie spectrale de spectres synthétiques, produite via le modèle de transfert radiatif Spectrimag. L'épaisseur des dépôts saisonniers en fonction de la latitude obtenue de cette façon sera comparée avec les données issues du modèle de climat de la Mars Climate Database. Cette condensation de CO₂ sur un régolithe poussiéreux sera reproduite à l'intérieur de la cellule CarboN-IR et les réflectances de l'échantillon et d'une région d'intérêt sélectionné sur Mars seront comparés. À la fin de ce chapitre je présenterai les premiers résultats concernant la condensation de CO₂ en présence de gaz non condensables. Cette expérience est un analogue aux conditions de condensation du CO₂ durant la nuit polaire, où se produit un enrichissement de l'atmosphère en gaz non condensables suite à la condensation massive du CO₂ gazeux. La modification de la dynamique de condensation du CO₂ sera étudiée.

Le **quatrième chapitre** portera sur la sublimation d'un mélange de glace de CO₂ et de glace d'eau comme analogue de la sublimation des dépôts saisonniers, nord principalement, au printemps. Les résultats présentés dans ce chapitre confirment l'hypothèse de couverture progressive de la couche de CO₂ par une couche de glace d'eau masquant sa signature spectroscopique. La création de la couche de glace d'eau est engendrée par la sublimation différentielle des glaces d'eau et de CO₂. À partir des mesures spectroscopiques en réflectance, je déterminerai l'épaisseur nécessaire de la couche d'eau pour masquer le signal spectroscopique de la glace de CO₂ grâce à la modélisation en transfert radiatif et je comparerai ces résultats au contexte printanier des dépôts saisonniers nord.

Enfin, le **cinquième chapitre** présentera les résultats de sublimation de glace de CO₂, sous forme granulaire et polycristalline, contenant de la poussière en volume. Dans ce chapitre sera investigué le rôle de la poussière lors de la sublimation de la glace de CO₂ et son évolution. Je m'intéresserai également à la remontée d'albédo des dépôts saisonniers martiens durant le printemps et proposerai un mécanisme de sublimation aux joints des grains de la glace polycristalline pour expliquer ce phénomène.

Pluton

Contrairement à Mars, dont la surface est connue en détail depuis des décennies d'observations journalières par les sondes orbitant autour d'elle, Pluton n'aura bénéficié que d'un survol avant que la sonde New Horizons ne poursuive sa route vers des corps encore plus lointains du système solaire : les objets de la ceinture de Kuiper. Les données de spectroscopie acquises depuis les années 70 faisaient état d'une planète très froide, quasiment dénuée d'atmosphère, et où les espèces glacées à la surface sont l'azote, le méthane et le monoxyde de carbone. L'observation de la planète par la sonde New Horizons a révélé une surface géologiquement très riche et très active et à mis à jour certains composés chimiques n'ayant pu être détectés par la spectroscopie infrarouge, comme la glace d'eau.

Le **septième chapitre** servira d'introduction à la planète et présentera les connaissances qu'on avait de Pluton avant et après l'arrivée de la sonde New Horizons. Je détaillerai précisément les données spectroscopiques de laboratoire utiles pour comprendre le signal spectroscopique des glaces de $N_2:CH_4:CO$ et les caractéristiques de l'instrument Ralph à bord de la sonde New Horizons, composé de l'imageur multispectral MVIC et de l'imageur hyperspectral LEISA, qui a fourni les données dont je vais me servir pour la description de la surface de Pluton. J'exposerai également les modélisations en transfert radiatif effectuées peu avant le survol sur des mesures télescopiques terrestres dans le cadre d'un suivi à long terme de la répartition des volatils à la surface.

Le **huitième chapitre** sera consacré à l'étude de la composition de la surface de Pluton par l'examen d'un jeu de deux cubes de données de l'instrument LEISA. J'étudierai la composition chimique et l'état physique des matériaux présents. L'analyse de leur répartition géographique permet de proposer une première interprétation des lignes de mélange les reliant les uns aux autres en terme de processus microphysiques, ce qui autorise une mise en perspective du climat plutonien à plus ou moins long terme.

Une conclusion générale récapitulera les résultats principaux obtenus pour chaque partie, et en fera la synthèse. Les perspectives de recherche proposées tout au long de cette thèse seront également regroupées.

Première partie

Mars

1.1 Généralités

Mars est une planète voisine de la Terre, quatrième et dernière planète tellurique, très proche à l'échelle du système solaire et pourtant si différente à sa surface. Elle est beaucoup plus froide que la Terre, avec une atmosphère beaucoup plus fine, et une absence de vie à sa surface. Sa proximité avec notre planète a rendu possible son étude depuis très longtemps, et l'on retrouve des traces très anciennes de la mention de la planète rouge au cours de l'histoire. Avec l'invention du télescope aux Pays Bas au début du 17^e siècle, l'étude de Mars et des phénomènes se produisant à sa surface va prendre une dimension plus systématique. Déjà, en 1784, Herschel put observer la formation et la récession des dépôts saisonniers martiens. Les observations télescopiques seront le seul moyen pour les scientifiques d'observer Mars pendant plusieurs siècles, libérant l'imaginaire collectif et permettant l'analogie avec la Terre. Certains scientifiques ont affirmé la présence, à la surface de Mars, d'une civilisation plus avancée que la nôtre, qui construit des canaux, semblables à ceux de Suez, afin d'amener l'eau contenue dans les calottes polaires vers les régions équatoriales, plus arides. Dans les années 1960, les premières missions spatiales provoquèrent la déception lorsque l'on se rendit compte sur les clichés photographiques que la surface martienne semblait hostile, nue et couverte de cratères, contrairement à ce que l'on pensait jusqu'alors. Les missions successives, et la très grande réussite scientifique des missions Vikings, vont donner un regain d'intérêt pour la planète rouge avec la découverte de formes géomorphologiques liées à l'activité d'eau liquide en surface. La présence d'eau liquide en surface se retrouve dans la minéralogie de certaines formations qui comportent des minéraux se formant par altération aqueuse : les phyllosilicates (argiles) et les sulfates (Bibring *et al.*, 2006). La présence de l'eau liquide en surface était possible dans le passé grâce à la pression atmosphérique beaucoup plus forte de l'atmosphère et qui devait avoisiner la pression atmosphérique terrestre (Kite *et al.*, 2014). La question principale qui émerge est alors : pourquoi le climat martien a-t-il changé au cours du temps ? Même si la réponse à ce problème est multiple et complexe, il semble qu'elle dépende de la disparition de l'atmosphère martienne, qui aurait été soufflée suite à l'arrêt du champ magnétique de la planète il y a 3.6 milliards d'années (Milbury *et al.*, 2012). À l'heure actuelle, l'atmosphère martienne s'échappe avec un rythme de 100 g/sec. Au niveau topographique, la surface martienne

est bimodale, Fig. 1.1. L'hémisphère nord de la planète est une immense dépression, peut être cratérisée, dont la formation serait due à un impacteur géant (Nimmo *et al.* , 2008). L'altitude moyenne de cette dépression se situe à ≈ 4 km sous l'altitude moyenne martienne. De nombreux indices géomorphologiques indiquent que cette dépression aurait pu être un jour remplie par un océan boréal (Mouginot *et al.* , 2012). L'hémisphère sud est quant à lui composé de hauts plateaux cratérisés dont l'altitude moyenne est de 2 km au dessus de l'altitude moyenne martienne.

La planète Mars ayant été explorée par de nombreuses sondes, et y faisant souvent référence au cours de cette introduction, j'ai résumé les différents instruments cités ainsi que les missions spatiales auxquelles ils appartiennent dans le tableau 1.1.

Les missions martiennes présentes et passées dont les données sont décrites dans ce chapitre	
Mission	Instruments
Mariner 9 1971	IRIS Infrared Interferometer Spectrometer
Viking 1 et 2 1975 et 1976	IRTM Infrared and Thermal Mapper MAWD Mars Atmospheric Water Detectors
Mars Global Surveyor (MGS) 1996	MOLA Mars Orbiter Laser Altimeter MOC Mars Orbiter Camera TES Thermal Emission Spectrometer
Mars Odyssey 2001	THEMIS Thermal Emission Imaging system GRS Gamma Ray Spectrometer
Mars Express (MEx) 2003	OMEGA Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité HRSC High Resolution Stereo Camera SPICAM Spectroscopie pour l'Investigation des Caractéristiques de l'Atmosphère de Mars
Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) 2005	CRISM Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars HiRISE High Resolution Imaging Science Experiment MCS Mars Climate Sounder SHARAD Shallow Subsurface Radar

TABLE 1.1 – Liste des instruments cités dans cette introduction, et mission martienne correspondante. Cette liste est non exhaustive, et certaines missions spatiales ne sont pas mentionnées, ainsi que certains instruments à leur bord.

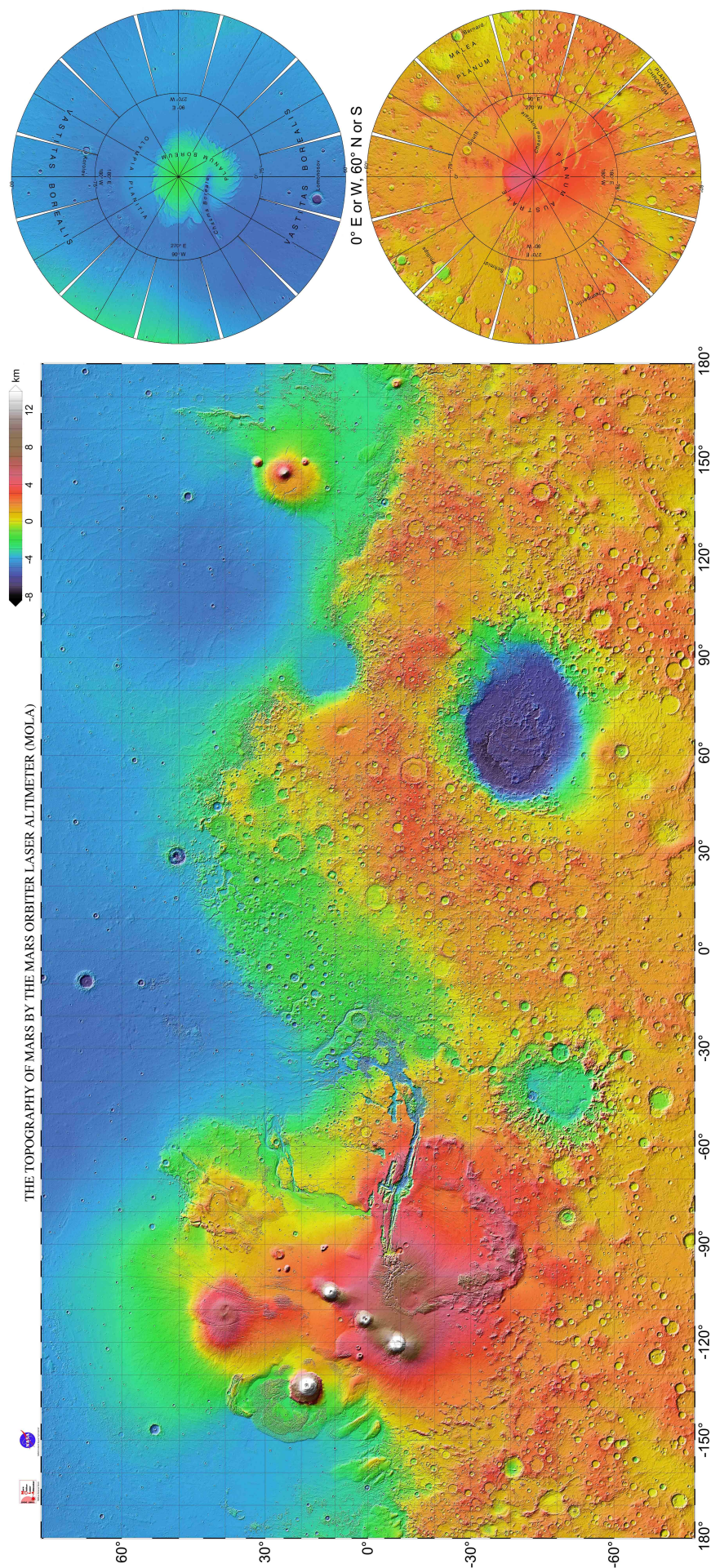


FIGURE 1.1 – Projection cylindrique des données de topographie martienne acquises par l'instrument MOLA à bord de la sonde Mars Global Surveyor. Pour une description des données MOLA, voir section 2.6.5, chapitre 2. Les zones polaires nord et sud sont également représentées en projection polaire.

1.1.1 Caractéristiques principales : composition, structure

Malgré le fait que l'atmosphère soit froide, sèche et ténue, elle reste l'atmosphère planétaire la plus équivalente à celle de la Terre en terme de climat et de météorologie (Read *et al.* , 2015). La pression moyenne annuelle martienne est d'environ 6 mbar (Jakosky, 2001) et est ainsi 150 fois inférieure à celle de la Terre. La composition chimique de l'atmosphère martienne a été déterminée précisément grâce aux sondes Viking et au rover Curiosity (Mahaffy *et al.* , 2013). La composition de l'atmosphère est la suivante (pour une altitude < 120 km) : 96 % de CO_2 , 1.89 % d'azote, 1.93 % d'argon, 0.145 % de dioxygène et < 0.1 % de CO. De nombreux autres gaz sont présents à l'état de traces : H_2O (quantité très variable), Ne, Kr, Xe, O_3 et CH_4 . L'origine de ce dernier est toujours débattue et pose de nombreuses questions sur son mode de production, son temps de résidence dans l'atmosphère étant très faible.

L'atmosphère martienne est transparente dans le visible et semi-transparente dans l'infrarouge avec une forte bande d'absorption du CO_2 à $15 \mu\text{m}$. Sa structure sera donc influencée par l'émission thermique de la surface, qui renvoie entre 10 et 20 % des radiations reçues. En l'absence d'océans, la température de la surface subit des variations énormes en fonction de la latitude, des saisons, et même de l'alternance jour-nuit. Il règne sur Mars un climat que l'on pourrait qualifier d'hyper continental car l'atmosphère ne restitue la chaleur accumulée en journée durant la nuit. La structure thermique a été déterminée précisément grâce aux différentes rentrées atmosphériques ayant été réalisées par les atterrisseurs. L'atmosphère martienne est composée d'une troposphère, d'une mésosphère, d'une thermosphère et d'une ionosphère. La différence par rapport à l'atmosphère terrestre est l'absence d'une stratosphère. Cette absence de stratosphère a un impact sur la circulation globale martienne.

La similitude des atmosphères de la Terre et de Mars est liée aux paramètres orbitaux des deux corps : l'obliquité de Mars, ainsi que sa période de rotation, sont quasi identiques à celles de la Terre, Tab. 1.2. Les saisons martiennes sont ainsi similaires aux saisons terrestres, bien qu'elles durent deux fois plus longtemps. Le mois d'octobre n'existant pas sur Mars (les autres non plus d'ailleurs ...), la mesure du temps au cours d'une année est plus confortable avec une échelle de temps basée sur la position de Mars sur son orbite, mesurée en degrés et appelée **Ls** (longitude solaire aréocentrique), Fig 1.2. Une année complète sur Mars représente 360° Ls et compte 669 **sols**, ou **jours martiens**. L'excentricité de Mars étant plus importante que celle de la Terre (0.093 au lieu de 0.019), la durée et l'intensité des saisons en sont affectées, de telle sorte que l'été austral est plus court et plus chaud que l'été boréal. Le flux solaire incident est ainsi 40 % plus intense au solstice d'été sud qu'au solstice d'été nord.

1.1.2 Circulation atmosphérique globale

Les masses d'air martiennes étant régies par les mêmes principes physiques sur Mars et sur la Terre, les 2 circulations atmosphériques peuvent être comparées. Ainsi, les cellules de Hadley équatoriales sont également présentes sur Mars et représentent le coeur des modèles de climat (Haberle *et al.* (1993) ; Forget *et al.* (1999)) que je décrirai section 1.4. La circulation générale martienne oscille entre deux états, Fig. 1.3. Le premier, régissant la circulation atmosphérique autour des équinoxes, fonctionne avec la présence de deux cellules

Paramètres	Terre	Mars
Gravité (m.s^{-2})	9.81	3.73
Distance moyenne au soleil (UA)	1.00	1.52
Exentricité ($^{\circ}$)	0.017	0.093
Obliquité ($^{\circ}$)	23.43	25.19
Rayon de la planète (km)	6370	3396
Vitesse de rotation (rad.s^{-1})	7.3×10^{-5}	7.1×10^{-5}
Jour solaire (h:min)	24:00	24:40
Période de révolution (jours terrestres)	365	687
Longitude solaire au périhélie ($^{\circ}$)	281.00	250.99

TABLE 1.2 – Les paramètres orbitaux de la planète Mars, comparés avec ceux de la Terre (Allison & McEwen, 2000), (Sotin *et al.*, n.d.)

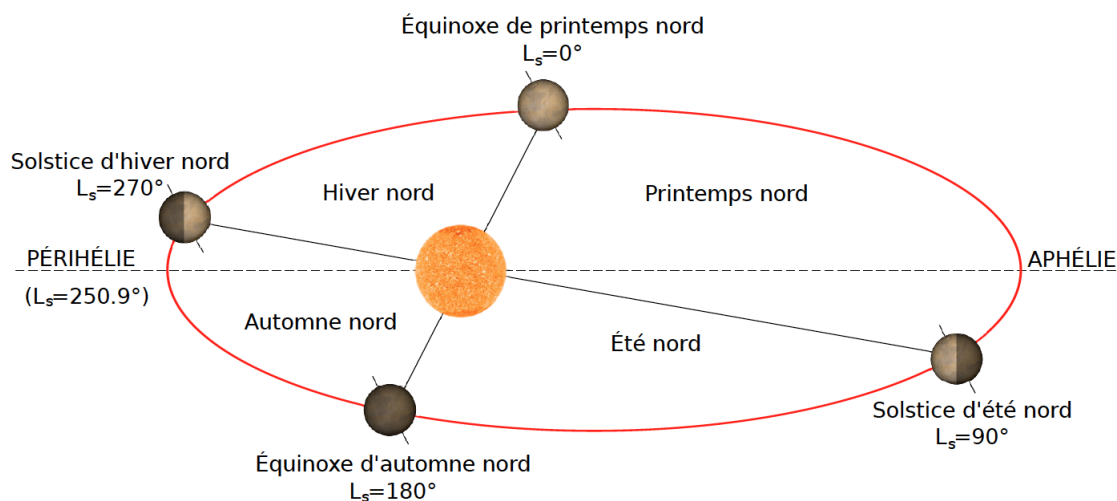


FIGURE 1.2 – Représentation schématique des saisons martiennes (indiquées pour l'hémisphère nord) et nomenclature utilisée pour les dates au cours d'une année : celles-ci sont caractérisées par la **longitude solaire** ou L_s entre 0 et 360° qui est l'angle parcouru par la planète sur son orbite depuis l'équinoxe de printemps de l'hémisphère nord. D'après Appéré (2012).

présentes entre les tropiques et l'équateur, de façon similaire à la dynamique climatique terrestre. En revanche, la circulation atmosphérique autour des périodes d'équinoxe est différente de la notre, et une seule cellule de Hadley est présente entre les latitudes moyennes de l'hémisphère d'été jusqu'aux tropiques de l'hémisphère d'hiver. Cette cellule se forme lorsque le gradient de température d'un hémisphère à l'autre est très important, ce qui est rendu possible par l'absence d'océans sur Mars. L'inertie thermique des océans terrestres est bien plus importante que celle du régolithe martien, ce qui empêche l'équilibre radiatif de la surface (Spiga, 2011) et la modification de la dynamique du climat terrestre pour répondre rapidement à des conditions d'éclairement différentielles. La cellule de Hadley formée n'est pas symétrique, en raison du contraste de topographie entre hémisphère nord et hémisphère sud martiens. Au delà des tropiques, la redistribution de l'énergie est effectuée par les ondes planétaires. Les forts contrastes de topographie contribuent également au pilotage de la circulation méso-échelle (< 100 km) du fait des contrastes d'insolation (exemple des vents catabatiques).

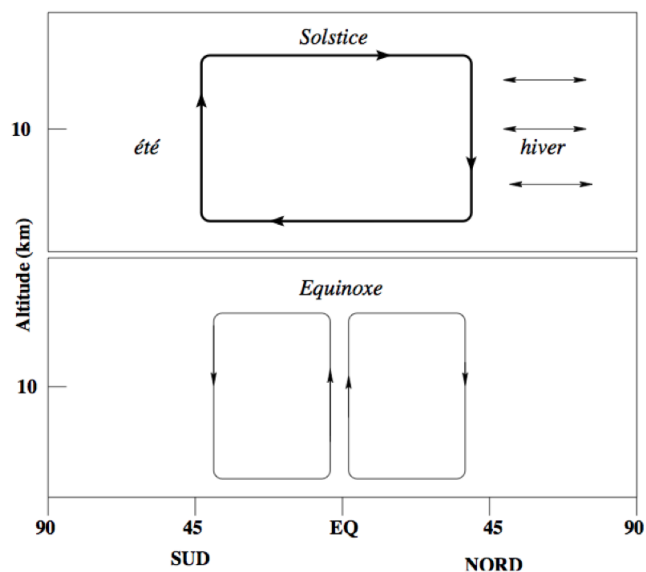


FIGURE 1.3 – Représentation schématique de la dynamique globale de l’atmosphère martienne. Autour des solstices, une unique cellule de Hadley permet de représenter la circulation moyenne, d’un hémisphère à l’autre. Autour des équinoxes, deux cellules permettent de représenter la circulation atmosphérique (comme sur Terre). D’après Montmessin *et al.* (2002).

1.1.3 Aérosols et tempêtes de poussière

La surface martienne étant recouverte d’un régolithe composé de poussière basaltique, les vents martiens vont maintenir en permanence des aérosols de poussière dans l’atmosphère. Leur présence dans l’atmosphère affecte grandement sa structure thermique et sa circulation : elles absorbent dans le visible et l’infrarouge et émettent dans l’infrarouge. Elles peuvent ainsi occasionner des chutes de température de surface (en obstruant le flux solaire) et chauffer les couches de l’atmosphère (en émettant dans l’infrarouge) de plusieurs dizaines de degrés. Les premières observations des aérosols depuis l’orbite de Mars ont été réalisées à l’aide du spectromètre IRIS à bord de la sonde Mariner 9. Ces premières observations se sont déroulées lors du déclin de la tempête de poussière globale de 1971 (Hanel *et al.*, 1972), suivies par les observations de l’instrument IRTM à bord de la mission Viking (Martin & Richardson, 1993). Un jeu de données complet sera finalement acquis par l’instrument TES à bord de la sonde MGS (Smith, 2004) avec une couverture journalière complète offerte par la caméra MOC, de la même sonde (Cantor *et al.* (2001) ; Cantor & Malin (2007)). La variation de l’opacité atmosphérique martienne est reportée sur la Fig. 1.4.

L’opacité atmosphérique des aérosols au cours de l’année martienne suit un motif particulier. La principale caractéristique de ce cycle est l’apparition intermittente de tempêtes de poussière à l’échelle régionale ou globale. Les plus grandes tempêtes de poussière se produisent pendant la période $L_s = 180 - 360^\circ$ quand les températures de surface et l’atmosphère sont les plus chaudes. La création de ces tempêtes de poussière est provoquée par les contrastes thermiques importants provoqués par le dépôt du CO_2 à la surface pendant l’hiver polaire et les zones voisines dont la poussière du régolithe reste nue. Les tempêtes de

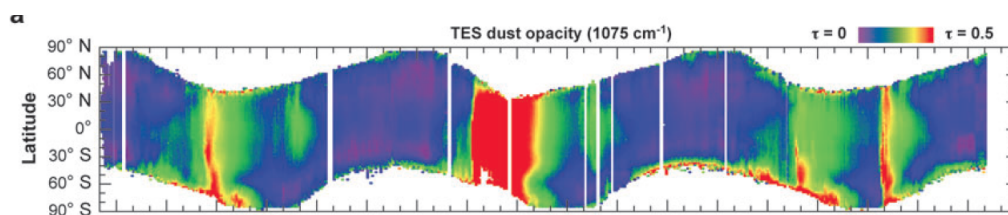


FIGURE 1.4 – Variations latitudinales et saisonnières de la profondeur optique des aérosols minéraux atmosphériques mesurée par l’instrument TES à bord de la sonde MGS Smith *et al.* (2009b).

La poussière est donc liée fortement au cycle saisonnier de dépôt du CO_2 à la surface. Les vents ainsi créés peuvent être violents (100 km/h au cœur des tempêtes) et la fraction la plus fine de la poussière de surface peut être mise en suspension dans l’atmosphère (granulométrie : de 0.1 à 10 μm). Par un mécanisme de rétroaction positive, la poussière injectée dans l’atmosphère va avoir tendance à la réchauffer, jusqu’à 10 ° K. Lors de phénomènes d’emballement, il est possible que plusieurs de ces tempêtes régionales coalescent en une seule et même tempête, globale. De nombreuses tempêtes globales ont pu être observées depuis le suivi systématique de la planète à travers les observations télescopiques terrestres ou grâce aux observations des sondes en orbite : 1956, 1971, 1973, 1977, 1982, 2001 et 2007. La Fig. 1.5 représente en image les effets de la tempête de poussière martienne de 2001 qui masque totalement la surface. Les profondeurs optiques des aérosols peuvent dépasser l’unité sur la plupart de la planète lors de ces événements. En saison claire ($L_s = 0 - 180^\circ$), l’opacité atmosphérique est bien moindre et est d’une valeur de 0.1 - 0.2. Les tempêtes de poussière sont confinées aux régions près des limites des dépôts saisonniers nord pendant le printemps nord et le long des dépôts saisonniers sud à la fin de l’hiver de l’hémisphère sud (Cantor *et al.*, 2001).

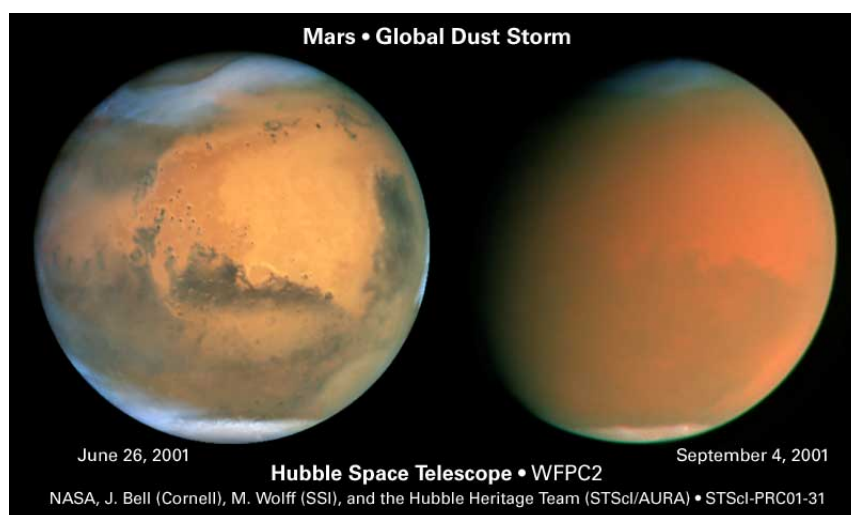


FIGURE 1.5 – Illustration de la tempête de poussière globale ayant eu lieu en 2001 à l’aide d’images capturées par le télescope Hubble.

Les tempêtes de poussière ne sont pas les seuls mécanismes du brassage du régolithe. Les dust devils sont des tourbillons de poussière, se formant au cours des après midi lorsque la température de surface est maximale. On retrouve également ce phénomène sur Terre,

mais les dust devils martiens ont des dimensions beaucoup plus importantes, jusqu'à 20 km de haut. Les irrégularités de la surface entraînent des différences de chauffage et donc la création de courants ascendants. Ils ont été observés sur Mars grâce à l'imagerie haute résolution et par les différents atterrisseurs à la surface. L'activité des dust devils est permanente à la surface de Mars mais une plus grande quantité de poussière est soulevée pendant le printemps et l'été des deux hémisphères Whelley & Greeley (2008). Ces tornades de poussières apporteraient autant de particules dans l'atmosphère que les tempêtes locales et régionales Whelley & Greeley (2008) Elles seraient ainsi tout autant responsable que les tempêtes des variations de la profondeur optique du manteau poussiéreux martien.

L'atmosphère martienne comprend deux espèces chimiques volatiles, le CO_2 et l'eau, qui ont la capacité de condenser lors de l'hiver. Etudions maintenant les cycles atmosphériques de ces espèces chimiques.



FIGURE 1.6 – Dust devil capturé par l'imageur haute résolution HiRISE en février 2012 (image ESP_026051_2160). L'image fait 600 m de large et le panache a été estimé à 800 mètres de hauteur. Crédit : NASA/JPL/University of Arizona.

1.1.4 Cycle du CO_2

Le phénomène climatique principal de l'atmosphère martienne réside dans la condensation/sublimation de glace de CO_2 durant les hivers. Lors de la période de condensation des dépôts saisonniers, une énorme quantité de CO_2 est soustraite à l'atmosphère pour se condenser au sol et va donc faire varier la pression atmosphérique. Le cycle de pression de l'atmosphère martienne a pu être mesuré par les deux atterrisseurs Viking. Ces mesures de pression sont reportées sur la Fig. 1.7. Le cycle de pression est marqué par plusieurs phénomènes à des échelles de temps différentes (Tillman *et al.* (1993); Hourdin *et al.* (1995)). À l'échelle de l'année, le profil de pression n'est pas symétrique. Il possède un minimum au niveau des hivers de l'hémisphère sud ($L_s = 140^\circ$). Cette asymétrie est liée à la plus grande quantité de CO_2 condensée durant les hivers sud en raison de la durée plus importante de l'hiver austral. À l'échelle de quelques jours, on perçoit le passage d'ondes baroclines générées par la force de Coriolis., dès l'automne de l'hémisphère nord et sud. La génération d'ondes baroclines est lié au bilan local d'énergie décrit dans la section 1.3.1.1. Enfin, des modulation journalières du signal peuvent être observées et correspondent à des effets de marées thermiques. Ces profils de pression sont très importants car ils sont une

des variables les plus importante à reproduire par les modèles de circulation générale de climat ou *Global Circulation Model* (**GCM**). Je détaillerai ce point dans la section 1.4.

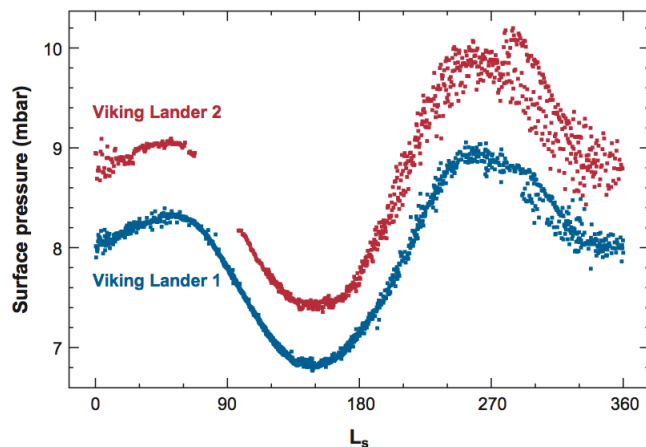


FIGURE 1.7 – Variation journalière moyennée de la pression de surface, mesurée par les atterrisseurs Viking 1 et 2. Le décalage entre les deux courbes est lié à la topographie ($\Delta z = 1\text{km}$) entre les deux atterrisseurs. D’après Smith (2008).

Enrichissement en gaz non condensables et vortex polaire

La proportion importante de CO_2 qui condense à la surface modifie les pressions partielles des gaz atmosphériques, qui ne se condensent pas à la température des régions polaires nord. Les gaz d’azote et d’argon sont les deux principaux gaz non condensables de l’atmosphère. L’enrichissement relatif de l’argon a pu être mesuré par les spectromètres à neutrons (Prettyman *et al.*, 2004) et à rayons gamma de la sonde Mars Odyssey, Fig. 1.8 (Sprague *et al.* (2004); Sprague *et al.* (2007)). Ces courbes montrent que l’enrichissement au dessus des régions polaires sud est très important et l’argon voit sa proportion augmenter d’un facteur 6 au sein de la colonne atmosphérique.

Il y a une grande différence entre les régions polaires nord et sud vis à vis de cet enrichissement. Les gaz non condensables ne sont en effet enrichis que d’un facteur 2 au dessus des régions polaires nord. L’enrichissement est rendu possible par l’isolement des régions polaires martiennes grâce au vortex polaire qui s’installe en hiver au dessus de ces régions. L’atmosphère de ces régions a ainsi tendance à être isoler des régions de basses et moyennes latitudes par la conservation du moment angulaire : les vents soufflant en direction du pôle sont déviés dans la direction de rotation de la planète. Une analogie terrestre de ce vortex polaire se retrouve dans le trou de la couche d’ozone s’étant formé au dessus de la région antarctique et dont la persistance était assurée par le même phénomène.

Nuages de glace de CO_2

La détection de nuages de glace de CO_2 remontent aux acquisitions réalisées par les sondes Mariner 6 et 7 (Herr & Pimentel, 1970) et leur présence est corréllée avec des zones de faibles températures atmosphériques (Schofield *et al.* (1997); Pearl *et al.* (2001)). L’instrument MOLA a pu observer les nuages de glace de CO_2 en analysant les réflexions retournées pendant la nuit polaire au niveau de l’hémisphère d’hiver. Ces réflexions se produisaient à une altitude beaucoup plus élevée que celle de la surface connue (Neumann *et al.*,

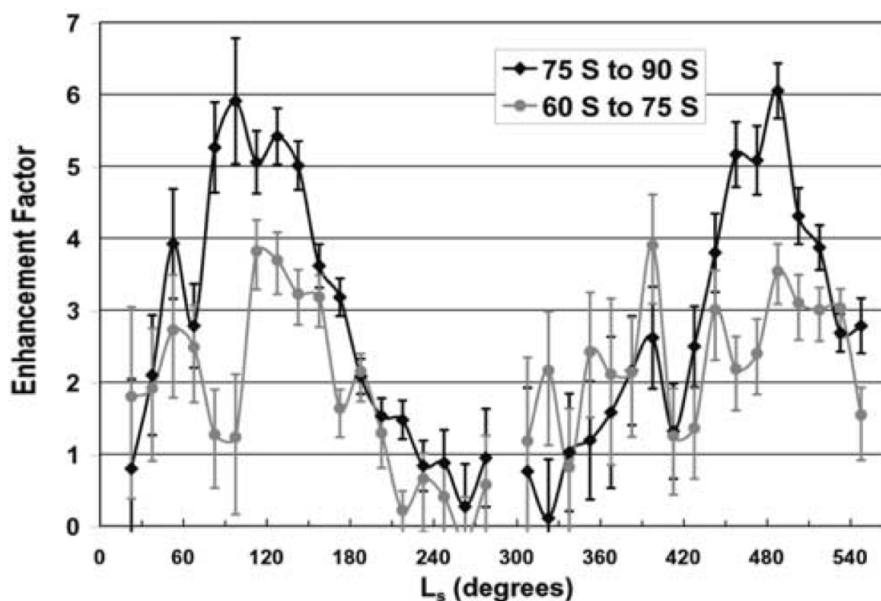


FIGURE 1.8 – Enrichissement en gaz non condensables (argon) mesuré par le spectromètre à rayons gamma de la sonde Mars Odyssey au dessus des régions polaires sud de Mars. Extrait de (Sprague *et al.*, 2007).

2003). Ces observations ont montré que les nuages de glace de CO_2 sont communs dans l'atmosphère des régions couvertes par la nuit polaire. Cependant, leur identification a été pendant longtemps indirecte : soit en considérant que l'endroit où il se formaient était trop appauvri en vapeur d'eau pour qu'ils soient de glace d'eau ou alors parce que la température à laquelle se formaient ses nuages était cohérente avec la température de condensation du CO_2 . La première identification spectrale claire sera apportée à l'aide des données OMEGA par Montmessin *et al.* (2007). Les nuages de glace de CO_2 ont également été détectés à très hautes altitudes (60 - 100 km au dessus de la surface), ce qui implique qu'ils sont composés d'aérosols de glace de CO_2 en considérant la température à cette hauteur. Les atterrisseurs présents à la surface, comme *Pathfinder*, ont également pu les observer se former à très haute altitude à l'aube (Smith *et al.*, 1997). Clancy *et al.* (2007) ont documenté la distribution et l'apparition de ces nuages mésosphériques des régions équatoriales en utilisant les images MOC et les données du canal visible du bolomètre TES. Les nuages de glace de CO_2 apparaissent le plus communément entre $L_s = 30^\circ$ et 150° près de l'équateur sur deux bandes de longitudes : $50 - 120^\circ \text{ W}$ et $320 - 360^\circ \text{ W}$ avec une altitude typique des nuages de 60 - 80 km sous la forme de fins filaments blancs, Fig. 1.9. Des nuages similaires ont été observés par l'instrument THEMIS de la sonde Mars Odyssey en utilisant la parallaxe entre différents canaux visibles McConnochie *et al.* (2006) et par l'instrument SPICAM en utilisant les occultations stellaires dans l'UV Montmessin *et al.* (2006). Une classification des nuages a été établie. Vincendon *et al.* (2011) a utilisé la forte résolution spatiale de l'instrument CRISM de la sonde MRO pour classer les nuages dans 5 catégories différentes en fonction de leur morphologie : filaments droits et nets, filaments estompés, filaments ondulés, filaments diffus et très étirés et formations rondes et diffuses. Les nuages mésosphériques de CO_2 martiens peuvent être considérés comme analogues aux nuages mésosphériques polaires terrestres composés de glace d'eau (Määttänen *et al.*

(2012); Määttänen *et al.* (2013)).



FIGURE 1.9 – Nuage de glace de CO_2 observé par l'instrument CRISM, d'après Vincendon *et al.* (2011). La morphologie filamenteuse des nuages est caractéristique et peut être assimilée au cirrus terrestres.

1.1.5 Cycle de la vapeur d'eau

Le cycle de l'eau, de la même façon que celui du CO_2 , est majoritairement affecté par la condensation/sublimation aux moyennes et hautes latitudes. Cet échange saisonnier entre l'atmosphère et la surface affecte, et est gouverné, par le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère, qui varie entre moins de 5 et plus de 60 μm précipitables entre hiver et été.

Les premières observations terrestres de vapeur d'eau dans l'atmosphère furent réalisées par Dollfus (1963) et Spinrad *et al.* (1963). Les premières observations réalisées en orbite de Mars furent réalisées lors de la mission Mariner 9 à l'aide de l'instrument IRIS Conrath *et al.* (1973). Elles furent complétées et décrites de façon plus complètes par les mesures de l'instrument MAWD des sondes Viking (Jakosky & Farmer, 1982). La densité de colonne de vapeur d'eau moyenne est d'environ 10 μm précipitables. Les données les plus complètes sur le cycle de la vapeur d'eau furent obtenues plus tard, à l'aide de l'instrument TES de la sonde MGS (Smith (2002); Smith (2004)). Cet instrument mesura la quantité de vapeur d'eau au sein de l'atmosphère martienne durant 3 années martiennes consécutives. Les résultats de ces mesures sont reportés sur la Fig. 1.10. Elles montrent que l'abondance de vapeur d'eau est plus importante dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud avec un pic d'abondance durant l'été environ deux fois plus important au nord qu'au sud. L'asymétrie saisonnière de la hauteur de condensation de vapeur d'eau autorise le transport de vapeur d'eau par la cellule de Hadley équatoriale depuis l'hémisphère sud jusqu'à l'hémisphère nord pendant l'hiver de l'hémisphère nord, mais empêche ce transport entre l'hémisphère nord vers l'hémisphère sud pendant l'été de l'hémisphère nord (Clancy *et al.*, 1996). Ce processus conduit à une distribution latitudinale plus uniforme de la vapeur d'eau pendant l'hiver de l'hémisphère nord et un fort gradient latitudinal d'abondance pendant l'été de l'hémisphère nord, avec la formation d'une ceinture de nuages de glace d'eau équatoriale où la vapeur d'eau condense (voir section 1.1.5).

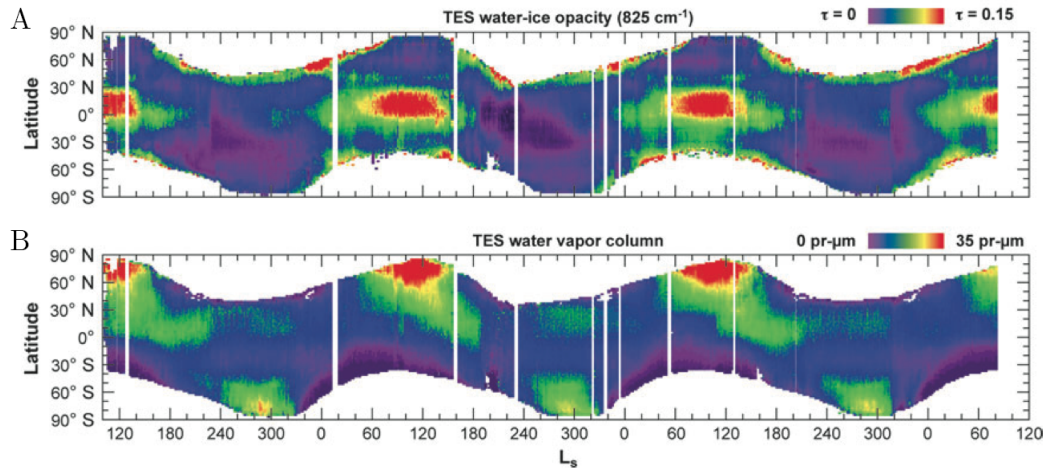


FIGURE 1.10 – A) Densité de colonne de vapeur d'eau et B) opacité des nuages de glace d'eau sur trois années martiennes en fonction de la latitude, moyennées selon la longitude. Le cycle de la vapeur d'eau et des nuages se répète parfaitement d'années en années. Les zones de fortes opacités à 825 cm^{-1} correspondent à la ceinture de nuages équatoriale et à la présence des polar hood nord et sud, voir section 1.1.5. D'après Smith (2008).

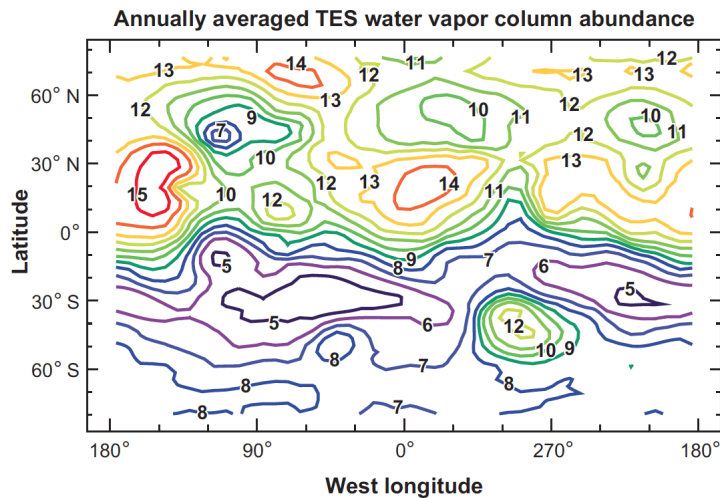


FIGURE 1.11 – Carte montrant la distribution de l'abondance de vapeur d'eau annuellement moyennée (en μm précipitables) observée par l'instrument TES à bord de la sonde MGS. D'après Smith (2008).

La moyenne annuelle de l'abondance en vapeur d'eau est représentée Fig. 1.11. Cette abondance est anticorréllée avec la topographie (Fig 1.1) : les zones de faible altitude, comme le bassin d'Hellas (45° S , 290° W) et presque tout l'hémisphère nord ont une abondance de vapeur d'eau plus élevée car la colonne d'atmosphère est plus élevée au dessus de ces régions. Les bandes de latitude entre 10° S et 40° N ont une abondance moyenne élevée également car la vapeur d'eau est maintenue à ces endroits durant toute l'année, pendant que les zones situées plus loin au nord ou au sud sont, durant une grande proportion de l'année, avec une faible quantité de vapeur d'eau, Fig. 1.10 B. La quantité de vapeur d'eau est également positivement corrélée avec l'albédo : les zones de fort albédo ont une plus

grande abondance de vapeur d'eau. Une corrélation négative a également été montrée entre l'abondance en vapeur d'eau et l'inertie thermique. Les propriétés de surface, comme la taille de grain ou la porosité du régolithe, influent ainsi sur la quantité de vapeur d'eau atmosphérique.

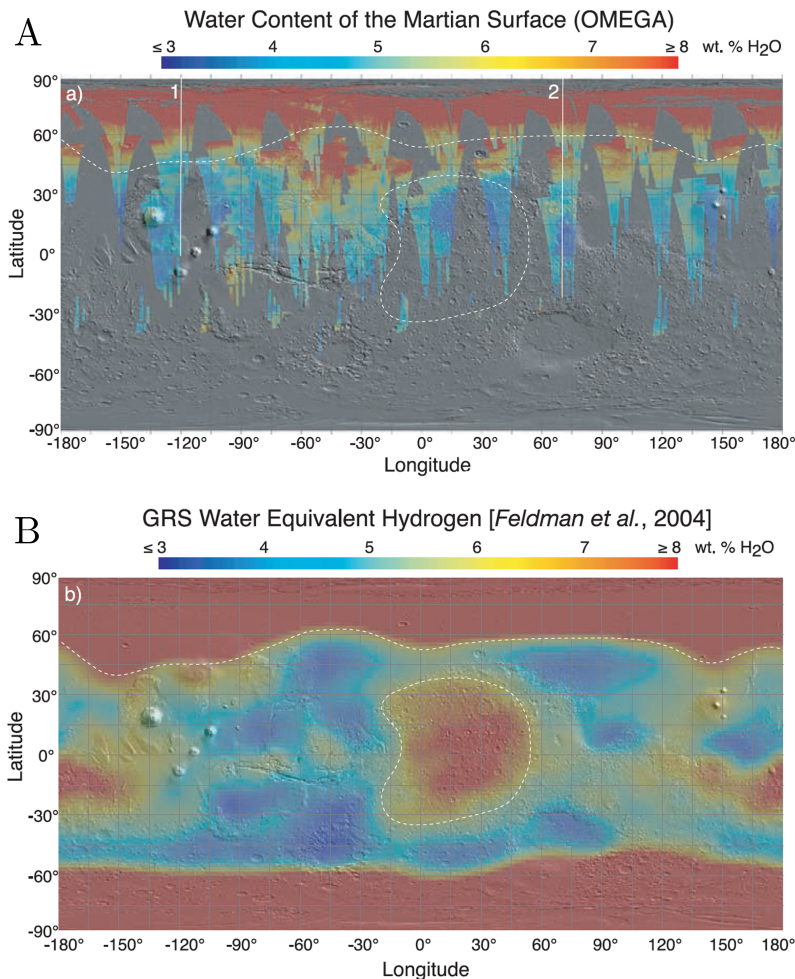


FIGURE 1.12 – A) Carte de l'hydratation minérale aux moyennes et hautes latitudes de la planète Mars obtenue à partir des données OMEGA, B) carte de la teneur en eau dans le premier mètre sous la surface obtenue par l'instrument GRS à bord de la sonde Mars Odyssey. L'étoile blanche indique le site d'atterrissage de Phoenix, voir Fig. 1.13. D'après Milliken *et al.* (2007).

Ce dernier aspect met en évidence le rôle de réservoir d'eau que représente le régolithe martien. L'eau contenue dans le régolithe l'est soit structurellement, au sein de minéraux hydratés, soit adsorbée à la surface des grains minéraux composant le régolithe. La partie de l'eau qui est adsorbée est échangeable avec l'atmosphère. L'hydratation des premières couches minérales a été mise en évidence grâce aux données OMEGA (Jouglet *et al.* (2007); Milliken *et al.* (2007)) à partir de la bande d'absorption à 3 μm de l'eau. La Fig. 1.12 A présente la cartographie de l'hydratation minérale réalisée avec les données OMEGA obtenue par Milliken *et al.* (2007). L'hydratation minérale est d'autant plus forte que l'on se

rapproche vers le pôle et varie entre 3 et 8 % et débute pour une longitude d'environ 50 ° N. Les observations de l'hydratation minérale sont à rapprocher des mesures effectuées par les spectromètres neutron et gamma de la sonde Mars Odyssey qui ont révélé la présence de glace d'eau dans le premier mètre sous la surface au dessus de 60 ° de latitude, aussi bien dans l'hémisphère sud que dans l'hémisphère nord (Boynton *et al.* (2002); Feldman *et al.* (2002)), voir Fig. 1.12 B. Cette présence de glace était suspectée au regard de certaines morphologies ayant été observées dans les zones de hautes latitudes, notamment la présence de polygones qui sont caractéristiques, sur Terre, d'un pergélisol (Malin & Edgett (2001); Mangold (2005)). Cette présence de glace dans le sous-sol a également été mise en évidence par les mesures d'inertie thermique des instruments TES et THEMIS (Bandfield & Feldman, 2008). En 2008, une observation directe de cette glace a pu être réalisée grâce à l'atterrisseur Phoenix, Fig. 1.13, qui équipé d'une pelle a creusé le sol. La glace d'eau du sous-sol qu'il met en évidence est pure à 70 % et est isolée de l'atmosphère par une fine couche de régolithe sec.



FIGURE 1.13 – Révélation de la glace d'eau dans le sous-sol par l'atterrisseur Phoenix à l'aide de sa pelle (la largeur de la tranchée fait 20 cm). La glace d'eau mise à nue va rapidement se sublimer. Crédit : NASA/JPL/Université d'Arizona.

Nuages de glace d'eau

Les premières observations de nuages de glace d'eau furent réalisées à l'aide du spectromètre fonctionnant dans l'infrarouge thermique IRIS à bord de la sonde Mariner 9 (Curran *et al.* , 1973). Les nuages furent ensuite observés par l'instrument IRTM et les caméras des sondes Viking (Tamppari *et al.* (2000); Kahn (1984)). La distribution saisonnière et latitudinale des nuages de glace d'eau a toutefois pu être caractérisée pleinement à partir des observations des instruments TES (Pearl *et al.* (2001); Smith (2004)) et MOC (Wang & Ingersoll (2002); Benson *et al.* (2003); Benson *et al.* (2006)) de la sonde MGS pendant 4 années martiennes. L'observation par les atterrisseurs au sol (Viking, Pathfinder, MER et Curiosity) a également permis de fournir des informations supplémentaires en terme de morphologie et de distribution.

Les nuages de glace d'eau sont un élément important du cycle de la vapeur d'eau et peuvent profondément l'altérer (Clancy *et al.* 1996) et correspondent à des endroits de courants ascendants. Ils ont un impact radiatif très important car ils modifient l'émissivité

de l'atmosphère (de façon analogue aux aérosols) (Forget *et al.* (1995); Madeleine *et al.* (2012)). Les cycles des nuages de glace d'eau et le cycle de la poussière sont d'ailleurs liés, les aérosols minéraux servant de noyaux de nucléation pour la glace d'eau (Michelangeli *et al.* (1993); Maltagliati *et al.* (2013)). Ainsi, la formation de nuages de glace d'eau a tendance à nettoyer l'atmosphère des aérosols en suspension et apporte cette poussière à la surface (Pearl *et al.* , 2001). L'altitude de condensation des nuages de glace d'eau est majoritairement contrôlée par les conditions de saturation de l'atmosphère, et donc de l'abondance de vapeur d'eau et de la température en fonction de l'altitude. Ce niveau de condensation a été confirmé par différentes observations : imagerie au niveau du limbe (Anderson & Leovy (1978); Jaquin *et al.* (1986)), corrélation avec la topographie (Benson *et al.* 2003), observations au limbe dans l'infrarouge thermique par TES (Pearl *et al.* , 2001) et occultations stellaire dans l'UV avec SPICAM (Rannou *et al.* , 2006). Les nuages se forment donc à une altitude où les températures descendent en dessous de la température de condensation de la glace d'eau, conditions variant énormément en fonction de la saison et de la latitude. On peut ainsi obtenir une condensation de glace d'eau très basse dans l'atmosphère en hiver (typiquement 10 - 20 km d'altitude) jusqu'à 50 km d'altitude pendant l'été sud, très sec (Smith, 2002). Les niveaux les plus bas de condensation sont obtenus dans les régions polaires en hiver, Fig. 1.14 (Whiteway *et al.* , 2009). Ces nuages amènent à la création de cristaux de glace d'eau d'une granulométrie $\approx 35 \mu\text{m}$ qui peuvent précipiter à la surface et participer à l'édification des dépôts saisonniers.

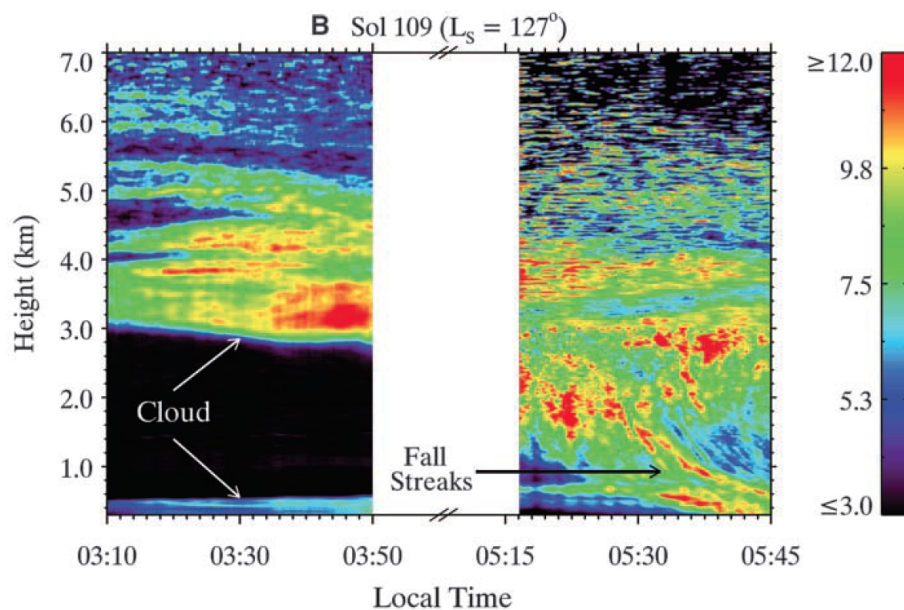


FIGURE 1.14 – Densité de rétrodiffusion du signal LIDAR de l'atterrisseur Phoenix. Les zones de couleur verte, jaune et rouge indiquent la présence de nuages se formant dans l'atmosphère pendant la nuit.

Il existe deux grands types de nuages de glace d'eau : la ceinture équatoriale et le polar hood. Voyons quelles sont les caractéristiques de chacune de ces formations.

La ceinture équatoriale

Elle se développe pendant le printemps de l'hémisphère nord entre $L_s = 40 - 140^\circ$ (Anderson

& Leovy (1978); Kahn (1984); Clancy *et al.* (1996); Pearl *et al.* (2001)). À partir de $L_s = 0^\circ$, la ceinture de nuages commence à se former, jusqu'à son maximum d'extension spatiale et d'opacité atmosphérique à $L_s \approx 80^\circ$. La ceinture recouvre les régions comprises entre 10° S et 30° N de latitude, avec une opacité atmosphérique supérieure au niveau des zones de fortes topographie, comme les volcans de la région de Tharsis ou d'Elysium ainsi que la région Lunae Planum jusqu'au nord de la région de Valles Marineris. À $L_s = 140^\circ$, la ceinture de nuages disparaît rapidement suite à l'augmentation des températures atmosphériques, bien que les nuages au dessus des volcans puissent perdurer pendant la majeure partie de l'année (Benson *et al.*, 2006). La taille typique des grains de cette ceinture se situe entre 3 et $4 \mu\text{m}$ (Clancy *et al.*, 2003).

Le polar hood

Le polar hood désigne l'ensemble des formations nuageuses de glace d'eau se formant à l'aplomb des dépôts saisonniers pendant l'hiver et le printemps. Cette couverture nuageuse est plus importante au nord (Smith, 2004), où on l'a vu, la quantité de vapeur d'eau atmosphérique est plus importante. De ce fait, l'observation du retrait des dépôts saisonniers Nord est plus compliquée à observer depuis la Terre que le retrait des dépôts saisonniers sud (James *et al.*, 1992). La taille typique des grains de glace d'eau du polar hood se situe entre 1 et $2 \mu\text{m}$ (Clancy *et al.*, 2003). Des observations indiquent que l'opacité atmosphérique des nuages composant le polar hood est plus forte près de la limite de celui-ci et diminue vers les pôles (Liu *et al.*, 2003). Ce phénomène s'expliquerait par la présence du vortex polaire près des pôles, qui bloquerait la remontée de vapeur d'eau vers les pôles (Richardson & Wilson, 2002). Les distributions spatiales et temporelles de la ceinture équatoriale et du polar hood sont visibles sur la Fig. 1.10 B.

1.2 Les calottes polaires martiennes - réservoirs de volatils

Il existe deux calottes sur Mars, chacune située au niveau du pôle. Les calottes polaires martiennes sont décrites depuis longtemps et facilement observables. La Fig. 1.15 présente des mosaïques d'images dans le domaine du visible obtenues par les sondes Viking qui présentent les deux calottes. Les calottes nord et sud ont de nombreux points différents. La calotte polaire sud exhibe une forme beaucoup moins symétrique. Son étendue est plus difficile à mesurer car elle est recouverte sur une grande partie de sa surface par des poussières et c'est la topographie qui permet d'apprécier son étendue, Fig. 1.1. Les deux calottes sont localisées dans des contextes différents : la calotte polaire nord est située dans la partie la plus basse de la plaine Vastitas Borealis, à une altitude moyenne de 2 km sous le niveau moyen martien. La calotte polaire sud se trouve à une altitude bien plus élevée de 4 km au dessus du niveau moyen martien et n'est pas centrée sur le pôle sud. Ces deux calottes constituent les plus gros réservoirs d'eau de la planète Mars. Les deux sections suivantes vont décrire plus précisément les deux calottes et décrypter la place qu'elles occupent dans les cycles de l'eau et du CO_2 .

1.2.1 Composition

La composition des calottes polaires martiennes a été le lieu d'une forte bataille idéologique pendant la deuxième moitié du 20^e siècle (Kuiper (1952); Kiess *et al.* (1960)). En

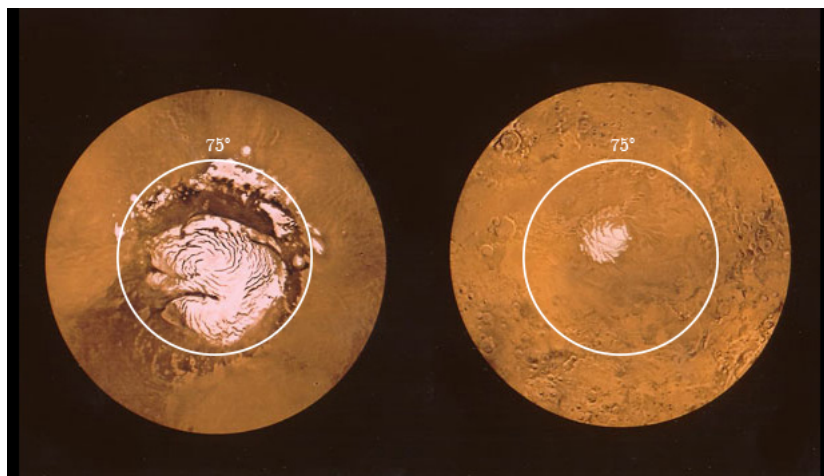


FIGURE 1.15 – Comparaison entre les calottes polaires Nord et Sud à l’aide d’images acquises par les orbiteurs Viking. Les deux calottes sont représentées avec la même projection polaire, de 65° de latitude jusqu’au pôle. La calotte sud apparaît beaucoup plus petite en raison de la grande quantité de son volume caché sous la poussière. Noter également la différence des terrain sur lesquels les calottes sont mises en place : Au nord, la calotte polaire repose sur la plaine très lisse de Utopia Planitia alors que la calotte polaire sud repose sur les hauts plateaux cratérisés. D’après Gierasch (2002).

1966, des modèles thermiques numériques arrivent à la conclusion que les calottes polaires martiennes doivent être plutôt composées de CO_2 solide, et non de glace d’eau (Leighton & Murray, 1966). Cependant, en combinant les mesures des instruments IRTM (*Infrared Thermal Mappers*) et de MAWD (*Mars Atmospheric Water Detectors*) des sondes Viking, (Kieffer *et al.*, 1976) contredisent en partie cette théorie. La calotte polaire Nord est constitué de glace d’eau comme le confirment les températures de surface oscillant entre 205 K et 245 K. Même en considérant un mélange spatial entre de la glace d’eau et de la glace de CO_2 , il est impossible d’obtenir de telles températures si la glace de CO_2 est présente à la surface, sauf en prenant en compte des hypothèses non physiques sur les paramètres des matériaux (albédo du CO_2 supérieur à 1, (Kieffer *et al.*, 1976)).

Mais les mesures des sondes Viking vont également mettre en évidence la signature spectrale de la glace de CO_2 à la surface de la calotte polaire sud. Cette signature se retrouve sur une superficie d’environ $90\,000\text{ km}^2$ et correspond à une fine couche de glace de CO_2 permanente déposée sur la glace d’eau sous jacente. Cette glace de CO_2 se retrouve sur une épaisseur entre 5 et 10 m (Bibring *et al.* (2004b); Thomas *et al.* (2005)), Fig. 1.16. Ce résultat est très surprenant au premier abord : en effet, la température en dessous de laquelle la glace de CO_2 peut condenser est déterminée par la pression (voir section 1.3.1.1). Au sud, le sommet de la calotte polaire sud est plus haut de 6.4 km par rapport à la calotte polaire nord. La présence de glace de CO_2 est donc contradictoire avec l’effet de l’altitude qui impose une stabilité moindre du CO_2 à la surface de la calotte sud. La présence de CO_2 est sans doute favorisée par un ensemble de facteurs : albédo de la calotte sud plus fort (Paige (1985); Forget *et al.* (1998)) lié à un meilleur mécanisme de nettoyage de la poussière (Kieffer *et al.* (2000); Portyankina *et al.* (2013)), un hiver sud plus long que l’hiver nord et la suppression de l’onde de chaleur saisonnière par la couche de glace de

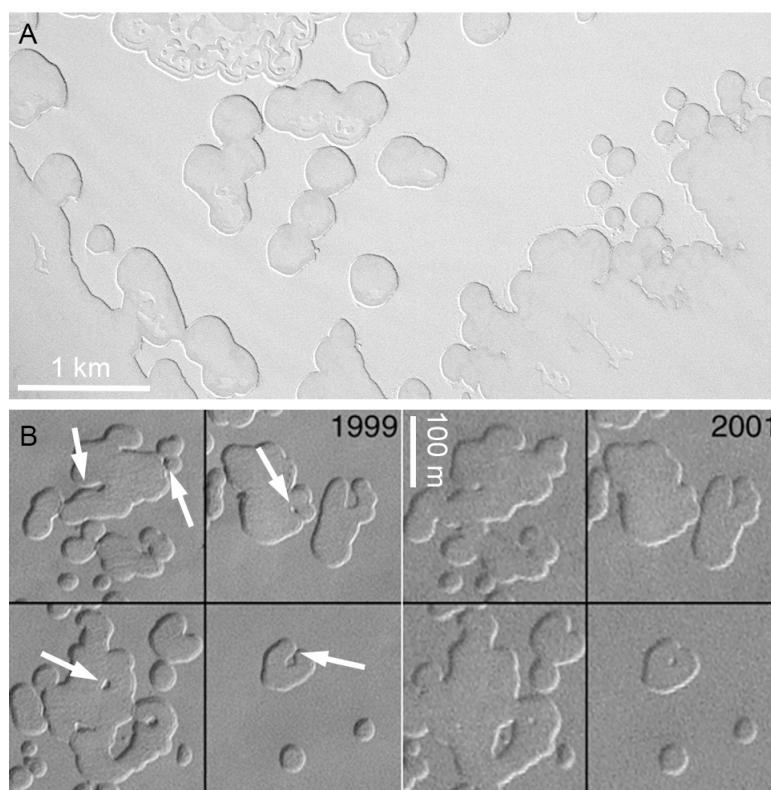


FIGURE 1.16 – a) Illustration du motif de gruyère suisse de la calotte permanente sud de CO_2 , image MOC 2-212 acquise au dessus de la région située à 84.8°S , 71.8°O . Le CO_2 est la couche la plus brillante et la glace d'eau, plus sombre, se voit dans les trous. b) illustration de la récession de la calotte permanente de CO_2 entre 1999 et 2001, d'après Malin *et al.* (2001).

CO_2 présente en surface, très isotherme (Jakosky & Haberle, 1990). Au niveau morphologique, la calotte de CO_2 a un aspect très particulier en *swiss cheese* ou gruyère suisse : la surface est parsemée de dépressions, correspondant à des zones d'ablation. Ces dépressions grandissent d'année en année (Malin *et al.*, 2001), Fig 1.16. Cette calotte permanente de CO_2 n'a été observée que dans l'hémisphère sud, et la calotte polaire nord ne semble être composée uniquement que de glace d'eau.

(Leighton & Murray, 1966) avaient prédit, en plus de la fraction des calottes polaires composée de CO_2 , 3 autres conclusions importantes : 1) la présence de glace de CO_2 pendant toute l'année permettant de réguler la pression atmosphérique, 2) la pression annuelle variant cycliquement avec une base semi-annuelle liée à la condensation et la récession des dépôts saisonniers et 3) la quantité de CO_2 à la surface (ou subsurface de Mars) doit représenter un grand réservoir dont la quantité excède celle de l'atmosphère. 45 ans plus tard, des observations réalisées avec le radar SHARAD de la sonde Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) ont permis de mettre en évidence, parallèlement à cette calotte superficielle de CO_2 , des dépôts profonds et massifs de CO_2 au coeur même de la calotte polaire sud (Phillips *et al.*, 2011), Fig. 1.17. Ces mesures radar montrent des zones de très faible réflectivité, dont il n'est possible de reproduire le comportement que si un matériau ayant

une permittivité proche de celle de glace de CO_2 est pris en compte (Phillips *et al.*, 2011). On peut ajouter que cette glace de CO_2 est assez compacte. Ces dépôts représentent une quantité de glace de CO_2 30 fois plus importante que la couche superficielle de CO_2 : $12\,500\text{ km}^3$, ce qui augmenterait la pression atmosphérique de 4 à 5 mbar si cette quantité de glace était sublimée (Phillips *et al.*, 2011).

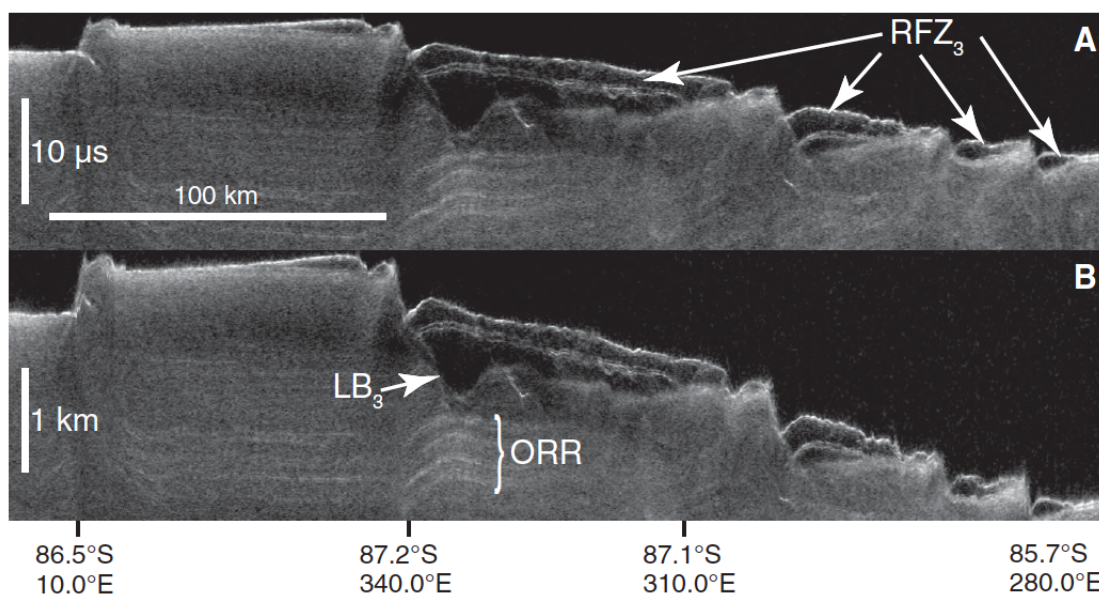


FIGURE 1.17 – Radargramme SHARAD montrant la présence de grandes quantités de CO_2 enfouies au sein de la calotte polaire sud. A) Radargramme en temps d'arrivée et b) converti en unité de longueur. L'unité ' RFZ_3 ' correspond à de la glace de CO_2 . Image tirée de Phillips *et al.* (2011).

Les calottes ne contiennent pas que de la glace mais également une certaine quantité de poussière. Cette poussière est présente en strates dans la glace. L'unité qui résulte de l'accumulation de ces strates de glaces plus ou moins enrichies en poussière est appelée *Dépôts Stratifiés Polaires Nords - DSPN*. Cette stratigraphie est particulièrement observable au niveau des crevasses en forme de spirale qui les parcourent. Les crevasses en forment de spirales et qui découpent la surface des calottes sont les produits d'un régime de vent (Holt *et al.* (2010); Smith *et al.* (2013)). Les dépôts stratifiés au nord forment une épaisseur de 1 à 2 km, et la calotte polaire sud voit 4 à 6 km de matériel accumulé, représentant autant d'archive du climat martien conservé à l'intérieur de ces dépôts.

1.2.2 Climats passés et évolution inter-annuelle et inter-saisonnière

La question principale de l'étude des calottes polaires martienne est de savoir si elles sont en accumulation ou en ablation? Répondre à cette question peut permettre de comprendre les mécanismes qui contrôlent ce phénomène et le climat martien à l'échelle de plusieurs millions d'années. C'est également une question intimement liée aux dépôts saisonniers. Il existe de très nombreuses façons d'attaquer le problème du bilan de masse des calottes polaires. L'une de ces façons consiste à regarder la signature spectroscopique des dépôts

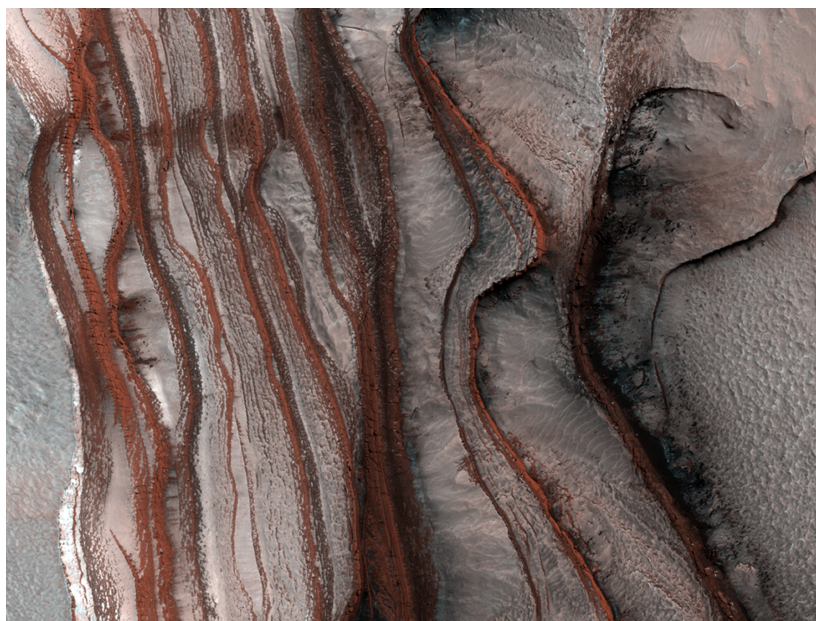


FIGURE 1.18 – Stratification glace-poussière caractérisant les DSPN en bord de calotte polaire. La glace apparaît blanche sur cette image et la poussière rouge. Les points les plus bas de l'image sont au centre, et avec la droite de l'image, il y a un dénivelé positif de 700 m. Image HiRISE PSP_008244_2645. (Crédit : NASA/JPL/University of Arizona)

hivernaux pour en dériver des paramètres physiques qui donneront des indices en terme de bilan de masse : si on a de petits grains ($< 200 \mu\text{m}$) on peut considérer qu'il reste de la neige fraîche dont le dépôt s'est effectué en hiver, si on a de gros grains ($> 1 \text{ mm}$) alors on peut considérer que toute la neige accumulée pendant l'hiver s'est sublimée. Langevin *et al.* (2005) est arrivé à la conclusion d'une calotte permanente en ablation en estimant une forte taille de grain de glace d'eau à la surface de la calotte lors de la fin de la récession des dépôts saisonniers nord ($L_s > 90^\circ$), ce qui indiquerait la présence de glace « vieille » à la surface de la calotte. Une étude similaire sur la taille des grains de glace de CO_2 a été menée pour le pôle sud (Douté *et al.*, 2007). Par manque d'échantillonnage temporel, il est toutefois difficile de conclure. De récentes études morphologiques tendent à montrer que la calotte polaire nord serait en phase d'accumulation, avec la présence de sastrugi dans les champs de megadunes à la surface de la calotte (Herny *et al.*, 2014).

1.3 Les dépôts saisonniers martiens

1.3.1 Formation

1.3.1.1 Bilan d'énergie radiative et physique de condensation du CO_2

La condensation et la sublimation du CO_2 à la surface sont contrôlées par le bilan local d'énergie, essentiellement gouverné par les flux radiatifs. Je résume ici les différents flux d'énergie dont le bilan contrôle la mise en place de l'une ou l'autre des phases.

Flux solaire

L'illumination solaire est le paramètre clé de la condensation du CO_2 et celui qui enclenche sa condensation lorsque l'énergie qu'il apporte descend sous un certain niveau. La quantité d'énergie qu'il apporte à la surface correspond à la puissance du flux solaire arrivant sur Mars modulé par la proportion d'énergie renvoyée dans l'espace. Cette quantité est contrôlée par ce qu'on appelle l'**albédo** (voir section 2.1.3.2, chapitre 2). C'est une valeur entre 0 et 1 qui représente la valeur de réflectivité d'une surface. Plus la surface réfléchit le rayonnement, plus l'albédo sera élevé : l'albédo du goudron frais est de 0.04 alors que l'albédo de la neige fraîche sera compris entre 0.8 et 0.9. Au final, cette quantité d'énergie s'écrit $(1 - A)F_{\text{Incident}}^{\downarrow}$ avec A l'albédo. Dans cette expression, le terme $F_{\text{Incident}}^{\downarrow}$ ne représente pas que le flux solaire, il comprend également le rayonnement incident diffusé par les aérosols et l'émission thermique de l'atmosphère.

Flux de chaleur apporté par l'atmosphère

Une partie de l'énergie est amenée par la circulation atmosphérique : la chaleur des basses latitudes est amenée jusqu'aux pôles et participe au bilan d'énergie. Ce flux a été estimé à l'aide de modèles de climat et est de l'ordre de $20 - 30 \text{ W.m}^{-2}$ (Pollack *et al.* (1990); Hourdin *et al.* (1995); Hourdin *et al.* (1996)). L'apport d'énergie est moindre aux pôles par rapport aux bords des dépôts saisonniers où il peut ralentir la croissance de la glace. Ce flux s'écrit $F_{\text{Adv}}^{\downarrow}$.

Flux de chaleur échangée avec le sous-sol

Le sol apporte de la chaleur à la surface à travers deux mécanismes :

1. Le flux géothermique. De même que sur Terre, le flux géothermique martien provient de la désintégrations des éléments radioactifs, présents essentiellement dans la croûte. C'est un flux qui est très faible : on estime qu'il vaut entre 15 et 45 mW.m^{-2} Clifford (1993).
2. L'onde de chaleur saisonnière. C'est un terme tampon : il est positif pendant l'hiver (restitution de la chaleur emmagasinée en été) et est négatif pendant l'été (réchauffement de la surface refroidie pendant l'hiver). Cette onde de chaleur n'est pas présente partout : au pôle sud, la présence de la calotte permanente de CO_2 thermalise la température du sol qui reste bloquée à la valeur de la température de condensation du CO_2 toute l'année.

On notera ce flux F_{Cond} et il a été estimé par les sondes Viking à $20-30 \text{ W.m}^{-2}$.

Flux de chaleur latente

Lorsque le CO_2 se condense, en passant de l'état gazeux à l'état solide, il libère de la chaleur. Cet apport de chaleur peut être quantifié avec la formule suivante :

$$F_{\text{CO}_2} = L_{\text{CO}_2} \frac{dm_{\text{CO}_2}}{dt} \quad (1.1)$$

Dans cette expression $\frac{dm_{\text{CO}_2}}{dt}$ représente le taux d'accumulation du CO_2 en $\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ et $L_{\text{CO}_2} = 5.9.10^5 \text{ J.kg}^{-1}$ la chaleur latente de sublimation du CO_2 .

Les trois termes précédents représentent les gains d'énergie au niveau de la surface. Les pertes d'énergie sont représentées par le flux radiatif émis par le CO_2 .

Flux d'émission de la glace de CO₂

Le flux d'énergie émis par le CO₂ sera noté $F_{\epsilon CO_2}^\downarrow$. C'est l'unique terme de perte d'énergie de la surface vers l'espace. Ce flux s'écrit :

$$F_{\epsilon CO_2}^\uparrow = \epsilon \sigma T_{CO_2}^4 \quad (1.2)$$

où ϵ représente l'émissivité de la glace de CO₂, $\sigma = 5.67.10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$ est la constante de Stefan-Boltzmann et T_{CO_2} la température de la glace de CO₂. L'émissivité de la glace de CO₂ est un paramètre très variable en fonction de la taille de grain : plus la glace de CO₂ est compacte et transparente (plus ses grains sont gros), plus son émissivité est proche de 1, voir section 2.5.2, chapitre 2. Ainsi, pour maximiser le flux radiatif émis par la glace de CO₂, il est plus intéressant qu'elle condense sous forme de glace polycristalline que sous forme granulaire.

Finalement, l'équation du bilan local d'énergie au niveau de la surface est le suivant :

$$(1 - A)F_{Incident}^\downarrow + F_{Adv}^\downarrow + F_{Cond} + F_{CO_2} = F_{\epsilon CO_2}^\uparrow \quad (1.3)$$

En phase d'accumulation, le terme $F_{\epsilon CO_2}^\uparrow$ est supérieur à la somme des termes à gauche de l'équation. En effet, les rayons du soleil étant très bas, ou totalement absents durant la nuit polaire, le terme $(1 - A)F_{Incident}^\downarrow$ est très faible. En période de sublimation, le terme $(1 - A)F_{Incident}^\downarrow$ augmente pour faire progressivement augmenter la somme des flux incidents jusqu'à ce qu'ils soient supérieurs à l'émission de la glace de CO₂ dans l'infrarouge. On peut obtenir la quantité de glace se condensant au sol en réorganisant l'équation :

$$\frac{dm_{CO_2}}{dt} = (F_{\epsilon CO_2}^\uparrow - ((1 - A)F_{Incident}^\downarrow + F_{Adv}^\downarrow + F_{Cond})) \frac{1}{L_{CO_2}} \quad (1.4)$$

La condensation du CO₂ est également liée à la pression atmosphérique. La limite entre les phases solides et gazeuse du CO₂, à une pression donnée, est donnée par la loi de vapeur saturante. L'équation de la loi de pression de vapeur saturante est de la forme :

$$P_{sat} = A_0 + \sum_{i=1}^n \frac{A_i}{T^i} \quad (1.5)$$

dont les coefficients ont été obtenus par Brown & Ziegler (1979) :

$$\begin{aligned} A_0 &= 1.476 \times 10^1 & A_1 &= -2.571 \times 10^3 & A_2 &= -7.781 \times 10^4 K^2 \\ A_3 &= 4.325 \times 10^6 K^3 & A_4 &= -1.207 \times 10^8 K^4 & A_5 &= 1.350 \times 10^9 K^5 \end{aligned}$$

La revue de Fray & Schmitt (2009) regroupe les lois de pression de vapeur saturante pour une grande partie des espèces chimiques à l'état de glace/gaz dans le système solaire, Fig. 1.20.

La température de condensation du CO₂ sera ainsi majoritairement déterminée par la topographie. Mais certains effets météorologiques peuvent influencer significativement comme les ondes de gravité ou le cycle de pression saisonnier.

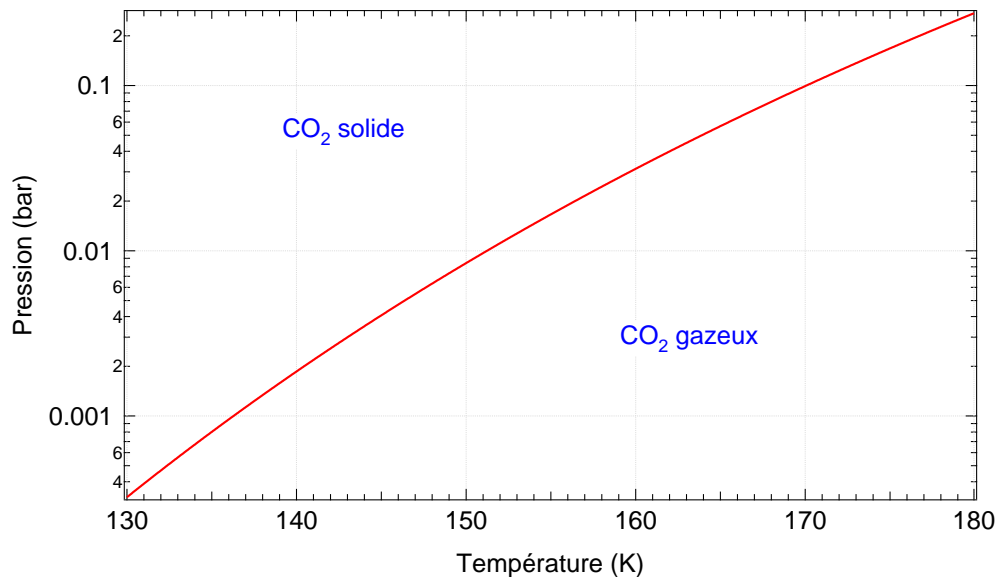


FIGURE 1.19 – Diagramme de phase du CO₂. La courbe rouge représente la loi de vapeur saturante et sépare les phases gazeuse et solide de la molécule. Ce diagramme indique le domaine de stabilité de la glace de CO₂ pour différents couples de température et de pression. Exemple : pour 170 K, le CO₂ sera en phase gazeuse tant que la pression ne dépassera pas 0.1 bar. De la même manière, pour une pression de 0.1 bar de CO₂, celui-ci sera en phase solide tant que la température ne dépassera pas 170 K.

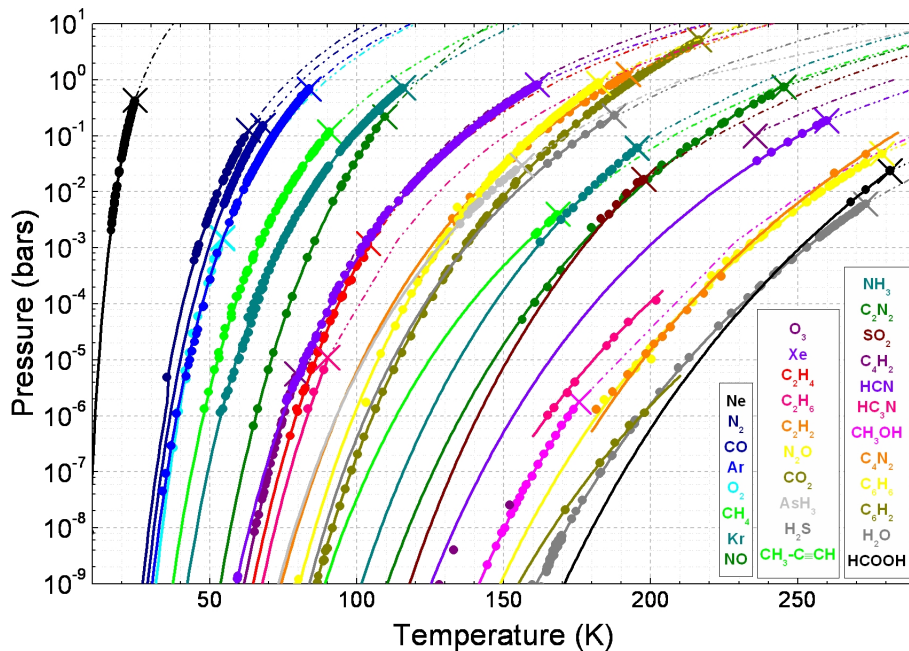


FIGURE 1.20 – Courbes de vapeur de pression saturante pour 30 espèces chimiques regroupées dans Fray & Schmitt (2009). La courbe du CO₂ est représentée ainsi que celle de l'eau.

Géométrie de dépôt

La phase de condensation des dépôts saisonniers se déroule de façon symétrique, aussi bien dans l'hémisphère nord que sud (Giuranna *et al.* (2007); Titus (2005); Titus (2009)). L'observation de la croissance des dépôts saisonniers se révèle quasi-impossible pour les spectro-imageurs, car la majorité de celle-ci se déroule dans la nuit polaire et les observations sont majoritairement réalisées dans l'infrarouge thermique. Cependant, une partie de la condensation se réalise en avance de la nuit polaire sur quelques degrés de latitude (Brown *et al.*, 2010). Les dépôts saisonniers nord atteignent une latitude maximale de 53° N entre les $L_s = 270 - 300^\circ$ (Kieffer & Titus, 2001) et les dépôts saisonniers sud atteignent une latitude maximale de 40° S entre les $L_s = 70 - 90^\circ$, allant même jusqu'à condenser au fond des cratères d'Hellas et d'Argyre à 30° S de latitude. La plus grande extension des dépôts saisonniers sud est due à l'excentricité de l'orbite martienne (Tab. 1.2), qui entraîne un hiver plus long dans l'hémisphère sud.

1.3.1.2 Formation : glace polycristalline ou neige de CO_2 ?

Il y a deux façons principales par lesquelles le CO_2 doit arriver à la surface : la condensation directe et les chutes de neige. Les deux phénomènes ont principalement été observés de façon indirecte, car ils se déroulent principalement pendant la nuit polaire.

Le moyen majoritaire de condensation du CO_2 à la surface produit une couche de glace compacte et transparente. La transparence de la couche est à l'origine des différentes mesures de grands parcours optiques ayant été réalisées dans le proche infrarouge et l'infrarouge moyen avec les spectromètres OMEGA, CRISM et TES ont suggérés des parcours optiques centimétriques à déci-centimétriques dans la glace via les modélisations en transfert radiatif (Kieffer (1970a); Larson & Fink (1972); Calvin (1990); Langevin *et al.* (2006); Brown *et al.* (2010); Appéré *et al.* (2011)).

Dans les années 1970, les sondes Mariner et Viking observèrent des zones de 'points froids' dans les dépôts saisonniers martiens. Ces zones sont appelées comme ça car elles montrent des températures de brillance inférieures à celles attendues comme limite pour la sublimation de la glace de CO_2 : 135 K au lieu de 145 -148 K. Trois hypothèses furent proposées pour expliquer ces zones de point froid : 1) des nuages de CO_2 à haute altitude (Hunt, 1980), 2) des dépôts de givre de CO_2 relativement fins en surface (Ditteon & Kieffer, 1979) ou 3) des zones de pression partielles de CO_2 anormalement basses causant des températures de sublimation plus basses que prévu (Kieffer *et al.*, 1977). La dernière des trois hypothèses a été la première à être éliminée, en raison de contraintes de stabilité (Hess, 1979). Un enrichissement en gaz non condensables durant la nuit polaire aurait pu amener à une modification de la température de condensation du CO_2 (Sprague *et al.* (2004); Sprague *et al.* (2007); Prettyman *et al.* (2009)), mais cet enrichissement peut, au mieux, amener à une baisse de la température de sublimation de seulement 2 K. Aujourd'hui, les points froids sont donc vus comme le résultat d'une combinaison entre les phénomènes de précipitation de neige de CO_2 à la surface et de formation de nuages de CO_2 dans l'atmosphère. La précipitation de neige de CO_2 à la surface (ou la création de neige de CO_2 dans l'atmosphère) entraîne une baisse d'émissivité et donc une baisse de la température de brillance de la surface martienne. Les points froids semblent être, dans leur majorité non liés à la topographie et semblent durer plus longtemps au sud qu'au nord (Cornwall & Titus, 2010).

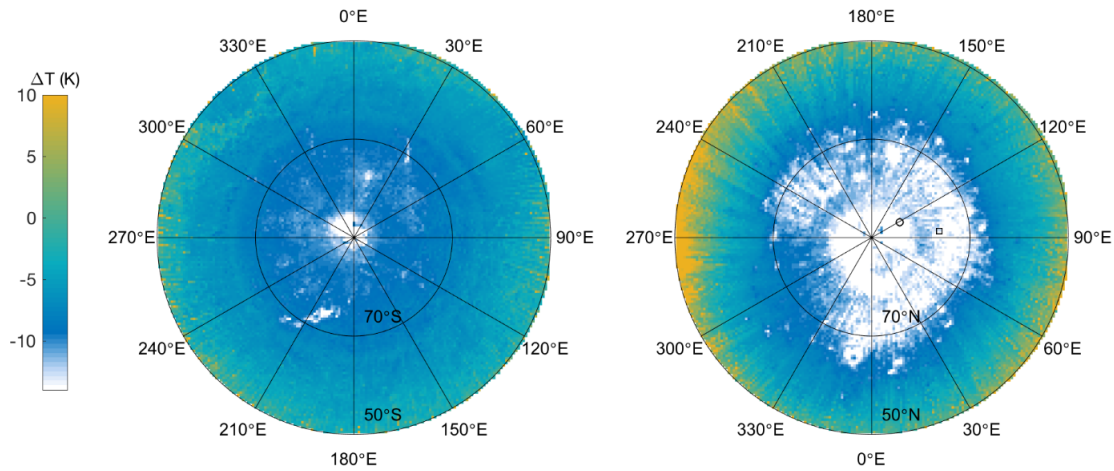


FIGURE 1.21 – Carte de fréquence d’épisodes neigeux durant la nuit polaire basée sur la différence de température de brillance observée par MCS à $32 \mu\text{m}$ avec à la température de condensation du CO_2 sur trois années martiennes (29 - 31) pour l’hémisphère sud (à gauche) et l’hémisphère nord (à droite). D’après (Hayne *et al.*, 2016).

Est-ce que les chutes de neige représentent un fort pourcentage de la construction des dépôts saisonniers ? À l’heure actuelle, les différentes études sur l’impact des chutes de neige de CO_2 indiquent qu’elles agissent probablement comme un phénomène mineur dans la construction des dépôts saisonniers martiens, et que seulement 10 % du volume des dépôts saisonniers pourrait être lié à des chutes de neige. Ces résultats ont été confirmés par des observations satellitaires des calottes ((Kieffer & Titus, 2001) ; Hayne *et al.* (2014)) ainsi que par les modèles de climat (Colaprete *et al.*, 2005). L’étude de ces chutes se base sur les points froids comme vu précédemment (Forget *et al.*, 1995), (Kieffer & Titus, 2001), mais également sur des echos MOLA à une altitude anormalement élevée (Zuber *et al.*, 1998). En 2012, (Hayne *et al.*, 2014) ont utilisé les données de l’instrument MCS sur MRO pour mettre en évidence ces chutes de neige dans la nuit polaire. Les tailles de grains avec lesquelles le CO_2 peut précipiter sont variables : de 10 à 100 μm en général. Dans certaines configurations de la nuit polaire martienne, (Colaprete & Toon, 2002) ont montré qu’une taille de grain de 400 μm est atteignable entre 0 et 10 km lorsque des ondes de gravité rencontrent de la topographie. C’est un phénomène qui doit être marginal, surtout dans les régions polaires nord qui sont assez plates. Au final, les estimations pour la contribution de chutes de neige à la construction des dépôts saisonniers sont généralement entre 10 et 20% (Titus *et al.* (2001) ; Hayne *et al.* (2014)). Dans tous les cas, un dépôt de neige de CO_2 à la surface serait suivi d’un **métamorphisme** rapide vers un état compact et polycristalin. Le métamorphisme désigne l’ensemble des processus par lesquels un corps va minimiser son énergie de surface : la densification et l’augmentation de la taille des cristaux. La couche de neige va ainsi tendre à réduire sa surface à travers un processus de croissance granulaire et de densification. Ces processus sont rendus possible par ce que l’on appelle le **frittage**. La Fig. 1.22 résume l’ensemble des processus du métamorphisme menant d’une couche de neige à une couche compacte polycristalline. Eluszkiewicz (1993) a calculé les effets d’un tel métamorphisme pour d’éventuelles précipitations neigeuses de CO_2 au niveau de la nuit polaire martienne, Fig. 1.23. Les modèles prédisent ainsi une échelle de temps typique de 100 jours nécessaire à la densification d’une couche de neige de CO_2 dont la granulométrie

serait de $10\ \mu\text{m}$. À l'échelle d'une saison martienne, le métamorphisme de la neige de CO_2 a lieu, et c'est ce phénomène qui peut expliquer l'apparition puis la disparition des zones de points froids.

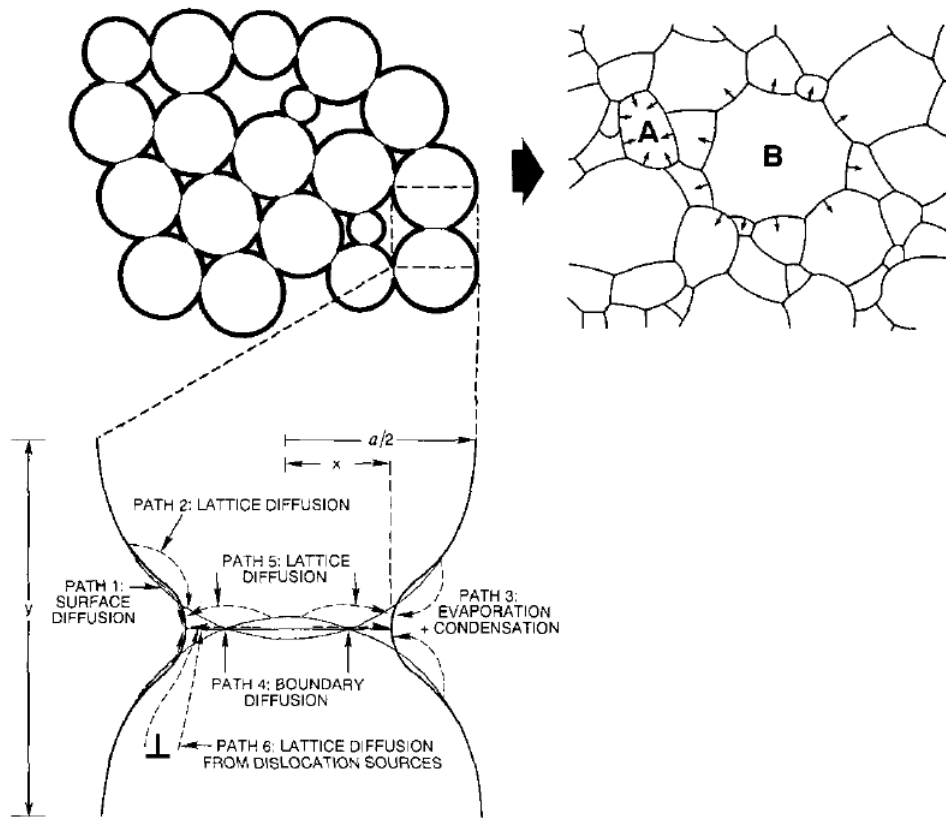


FIGURE 1.22 – En haut à gauche : ensemble de particules sphériques de glace (neige) suite à leur déposition en surface. En haut à droite : la neige est métamorphosée en une couche compacte et polycristalline où la croissance des grains est encore possible via la migration des joints de grains. Le schéma du bas représente l'ensemble des processus physiques participant au processus de frittage. Ces processus réduisent la distance y entre les grains, augmentent la zone de jonction x entre les grains et font croître les grains. Le métamorphisme désigne l'ensemble des processus de densification et de croissance cristalline. D'après (Eluszkiewicz, 1993).

Cependant, le dépôt à la surface d'une couche de glace polycristalline, et par conséquent compacte et transparente, est un phénomène assez difficile à appréhender pour une partie de la communauté, et ce, pour deux raisons. La première, c'est que l'on retrouve très peu cette texture pour la glace d'eau à la surface de la Terre, essentiellement à la surface de l'eau des lacs lorsqu'ils gèlent. Intuitivement, on a tendance à associer la précipitation de la glace de CO_2 avec de la neige, ce qui est encouragé par la précipitation de glace d'eau sur Mars de la même façon que sur Terre, c'est à dire sous forme de neige et de givre. Un amalgame est alors parfois réalisé avec la glace de CO_2 son mode de déposition est considéré comme identique. Le second élément vient des observations printanières des dépôts saisonniers qui les montrent souvent déjà blanchis ou avec une texture ayant déjà évoluée. La couche de dépôts saisonniers n'apparaît donc plus aussi transparente qu'au début du printemps et il est logique de conclure à une texture neigeuse du dépôt au regard de son albédo.

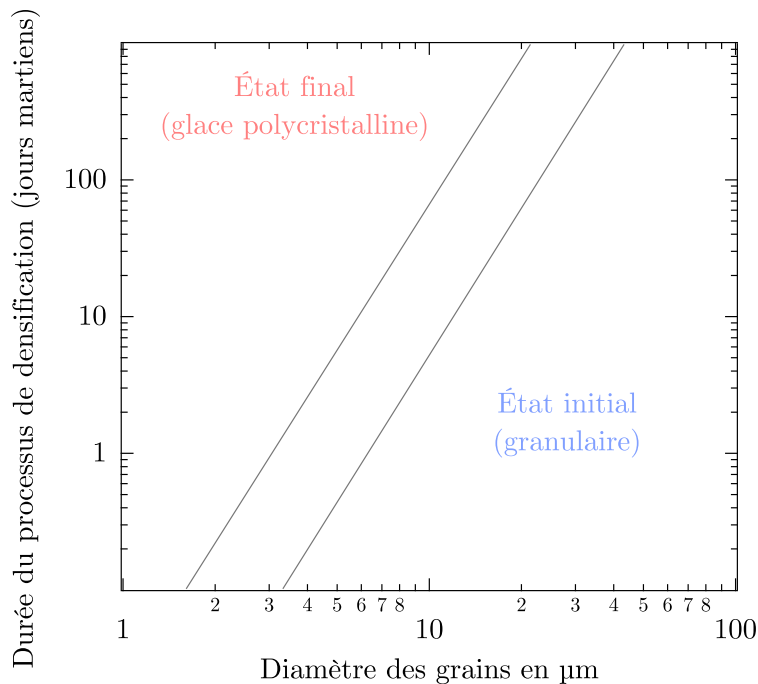


FIGURE 1.23 – Temps caractéristique de densification d’une couche de glace de CO_2 granulaire, dont les grains sont sphériques, en une couche de glace polycristalline en fonction de la taille initiale des grains de CO_2 . D’après Eluszkiewicz (1993).

1.3.1.3 Masse et épaisseur des dépôts

Plusieurs techniques ont été employées pour calculer l’épaisseur ou la masse des dépôts saisonniers :

Déformation du géoïde - La glace de CO_2 condensant à la surface modifie localement le champ de gravité martien et rajoutant localement de la masse. Ces déformations saisonnières de masse ont été mesurées par la sonde Mars Global Surveyor. La mesure des coefficients du champ de gravité permet de déduire la masse totale des dépôts au sol (Smith *et al.* (2001a); Yoder *et al.* (2003); Karatekin *et al.* (2006); Smith *et al.* (2009a)). La répétabilité des mesures de la sonde MGS pendant 4 ans ont même permis à Smith *et al.* (2009a) de conclure à une très faible variabilité positive de masse pour la masse de la calotte polaire nord et une faible variabilité négative pour la calotte polaire sud, en accord avec l’agrandissement des formes de gruyère suisse.

Flux de neutrons et flux de rayons gamma - En mesurant la variation du flux de neutrons et de photons gamma de la surface on obtient une estimation de la masse de glace condensée par unité de surface ou une densité de la colonne. La masse totale des dépôts est ensuite calculée à partir de la surface qu’ils recouvrent. Prettyman *et al.* (2009) rapportent des densités de colonne de glace de CO_2 de 72 g.cm^{-2} pour l’hémisphère Nord et 95 g.cm^{-2} pour l’hémisphère sud.

Altimétrie laser - L'altimètre laser MOLA a cartographié la surface de Mars entre septembre 1997 et novembre 2006 avec une précision horizontale de quelques centaines de mètres et une précision verticale meilleure que celle du mètre. Il est donc possible de cartographier les changements de surface à moins d'un mètre près. Aux hautes latitudes, ces changements de surface sont principalement provoqués par la déposition puis la sublimation des dépôts saisonniers. Smith *et al.* (2001b) a utilisé cette propriété pour mesurer l'épaisseur des dépôts à l'aide de MOLA. L'épaisseur des dépôts mesurée est d'un mètre dans les régions polaires avec des maxima à deux mètres. Aharonson *et al.* (2004) a également utilisé ces données pour trouver des valeurs d'épaisseur de 1.5 m dans l'hémisphère Nord et 2 m dans l'hémisphère sud. Combiné aux mesures de masse, on peut dériver une densité pour les dépôts saisonniers. Les densités calculées varient énormément suivant les auteurs : $0.910 \pm 0.230 \text{ g.cm}^{-3}$ pour Smith *et al.* (2001b), 0.5 g.cm^{-3} pour Aharonson *et al.* (2004).

1.3.2 Récession

Si la formation des dépôts saisonniers martiens tend à être symétrique pour les hémisphères nord et sud de Mars, la récession des dépôts saisonniers sud est asymétrique. La limite des dépôts saisonniers est indiquée par ce que l'on appelle la **date CROCUS**. Cet acronyme signifie *Cap Recession indicate CO₂ has Ultimately Sublimated*. Elle correspond à la Ls du point d'inflexion de la courbe de température de surface en fonction du temps, ajustée par une fonction arctangente (Kieffer *et al.*, 2000).

Lors du retrait des dépôts saisonniers, l'albédo de ceux-ci augmente. Je décrirai en détail ce processus et les hypothèses proposées pour l'expliquer dans la section 5.16.

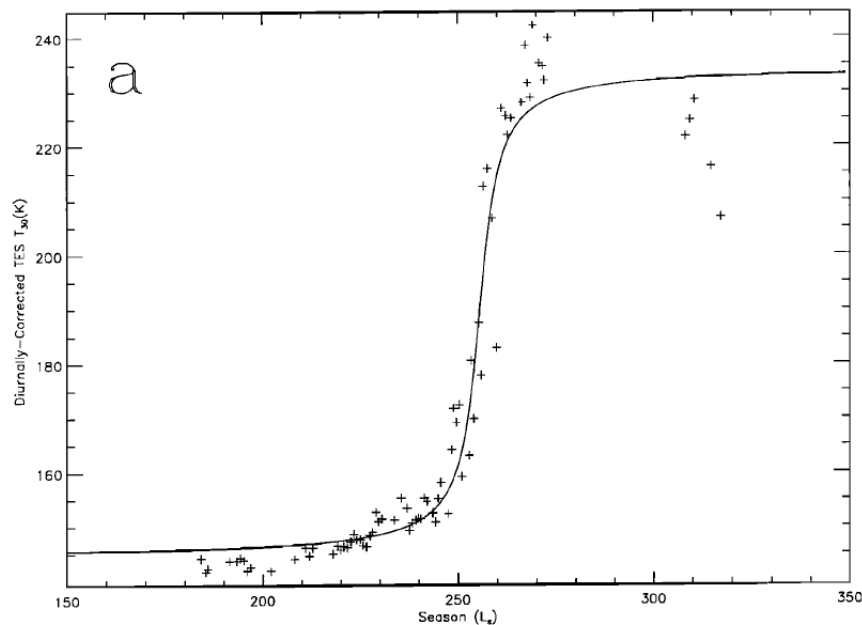


FIGURE 1.24 – Définition de la date CROCUS : la ligne correspond à l'évolution de la température de surface (pour les dépôts saisonniers de l'hémisphère sud) et le point d'inflexion de cette courbe représente la date CROCUS. D'après Kieffer *et al.* (2000).

1.3.2.1 Au Nord

La récession des dépôts saisonniers nord est assez symétrique (James & Cantor, 2001). De petites irrégularités topographiques provoquent toutefois deux asymétries : une de ces asymétries est localisée entre 300° E et 30° E . À cet endroit, la glace persiste systématiquement plus longtemps qu'ailleurs. La raison de cette persistance se retrouve dans une topographie inférieure à la moyenne régionale d'Utopia Planitia, entraînant une pression atmosphérique plus forte et donc une température de sublimation plus élevée. Entre 240° E et 270° E , la glace disparaît un peu prématurément pour l'exacte raison inverse : une topographie plus élevée localement amène à une température de sublimation plus faible de la glace de CO_2 . La Fig. 1.27 présente un extrait de la récession des dépôts saisonniers sud observés par le spectro-imageur OMEGA.

L'anneau de glace d'eau

La particularité de l'hémisphère nord est d'être plus riche en vapeur d'eau que l'hémisphère sud (voir section 1.1.5). Les dépôts saisonniers montrent donc une contamination en glace d'eau plus importante que les dépôts saisonniers sud. Lors de la phase de sublimation des dépôts, on va avoir la mise en place d'un anneau de glace d'eau qui a été mis en évidence la première fois par les données TES dans les gammes visibles et infrarouge thermique Kieffer & Titus (2001), puis par l'instrument OMEGA au début de la mission Mars Express (Schmitt *et al.* (2005); Bibring *et al.* (2005)). La Fig. 1.26 présente la détection de l'anneau de glace d'eau à partir des données TES et des données OMEGA. Cet anneau de glace d'eau a une très grande importance pour le cycle de l'eau pendant le printemps de l'hémisphère nord en contrôlant la répartition spatiale de l'eau et la façon dont cette eau est acheminée, par un cycle de sublimation/condensation sur la glace de CO_2 par mécanisme de piège froid jusqu'à la calotte polaire permanente.

1.3.2.2 Au Sud

La Fig. 1.27 présente un extrait de la récession des dépôts saisonniers sud observés par le spectro-imageur OMEGA. La profondeur de bande de la glace d'eau est bien inférieure aux mesures réalisées sur les dépôts saisonniers nord, Fig. 1.25. La réflectance des dépôts saisonniers augmente encore plus fortement que pour les dépôts saisonniers nord et peut atteindre 100 % dans certains endroits (Pommerol *et al.* , 2011). Le recul des dépôts saisonniers est symétrique jusqu'à $L_s = 235^\circ$, puis asymétrique : la récession est plus rapide pour le secteur cryptique de la calotte. Ce recul plus rapide a été attribué à l'albédo plus sombre de la région cryptique (Schmidt *et al.* , 2009).

1.3.2.3 Les régions cryptiques

Les régions cryptiques martiennes sont des zones qui restent sombres durant le retrait des dépôts saisonniers alors que la majorité de la surface couverte par les dépôts saisonniers s'éclaircit de façon importante, Fig. 1.28. La région cryptique la plus caractéristique se situe dans les dépôts saisonniers sud et elle fut observée pour la première fois en 2000. Les dépôts saisonniers Nord ont également leur région cryptique qui est située au niveau de la zone circum calotte sur l'erg des dunes polaires.

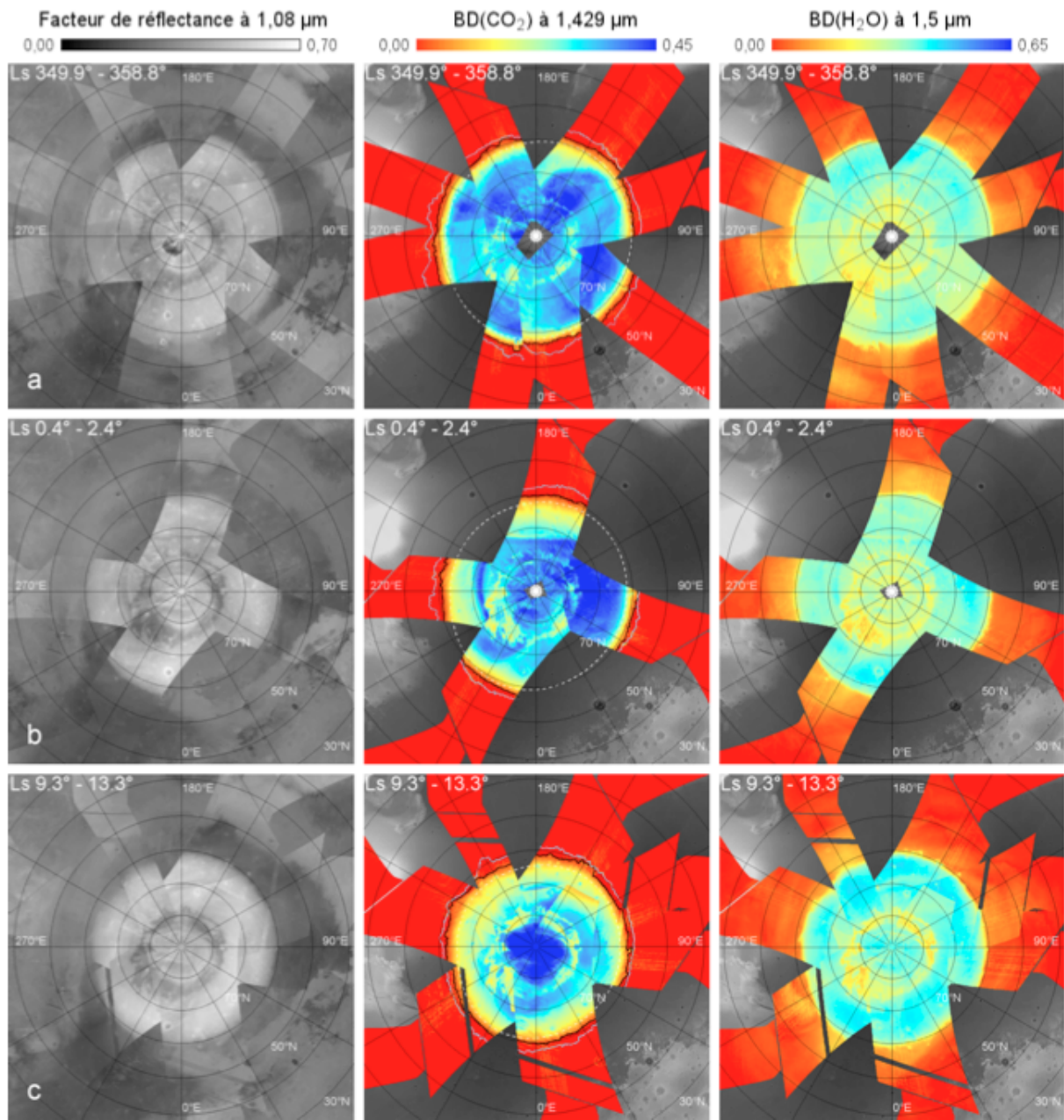


FIGURE 1.25 – Extrait de la récession des dépôts saisonniers nord observée à l'aide de mosaïques OMEGA du facteur de réflectance à $1.08 \mu\text{m}$, de la profondeur de la glace de CO_2 à $1.43 \mu\text{m}$ et de la profondeur de glace d'eau à $1.5 \mu\text{m}$ pour les dépôts saisonniers nord au tout début du printemps $\text{Ls} = 349.9^\circ - 13.3^\circ$. D'après Appéré *et al.* (2011).

Les régions cryptiques ont les propriétés optiques de la poussière mais sont recouvertes par la glace de CO_2 , comme l'attestent les mesures de température à la surface. L'albédo de ces zones va rester constant au cours du printemps et ne va pas suivre la tendance générale des dépôts saisonniers, qui ont un albédo qui augmente au cours du printemps (voir section suivante). De plus, la signature de la glace de CO_2 de ces régions indiquent des profondeurs de bandes qui sont plus faibles que celles de glace polycristalline propre qui serait déposée sur le substrat minéral. Des modélisations numériques ont permis de

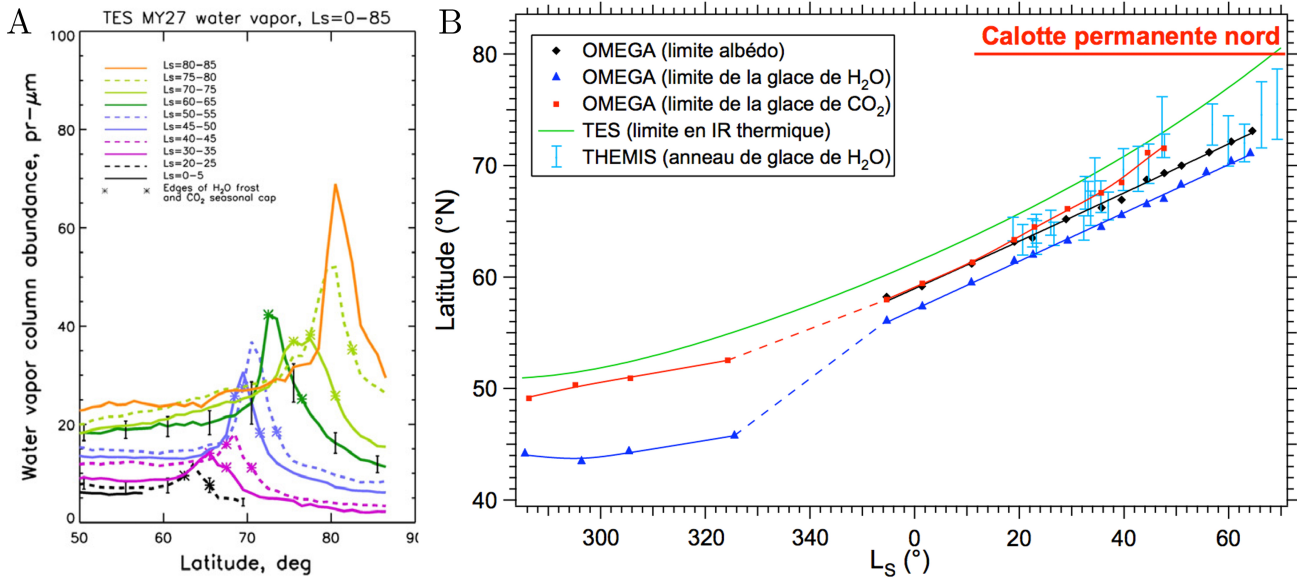


FIGURE 1.26 – Mise en évidence de la présence printanière d’un anneau de glace d’eau pour les dépôts saisonniers de l’hémisphère nord à l’aide des données TES et OMEGA. A) Moyennes longitudinales de la densité de colonne de vapeur d’eau déterminées à l’aide de l’instrument TES, d’après Pankine *et al.* (2010) et B) moyennes longitudinales de l’albédo, du critère de bande à $1.43 \mu\text{m}$ de la glace de CO₂ et du critère de bande à $1.5 \mu\text{m}$ de la glace d’eau définis à partir des données OMEGA, d’après Appéré (2012).

reproduire les spectres de la région cryptique par une couche de glace polycristalline de CO₂ qui serait contaminée dans sa partie supérieure par une proportion importante de poussière (7 % en masse) et un peu de glace d’eau (0.4 % en masse) (Langevin *et al.*, 2006). Ces modélisations confirment les propositions faites par Kieffer (2000). La poussière qui se dépose dans la partie supérieure de la couche de glace de CO₂ est amenée en surface par des processus de jets de poussière, dont le mécanisme sera décrit dans la section 1.5.1.

1.3.2.4 La remontée d’albédo des dépôts saisonniers

Un des phénomènes les plus visibles lors du retrait des dépôts saisonniers est la remontée de leur albédo au cours du printemps. Ce phénomène est bien documenté et observé depuis longtemps (Paige (1985); Cantor *et al.* (1998); Kieffer *et al.* (2000); Kieffer & Titus (2001); James & Cantor (2001); James *et al.* (2001); Langevin *et al.* (2007); Brown *et al.* (2010); Pommerol *et al.* (2011); Appéré *et al.* (2011)). Au fur et à mesure de la progression du printemps martien, les dépôts deviennent de plus en plus blancs, Fig. 1.29. Cette remontée d’albédo peut être très importante (jusqu’à 100 % dans certains endroits!) et est plus importante pour les dépôts saisonniers de l’hémisphère sud que ceux de l’hémisphère nord. Même si le phénomène est très bien documenté, la raison précise de cette augmentation est largement débattue, probablement par la superposition de processus microphysiques ayant lieu en même temps, et qu’il est difficile de discerner. Je vais présenter l’ensemble de ces théories et décrire pour chacune d’entre elles les avantages et inconvénients. On peut découper les différentes hypothèses de remontée d’albédo en trois catégories.

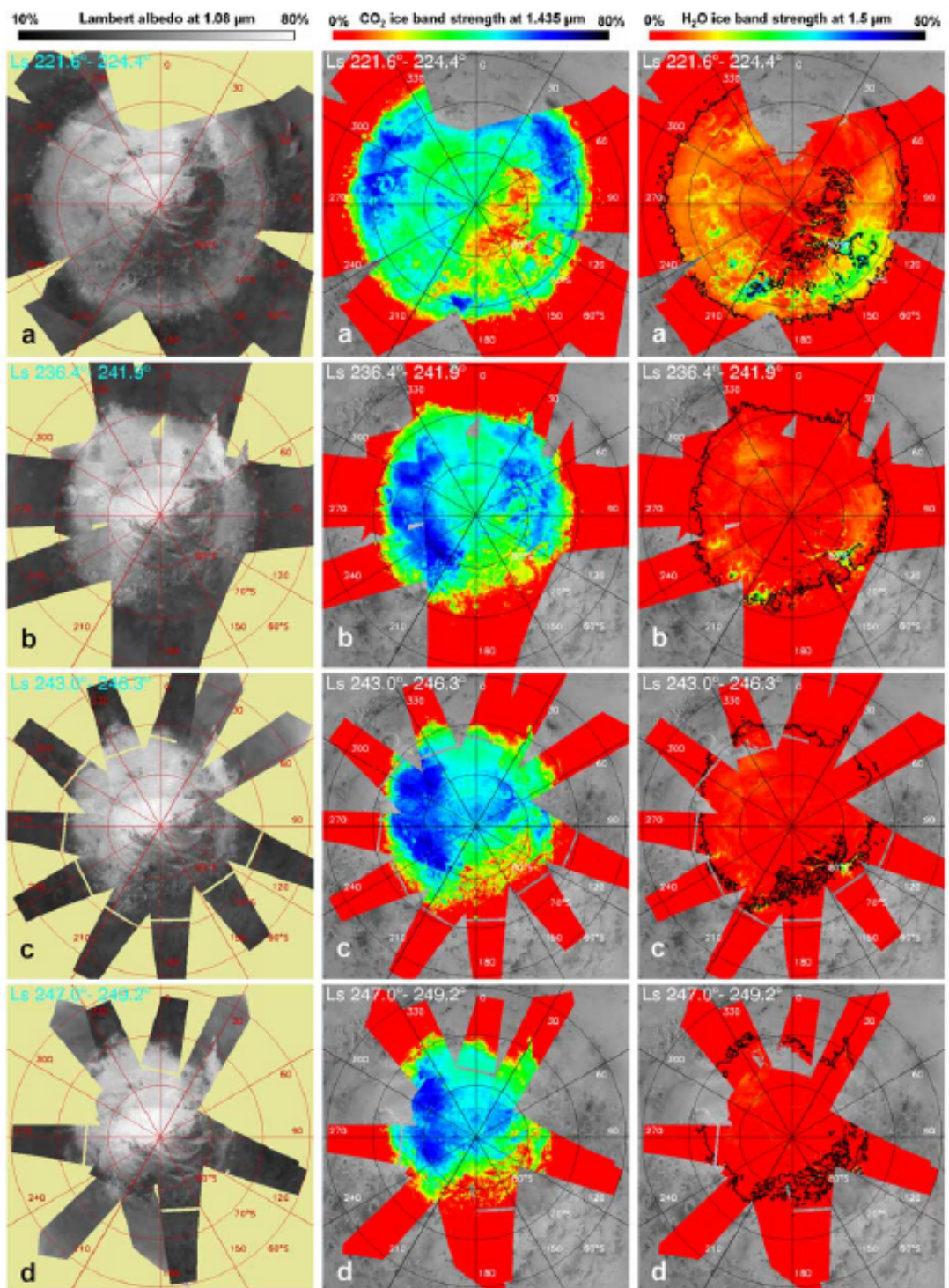


FIGURE 1.27 – Extrait de la récession des dépôts saisonniers sud mosaïques OMEGA du facteur de réflectance à $1.08 \mu\text{m}$, de la profondeur de la glace de CO_2 à $1.43 \mu\text{m}$ et de la profondeur de glace d'eau à $1.5 \mu\text{m}$ pour les dépôts saisonniers nord au tout début du printemps $\text{Ls} = 349.9^\circ - 13.3^\circ$. D'après Langevin *et al.* (2007).

Le rôle de la poussière

L'influence spectroscopique de la poussière est important, et sa position par rapport à la

Dépôts saisonniers nord, $L_s = 38^\circ$ Dépôts saisonniers sud, $L_s = 217^\circ$

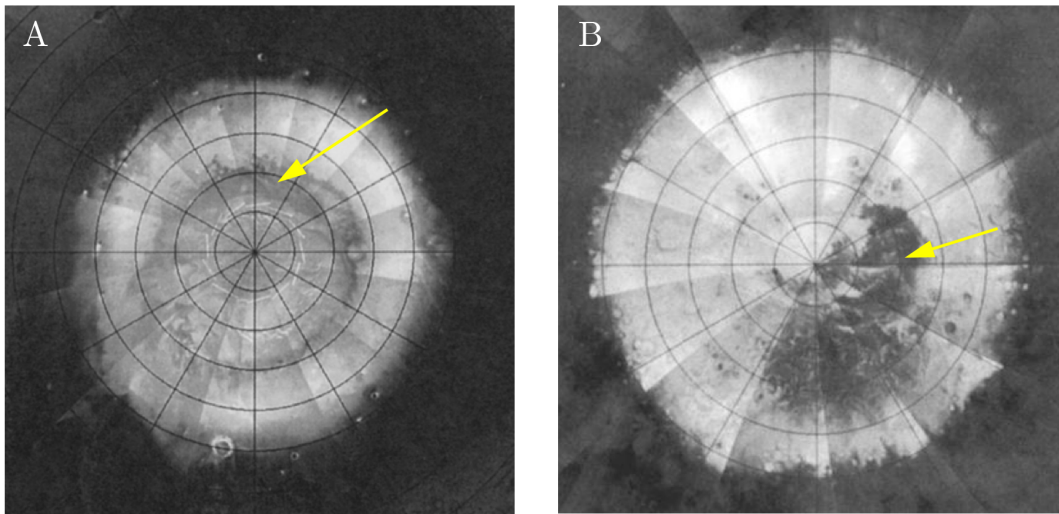


FIGURE 1.28 – Mosaïques de photographies MOC des dépôts saisonniers nord (A) et sud (B), acquises durant le printemps entre $60^\circ - 90^\circ$ de latitude (d’après James & Cantor (2001) et James *et al.* (2001)). Ces mosaïques permettent de voir l’étendue des régions cryptiques nord et sud, caractérisées par leur faible albédo (flèches jaunes).

couche de glace de CO_2 (au dessus, dessous ou en volume) est très importante. Un possible nettoyage de la poussière recouvrant la glace de CO_2 ou dans son volume a été proposé comme mécanisme pour augmenter l’albédo des dépôts saisonniers. Le nettoyage de la poussière peut s’effectuer selon différentes manières. La première propose une sédimentation de la poussière au sein de la couche de glace par absorption des rayons solaires et sublimation locale de la glace de CO_2 Portyankina *et al.* (2010). La deuxième hypothèse propose l’éjection de la poussière qui serait proche de la limite supérieure de la glace de CO_2 par sublimation locale de la glace de CO_2 jusqu’à ce que la particule de poussière soit éjectée de la glace par la suppression de CO_2 créé, pour être ensuite balayée par les vents Cantor *et al.* (1998). Un des argument en faveur de cette théorie est l’apparition de tempêtes de poussières émanant de la calotte polaire (voir Haberle *et al.* (1979)). Toutefois, dans la mesure où la glace de CO_2 à une texture polycristalline, donc transparente, la différence d’albédo entre la poussière du régolithe et la poussière recouverte de glace de CO_2 doit être très faible. Un bon exemple de ce fait est apporté par l’observation spectroscopique de glace polycristalline au milieu de l’hiver par Langevin *et al.* (2006) où la réflectance dans le continuum est plus faible (de 60 %) que les spectres de glace polycristalline de la région cryptique, recouverte de poussière. Le nettoyage de la poussière des dépôts saisonniers paraît donc difficilement pouvoir expliquer la forte remontée d’albédo.

Le rôle de la glace d’eau

La glace d’eau, lorsque les dépôts saisonniers se subliment au printemps, se ségrègue en surface de la glace de CO_2 . De plus, la condensation de vapeur d’eau atmosphérique amènerait à la création de grains d’eau, très fins, qui feraient augmenter l’albédo des dépôts saisonniers. Cet argument est également invoqué par Cantor *et al.* (1998). On peut déjà contrer cette théorie avec deux arguments. Le premier, c’est que l’hémisphère sud est beau-

coup plus pauvre en eau que l'hémisphère Nord. Cela se traduit par l'absence d'anneau d'eau au printemps. La vapeur d'eau disponible dans l'hémisphère sud se sublime dans Hellas Planitia, où elle condense en hiver, et se recondense sur les dépôts saisonniers après sa sublimation au printemps. Cette recondensation est très précoce pour les dépôts saisonniers sud et la décroissance de la profondeur des bandes de l'eau durant l'augmentation de la réflectance exclu cette possibilité Pommerol *et al.* (2011). Dans le cadre de l'hémisphère nord, Appéré *et al.* (2011) a montré que la taille apparente des grains d'eau composant la couche d'eau en surface des dépôts saisonniers augmente au fur et à mesure du printemps, ce qui traduit une augmentation de la proportion de gros grains d'eau provenant du volume des dépôts à l'intérieur de la couche. L'eau apparaît donc comme un mauvais candidat pour l'hémisphère sud et comme un candidat probable pour les dépôts de l'hémisphère nord.

Les processus mécaniques

Titus *et al.* (2001) propose d'expliquer cette augmentation par la désintégration et la fracturation du slab lors de la sublimation de celui-ci. On passerait ainsi d'une texture polycristalline de la glace à une texture granulaire, beaucoup plus diffusant. Langevin *et al.* (2007) invoque également l'argument de la diminution de la taille des grains de CO₂ pour l'augmentation de l'albédo. Pommerol *et al.* (2011) indique que ce processus est peu vraisemblable (pour les dépôts de l'hémisphère sud) dans la mesure où la profondeur de bande de la glace de CO₂ augmente de façon synchrone avec l'augmentation de l'albédo, exactement l'inverse de ce que la diminution d'une taille de grain provoquerait. Cependant, une diminution de la taille des grains synchrone du nettoyage de la poussière dans la partie supérieure de la couche de glace de CO₂ pourrait permettre de réconcilier les deux hypothèses. La fracturation mécanique de la glace polycristalline a été observée (Pommerol *et al.* (2011) ; Pilorget & Forget (2016)) mais son impact spectroscopique est fortement lié à la photométrie et est prépondérant pour des angles d'incidence importants, car la fracturation de la glace est verticale. Au fur et à mesure que l'angle d'incidence solaire augmente au dessus des dépôts saisonniers martiens, cette contribution photométrique devrait diminuer.

Il est très difficile de pouvoir trancher entre ces différents processus, car il est probable que ce ne soit pas le même à l'oeuvre sur la calotte polaire Nord et la calotte polaire sud. Il est crucial de chercher à la comprendre car cette remontée d'albédo a un impact important sur le climat martien, en changeant l'émissivité globale. Ce paramètre est très important pour la paramétrisation des modèles de climat et il est crucial d'essayer de comprendre les mécanismes l'actionnant. En effet, dans les modèles GCM, l'albédo de la glace de CO₂ est généralement un paramètre mal contraint et un paramétrage empirique mais non physique peut être utilisé pour reproduire correctement le cycle de pression martienne avec les données mesurées in situ (Hourdin *et al.* , 1995).

1.3.2.5 Stratigraphie et ségrégation spatiale

La chronologie de condensation des volatils H₂O/CO₂ et la présence de contaminants dans la glace polycristalline de CO₂ amènent à la création d'un véritable mille feuilles au cours du dépôt des volatils à la surface puis de leur sublimation. La complexité de cette stratification spatiale est augmentée par la présence de poussière.

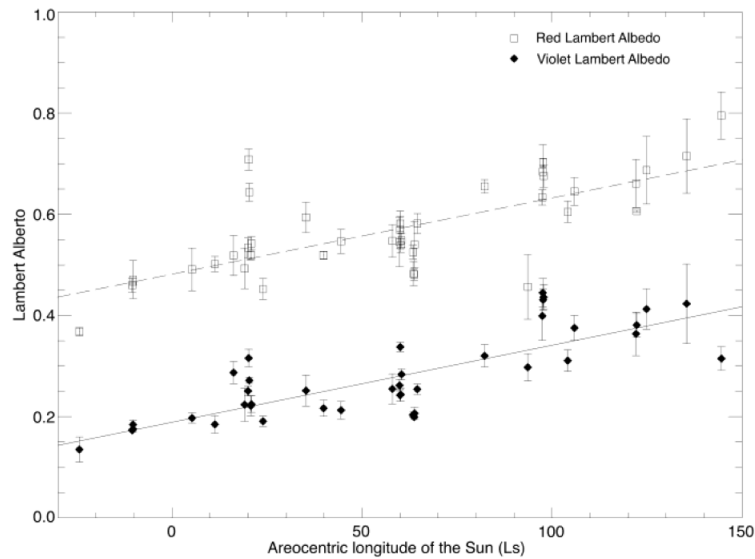


FIGURE 1.29 – Mesures de l’albédo de la calotte polaire Nord à l’aide du télescope Hubble en fonction du temps. L’intervalle de Ls 0 - 150° englobe quasiment toute la période de récession des dépôts saisonniers. La remontée de l’albédo pendant cette période est bien visible et peut atteindre 60%! D’après Cantor *et al.* (1998).

La poussière

La poussière, et plus particulièrement dans les régions cryptiques, semble contaminer très précocement la couche de glace de CO₂ dans sa partie supérieure au début du printemps (Langevin *et al.* (2006); Pommerol *et al.* (2011)). Cette contamination s’explique par un ensemble de processus que je décrirai en section 1.5. Pour la fraction de cette poussière qui serait contenue dans le volume de la couche de glace de CO₂, plusieurs hypothèses proposent soit une stratification vers le bas ou vers le haut en fonction des processus microphysiques détaillés, voir section 5.16.

La glace d’eau

En fonction de la teneur en eau dans l’atmosphère, il peut y avoir une condensation de glace d’eau au sol, sous forme de givre, qui précède la condensation de glace de CO₂. Cette condensation de glace d’eau a notamment été observée par les atterrisseurs Viking et Phoenix ainsi que par les spectro-imageurs OMEGA et CRISM. La condensation précoce de glace d’eau à la surface de Mars a été mise en évidence par Cull *et al.* (2010a); Cull *et al.* (2010b). Une autre stratification par de la glace d’eau se met en place lors de la condensation de vapeur d’eau directement sur la glace de CO₂ sous forme de givre, phénomène ayant été observé pour l’hémisphère nord et également très bien visible dans l’hémisphère sud avec la sublimation de la glace d’eau accumulée dans Hellas Planitia durant l’hiver qui fournit beaucoup de vapeur d’eau à l’atmosphère qui vient ensuite recondenser sur la glace de CO₂ (Langevin *et al.* (2007); Pommerol *et al.* (2011)). Enfin, il semblerait que de l’eau contenue dans le volume même de la couche de glace de CO₂ s’accumule à sa surface par sublimation différentielle (Appéré, 2012). En effet, le signal spectroscopique de la glace de CO₂ des dépôts saisonniers de l’hémisphère nord disparaît au cours du printemps, alors que la signature spectroscopique de la glace d’eau augmente. La température de surface reste

pourtant contrôlée par une présence de la glace de CO_2 alors que le signal spectroscopique de celle-ci a disparu, Fig. 1.30. L'eau formerait alors une couche optiquement épaisse au dessus du CO_2 mais dont la température resterait gouvernée par la présence de glace de CO_2 par conduction thermique.

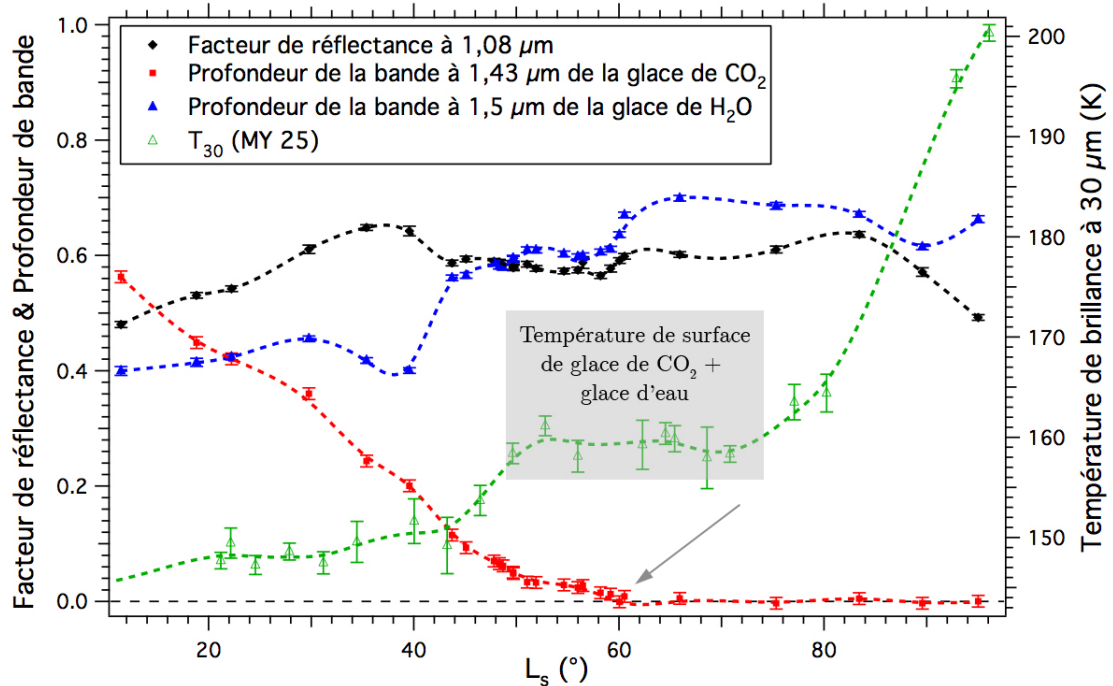


FIGURE 1.30 – Évolution temporelle du facteur de réflectance à $1.08 \mu\text{m}$ (diamants noirs), de la profondeur de la bande d'absorption à $1.43 \mu\text{m}$ de la glace de CO_2 (carrés rouges), de la profondeur de la bande d'absorption à $1.5 \mu\text{m}$ de la glace de H_2O (triangles bleus) et de la température de brillance à $30 \mu\text{m}$ (triangles verts) dans une région de 182 km^2 située au sommet du plateau de Gemina Lingula, ajustée par des fonctions spline (tirets). La disparition du signal spectroscopique de la glace de CO_2 (flèche grise) n'est pas accompagnée d'une remontée de température (carré grisé), ce qui signifie qu'elle est encore présente à la surface, probablement dissimulée sous une couche de glace d'eau. Modifiée d'après Appéré (2012).

1.4 Les modèles de climat

Pendant ma thèse j'ai utilisé le modèle de climat du LMD¹ pour obtenir différentes données de climatologie martienne : masse de CO_2 condensée en surface, masse d'eau condensée en surface, température de la surface etc ... Ces données sont disponibles via l'interface web de la *Mars Climate Database* (MCD).

Les modèles de climat sont généralement appelés **GCM** pour **Global Climate Model**. Ce sont des simulations informatiques du climat d'une planète qui essaient de reproduire les observations climatiques (teneur en vapeur d'eau dans l'atmosphère, température de la surface ...) obtenues par les mesures de l'instrumentation des sondes orbitant autour

1. Laboratoire de Météorologie Dynamique, UMR 8539, Université Pierre et Marie Curie.

de Mars, des atterrisseurs et des observations télescopiques au sol à l'aide de la physique. Je décris de façon non exhaustive l'état de la simulation des cycles du CO₂ et de l'eau sur Mars par le GCM du LMD dans les deux sections suivantes. Une troisième partie liste quelques problématiques des GCM en matière de microphysique liées aux dépôts saisonniers martiens et à la présence de glace d'eau dans le sous-sol des régions polaires.

1.4.1 Cycle du CO₂

La principale contrainte du cycle du CO₂ pour un modèle de climat est apportée par les courbes de pression acquises par les atterrisseurs Viking, Fig. 1.7. La variation de ces courbes de pression représente la quantité de glace de CO₂ condensée au sol. Une paramétrisation physique correcte du cycle de condensation/sublimation de glace de CO₂ à l'intérieur d'un modèle de climat doit donc reproduire ces courbes en ajustant les paramètres physiques des dépôts saisonniers martiens (albédo, émissivité, température). Les premiers modèles de climat réussirent à reproduire ce cycle mais la masse de CO₂ condensée à la surface était inférieure de 30 % à la surface qui condenserait si les dépôts saisonniers émettaient comme des corps noirs (Wood & Paige (1992); Pollack *et al.* (1993); Hourdin *et al.* (1993); Hourdin *et al.* (1995)). Les valeurs d'émissivité des dépôts saisonniers nécessaires pour ajuster les courbes de pression étaient alors non réalistes (0.7). Cette tendance à sur-estimer le taux de condensation du CO₂ peut s'expliquer par les zones de faibles émission thermique, la sur-estimation des températures de surface des calottes polaires ou encore la sous-estimation de l'advection de chaleur des régions polaires lors de tempêtes de poussière. La paramétrisation physique des zones de faible émission thermique et de la charge de poussière saisonnière a permis de résoudre ce problème (Forget *et al.*, 1998). La version du modèle de GCM présentée dans Forget *et al.* (1998) implémente également le mécanisme de chute de neige de CO₂ dans le processus de construction des dépôts saisonniers. La reproduction du cycle de pression mesuré par les atterrisseurs Viking est actuellement très bonne, Fig. 1.31. Des inconnues demeurent toutefois en ce qui concerne les conditions de condensation de la glace de CO₂ à la surface de Mars. Haberle *et al.* (2008) a notamment montré que la présence de glace en sous-sol est un facteur important lors de la condensation de glace de CO₂ au sol : la présence de glace d'eau dans le sous-sol augmente la conductivité thermique du sol et permet le stockage de l'énergie solaire durant l'été. La restitution de cette énergie durant l'hiver retarde la condensation de la glace de CO₂ au sol.

L'enrichissement en gaz non condensables des régions polaires, décrit en section 1.1.4, est correctement reproduit dans le GCM du LMD. Les premières modélisations ont montré que l'enrichissement des gaz non condensables dans l'hémisphère nord était bien reproduit, mais pas l'enrichissement au dessus des régions polaires sud (Forget *et al.*, 2006). Ce problème s'est avéré lié à la sur-estimation de la température atmosphérique dans la nuit polaire. Cela affaiblissait le vortex polaire et amenait à un mélange plus important des masses atmosphériques de la région polaire sud et des régions à moyennes latitudes. Ce problème a été résolu en améliorant la façon dont la masse atmosphérique est actualisée à chaque pas de temps à l'intérieur du coeur dynamique du GCM. La reproduction actuelle de l'enrichissement en gaz non condensables des régions polaires est indiquée Fig. 1.32.

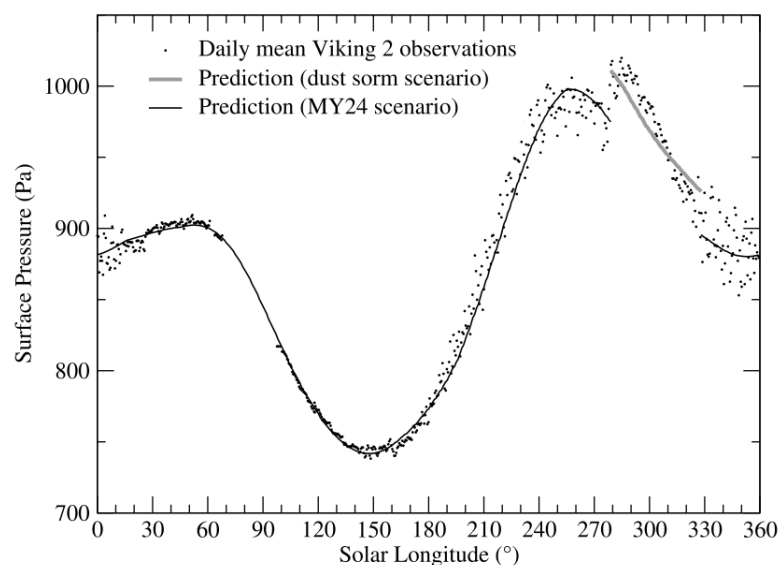


FIGURE 1.31 – Reproduction du cycle de pression atmosphérique mesuré par les atterrisseurs Viking par le GCM du LMD. Le modèle arrive également à reproduire le sursaut de pression observée entre $L_s = 270$ et 330° lié à la tempête de poussière globale de 1977 en considérant un scénario poussiéreux pour l’atmosphère. D’après Forget *et al.* (2007).

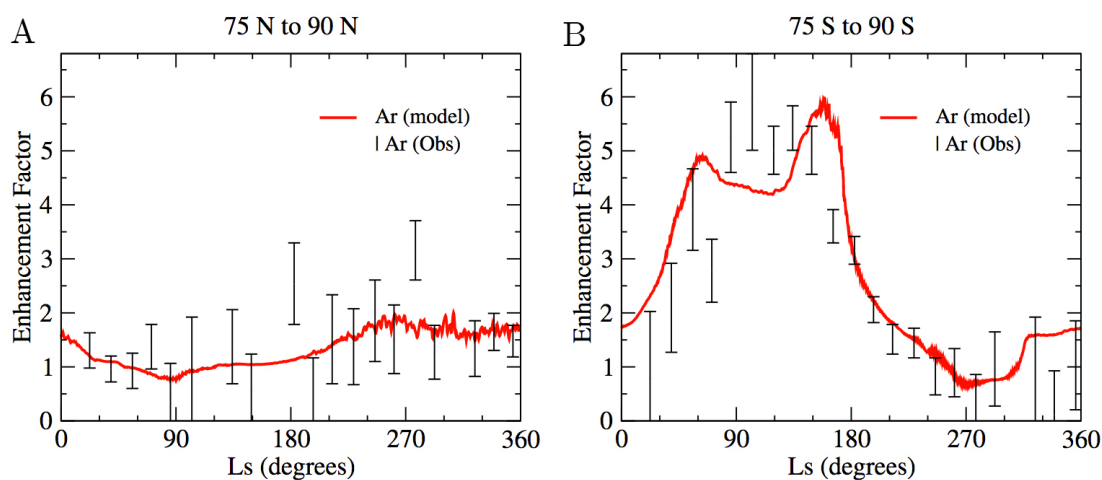


FIGURE 1.32 – Reproduction de l’enrichissement en gaz non condensables des régions polaires nord (A) et sud (B) par le GCM du LMD. D’après Forget *et al.* (2008).

1.4.2 Cycle de l’eau

Le cycle de l’eau est complexe à modéliser de par les liens de l’eau avec d’autres éléments : l’effet de la poussière, des nuages de glace d’eau Montmessin *et al.* (2004) ou des propriétés d’absorption du régolithe (Böttger *et al.*, 2005). Les récentes améliorations du GCM du LMD concernent la prise en compte des effets radiatifs des nuages de glace d’eau (Madeleine *et al.*, 2012). La prise en compte de leurs effets radiatifs dans le GCM ont réduit les écarts de température globaux entre les simulations du modèle et les observations au printemps et été de l’hémisphère nord. Ensuite, il a été amélioré avec une gestion de la microphysique des nuages de glace d’eau (Navarro *et al.*, 2014). La Fig. 1.33 présente

la reproduction actuelle du cycle de l'eau par le GCM du LMD. La simulation est stable après que le cycle d'eau se soit répété sur 20 années martiennes. La simulation reproduit très bien les données observationnelles, excepté pour l'intensité du pic de sublimation de glace d'eau de l'hémisphère nord qui est 30% trop importante et la quantité de vapeur d'eau dans les régions tropicales de l'hémisphère nord après $L_s = 180^\circ$ qui est trop faible dans les simulations du GCM.

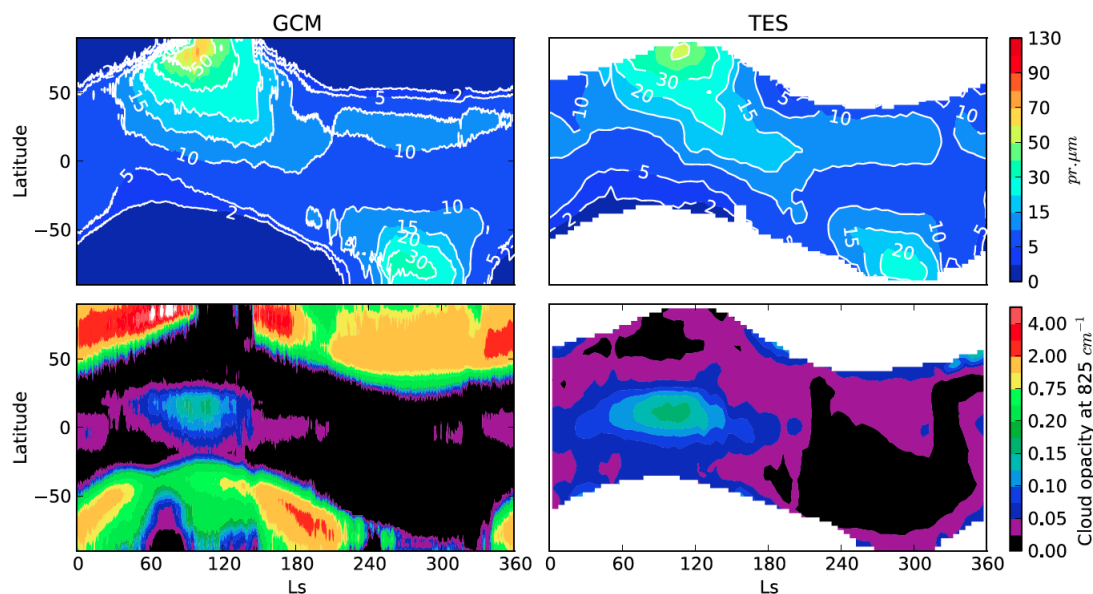


FIGURE 1.33 – À gauche : simulations de la quantité de vapeur d'eau et de l'opacité atmosphérique moyennes (à 2h de l'après midi) à l'aide du GCM, et comparaison avec les quantités observées par l'instrument TES. D'après Navarro *et al.* (2014).

1.4.3 Amélioration de la microphysique au sol

Certains paramètres microphysiques de surface contrôlant fortement les cycles de condensation/sublimation des glaces d'eau et de CO_2 ainsi que les échanges entre les différents réservoirs de ces volatils ne sont pas encore pris en compte. On peut classer ces processus en deux catégories :

- Les processus microphysiques des dépôts saisonniers, une fois paramétrés seront importants pour comprendre les processus de condensation/sublimation à petite échelle. Ces processus microphysiques regroupent les phénomènes de recondensation de glace de CO_2 , le métamorphisme de la neige de CO_2 , le nettoyage de la poussière contenue à l'intérieur de la couche de glace, le processus de remontée d'albédo ainsi que les processus de jets froids et dépôt de poussière à la surface de la couche de glace de CO_2 décrits dans la section suivante. Ma thèse s'inscrit dans l'optique d'améliorer les connaissances sur les dépôts saisonniers dans ce domaine.
- La modélisation correcte de l'absorption de l'eau dans le régolithe. Le paramétrage de ce phénomène nécessite une caractérisation expérimentale du phénomène d'adsorption (Pommerol *et al.*, 2009) et une compréhension du phénomène de diffusion dans le sol. Ce point est nécessaire pour établir le lien entre les réservoirs d'eau majeurs (dépôts stratifiés polaires, permafrost et glaciers) et les dépôts saisonniers.

1.5 Éléments de géomorphologie liés au cycle de condensation/sublimation

Le cycle du CO_2 martien est un des acteurs principaux (avec le vent) modifiant la géomorphologie de surface, surtout au niveaux des régions polaires, lors de la condensation et de la sublimation des dépôts saisonniers. Des morphologies particulières se développent dans les régions très poussiéreuses dont la surface se couvre de glace durant l'hiver, et plus particulièrement les zones de champs de dunes ou **ergs** polaires. Dans les sections suivantes, je présente les processus géomorphologiques observés au cours du printemps dont la formation est relative à la présence des dépôts saisonniers, que ce soit la glace d'eau et/ou la glace de CO_2 . Les premières observations de ces phénomènes furent réalisés avec la caméra MOC en 1998 (Malin *et al.*, 1998).

1.5.1 Geysers et spiders

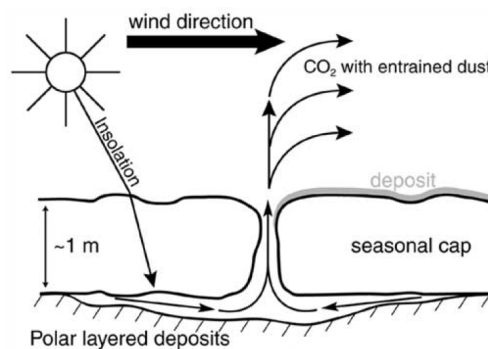


FIGURE 1.34 – Illustration schématique du processus de formation des geysers de poussière à travers la couche de glace translucide de CO_2 et des formations aranéiformes sur le régolithe. D'après Piqueux *et al.* (2003).

Le phénomène le plus spectaculaire lié à la sublimation de la couche de CO_2 au printemps est la génération de geysers de poussière par la couche de glace de CO_2 . En effet, les dépôts saisonniers se couvrent par endroits de tâches sombres, dont les caractéristiques spectroscopiques indiquent de la poussière. Ce phénomène a été théorisé par ce que l'on appelle le modèle de Kieffer (Kieffer *et al.* (2000); Piqueux *et al.* (2003); Kieffer *et al.* (2006)). Il décrit la production de ces tâches de poussière par une rupture mécanique de la glace de CO_2 entraînant une décompression du gaz de CO_2 se trouvant sous la couche de glace polycristalline, qui emporte alors avec lui la fraction fine des poussières du régolithe qui se redéposent à la surface de la couche de glace. Ce processus est rendu possible par la texture compacte de la glace de CO_2 , qui la rend très transparente dans les gammes visible et proche infrarouge. Lors de l'illumination de la surface martienne par le Soleil, les rayons lumineux n'ont aucun mal à pénétrer à travers de la couche de glace et aller réchauffer le régolithe sous-jacent (les poussières sont très absorbantes dans le visible et l'infrarouge). Il se réchauffe et procède à une sublimation de la couche de glace par le bas. Celle-ci étant compacte et recouvrant la surface relativement uniformément à l'échelle locale, le gaz de CO_2 produit se retrouve donc piégé sous la couche. Il arrive un moment où la pression du gaz de CO_2 devient trop forte et fait craquer la couche de glace, permettant la rupture

de celle-ci et son éjection entraîne des poussières. Le dépôt de poussière en surface de la couche de glace peut être affecté et remobilisé, et adopte souvent la direction préférentielle du vent. La Fig. 1.36 résumé cette évolution sur une dune de l'hémisphère nord.

Plusieurs études numériques sont venues valider ce processus. Tout d'abord, l'effet de serre provoqué par la couche de glace de CO₂ a été démontré suffisant pour permettre sa sublimation basale (Portyankina *et al.* (2010) ; Pilorget *et al.* (2011)) et ce, dès la fin de la nuit polaire prédisant une apparition précoce des premiers jets froids, ce que l'on observe à la surface (Portyankina *et al.* , 2010). Les formes des tâches de poussière ont également pu être reproduites à l'aide de modèles de dynamique des fluides (Thomas *et al.* , 2011). Ces modèles prédisent une éjection de la poussière jusqu'à 100 m de hauteur. Ce processus de geyser a déjà été observé sur Triton où la hauteur de l'éjection de poussière atteignait 8 km (Soderblom *et al.* , 1990).

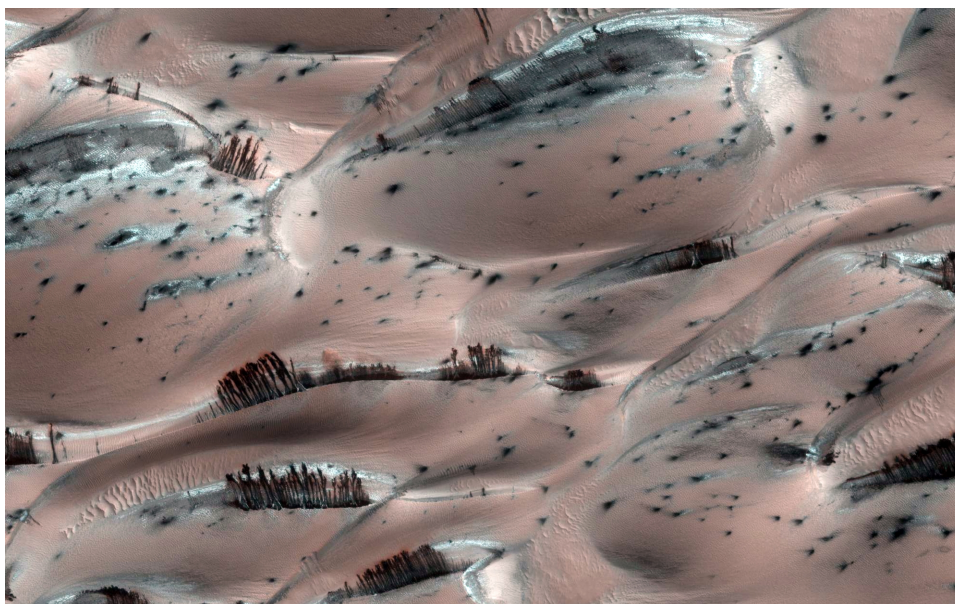


FIGURE 1.35 – Image HiRISE PSP_007962_2635 montrant des figures d'écoulement (ce ne sont pas des arbres !) sur des dunes polaires (la photo couvre une surface horizontale de 1.3 km de large). Ces écoulements se produisent lorsque la couche de glace de CO₂ rompt à cause d'une surpression de gaz entre la couche de glace et le substrat poussiéreux. La décompression du gaz à travers les fractures entraîne la poussière. Une fois déposée sur les flancs des dunes, elle produit ces jolies formes d'écoulement. Le régolithe est visible car cette glace de CO₂ est très transparente, ce qui permet au rayonnement solaire de chauffer la poussière sous-jacente et de provoquer une sublimation basale de la couche (Crédit : NASA/JPL/Université d'Arizona)

Des motifs araignéiformes peuvent parfois se former sur le régolithe de façon synchrone à l'activité des geysers. Leur formation n'est pas encore très bien comprise même si elle est sans doute reliée aux geysers. En effet, il a été proposé que ces motifs se produisaient à la suite d'événements répétés de geysers au même endroit. Les dépressions répétées de gaz entraînent la poussière du substrat et creusent ainsi le sol. Les motifs d'araignées seraient un ensemble de tranchées dans le sol observées à travers la glace polycristalline (Piqueux *et al.* , 2003). On peut opposer deux arguments à cette théorie : 1) les geysers ne se produisent pas forcément au mêmes endroits d'une année à une autre, et leur corrélation

avec les motifs d'araignées est très variable selon la localisation : ils paraissent très corrélés dans certaines zones et anti-corrélés dans d'autres.

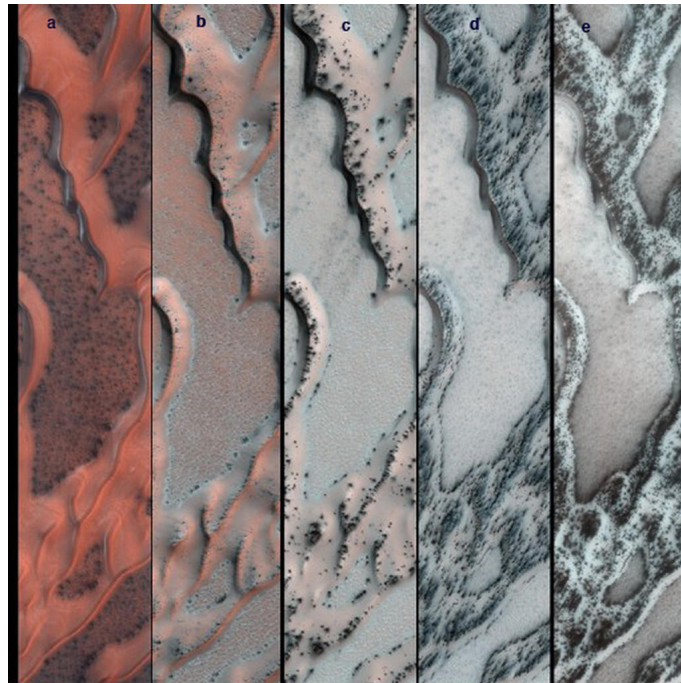


FIGURE 1.36 – Évolution d'une dune au cours du printemps. La scène fait 1.3 km de large. Cette illustration montre deux processus intéressants synchrones : la formation de tâches sombres sur les dunes et la fameuse remontée d'albédo des dépôts saisonniers (voir section 5.16. (Crédit : NASA/JPL/Université d'Arizona).

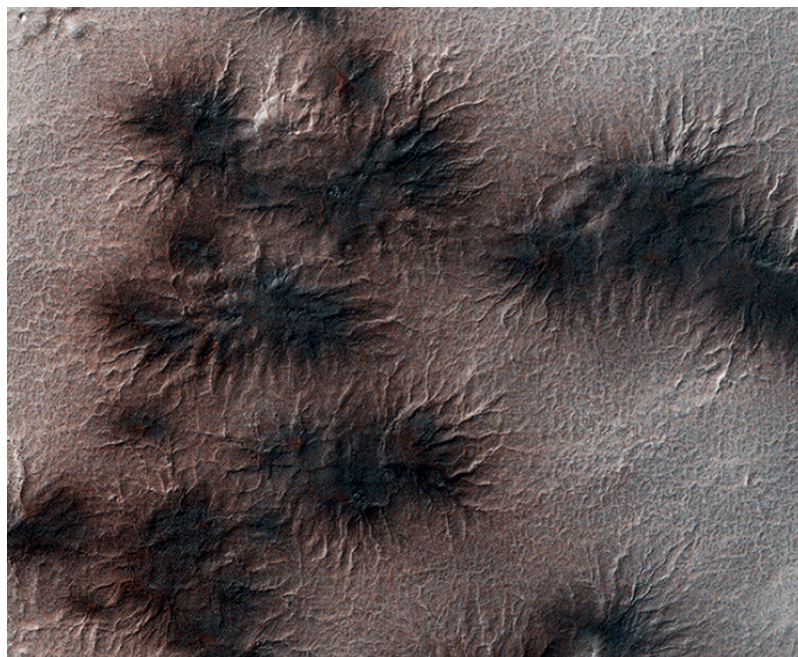


FIGURE 1.37 – Image de spiders martiens. Image HiRISE ESP_028910_0985

1.5.2 Gullies

Les gullies font actuellement partie des phénomènes morphologiques les plus actifs de la surface martienne. Ce sont de fins chenaux qui incisent les surfaces d'un ensemble de reliefs : dunes, flancs de cratères, canyons, collines, escarpements ... Ces chenaux se composent d'une partie incisée et amont accompagnée d'un dépôt en bas de la pente. Ils ont été découverts à la surface de Mars par Malin & Edgett (2000). Par de nombreux aspects, ils ressemblent aux coulées de débris, provoquées sur Terre par l'action de l'eau liquide. Ainsi, leur interprétation morphologique lors des premières années d'observation va amener la communauté scientifique à penser que leur formation est due à la présence d'eau liquide à la surface de Mars, soit lors d'épisodes de fonte localisée de glace dans le sous sol ou lors d'épisodes de relargage d'eau contenue dans des aquifères souterrains (Malin & Edgett (2001); Mangold *et al.* (2003); Védie *et al.* (2008); Lanza *et al.* (2010); Levy *et al.* (2010); Johnsson *et al.* (2014)). N'ayant pas d'observation contemporaine de ce phénomène, et considérant que l'eau liquide est actuellement instable dans les conditions martiennes de pression et de température, il a été proposé que les gullies se seraient formés quelques centaines ou quelques milliers d'années en arrière lors d'épisode de fonte de glace d'eau accumulée en profondeur lors d'épisodes d'obliquité plus forte de la planète ou lors d'épisode de relache d'aquifères situés en profondeur.

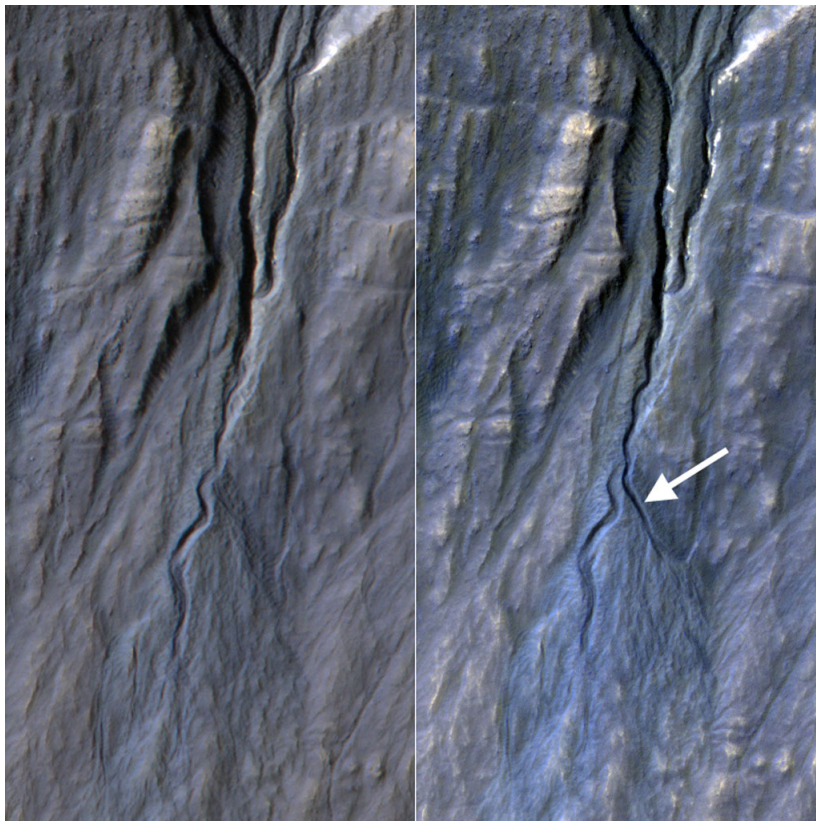


FIGURE 1.38 – Formation de gullies sur les flancs d'un cratère dans la région de Terra Sirenum. L'image à gauche est l'image HiRISE ESP_020051_1420 et a été acquise le 5 novembre 2010. L'image à droite est l'image HiRISE ESP_013115_1420 et a été acquise le 25 mai 2013. La flèche blanche indique la position d'une nouvelle ravine entre les deux dates (Crédit : NASA/JPL/Université d'Arizona).

Cependant, l'observation de la surface par une imagerie à haute résolution a permis de mettre en évidence leur formation contemporaine comme le montre la Fig. 1.38. De nombreuses tentatives expérimentales de reproduction de ce phénomène en laboratoire ont été proposées (Jouannic *et al.* (2015); Massé *et al.* (2016)). Dans le même temps s'est développée l'idée que les gullies pourraient être liés à la présence de glace de CO₂ en surface (Di Achille *et al.* (2008); Vincendon (2015); Pasquon *et al.* (2015)). On est donc passé progressivement d'une vision où la glace d'eau joue un rôle prépondérant dans leur création à un rôle privilégié de la glace de CO₂. Cette interprétation du phénomène est notamment motivée par le fait que les gullies se développent chaque année lors de la période de sublimation des dépôts saisonniers (majoritairement composés de glace de CO₂) et que cette formation arrive principalement dans des conditions beaucoup trop froides pour que la glace d'eau puisse se sublimer. Des modélisations du phénomène ont progressivement émergées en considérant une action de la glace de CO₂ sur le régolithe : chute de blocs (Dundas *et al.* , 2012) ou sublimation. Cependant, ces modèles avaient en général de la difficulté à expliquer le phénomène physique permettant à une fine couche de dépôts saisonniers de mobiliser une couche de sédiment. Pilorget & Forget (2016) ont finalement réussi à réconcilier observations et théories via un modèle gérant l'évolution d'une couche de régolithe, l'évolution de la couche de glace de CO₂ et l'atmosphère. Les simulations indiquent qu'il est possible de mobiliser le régolithe sur une certaine profondeur à l'aide du gaz de CO₂, produit de la sublimation de la couche de glace polycristalline. La mobilisation des grains de poussière est facilitée par un effet de fluidisation du gaz.

L'origine et le mode de formation des gullies ressemble par de nombreux aspects aux conditions de génération d'autres phénomènes morphologiques de surface, comme les *recurring slope lineae* ou RSL, qui se forment pendant les périodes chaudes de l'été, sur les pentes des cratères ou des canyons de l'hémisphère sud. Ils se matérialisent par des traînées sombres et étroites (0.5 - 5 m). La glace d'eau a également été invoquée pour expliquer leur formation, mais la température à laquelle ils se forment est trop élevée pour la glace de CO₂, mais trop faible pour que la glace d'eau se sublime.

1.6 Apports des expérimentations dans la compréhension de l'évolution des dépôts saisonniers

La compréhension des phénomènes martiens est limitée par le manque de mesures *in-situ*. Les expériences sont ainsi le meilleur moyen de pouvoir tester certaines hypothèses et certains processus physiques que l'on pense prépondérants dans l'évolution des dépôts saisonniers. Très peu d'expériences ont été réalisées sur le thème des dépôts saisonniers martiens en eux-mêmes. La majorité des expériences de simulation de l'environnement martien portent actuellement sur la reproduction des processus d'altération minérale ou de minéralogie de surface. La majeure partie des expériences reproduisant les dépôts saisonniers se focalisent sur la reproduction des processus de surface menant à la création des gullies. Ce domaine se rapproche de plus en plus de la simulation des dépôts saisonniers via les hypothèses d'interaction régolithe - glace de CO₂ de plus en plus invoquée. Je vais récapituler ici les expériences ayant déjà été menées sur le thème des processus microphysiques pouvant avoir lieu dans les dépôts saisonniers martiens et j'expliquerai en quoi ces expériences peuvent être améliorées.

1.6.1 Les expériences déjà réalisées

Kieffer (1968) ; Kieffer (1970b)

Lors de sa thèse en 1968, Hugh Kieffer a réalisé des travaux pionniers dans l'analogie expérimentale des dépôts saisonniers martiens. Il a effectué plusieurs types d'expériences sur les mélanges de glace d'eau et de CO₂ dont il a pu mesurer les effets spectroscopiques dans la gamme 0.8 - 3.2 μm . La liste des travaux qu'il a effectué est impressionnante :

- Étude de la taille de grain sur les spectres de glace d'eau et de CO₂.
- Étude du mélange intime granulaire entre les glaces d'eau et de CO₂.
- Étude de l'influence spectroscopique de condensation de glace d'eau sur la glace de CO₂.

Les résultats de ces expériences ont permis de voir que la glace d'eau pouvait masquer la signature spectrale du CO₂ lorsqu'elle formait une couche suffisamment épaisse sur celle-ci, Fig. 1.39. De plus, la glace d'eau domine le signal spectroscopique dans la gamme 0.8 - 3.2 μm : le mélange en masse de 10 % de glace d'eau rend le signal spectroscopique du CO₂ quasiment indiscernable. Il prédisait également la condensation du CO₂ sous la forme de fin givre de CO₂, en accord avec les fortes réflectances observées durant les phases de récession au printemps et en accord avec le processus de perte d'énergie via les flux radiatifs. La condensation radiative de la glace de CO₂ doit produire selon lui une texture plus fine et plus granulaire qu'une condensation gouvernée par la conduction et que la présence de gaz non condensable favorise la condensation de la glace sous une forme plus granulaire également.

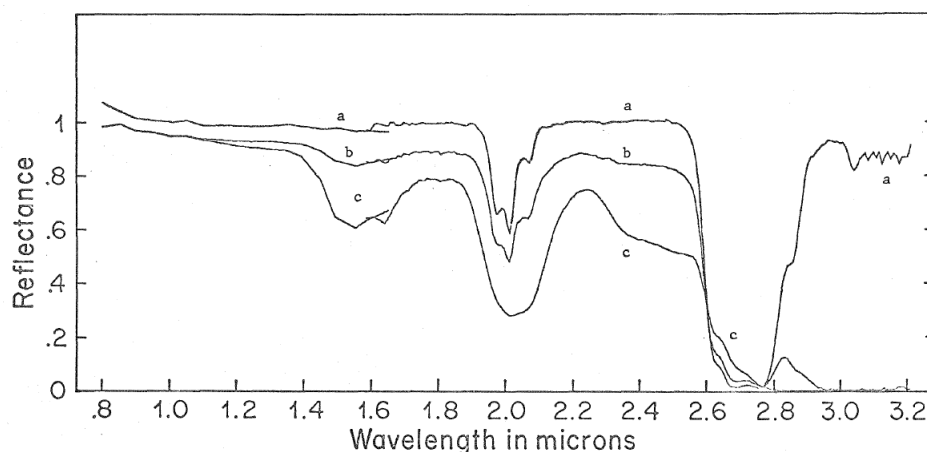


FIGURE 1.39 – Spectres en réflectance de givre de CO₂ progressivement recouvert de givre d'eau. a) givre de CO₂ contaminé à hauteur de 1 ppm de glace d'eau (dans le volume), b) CO₂ recouvert par 0.0004 g/cm² de givre d'eau, c) CO₂ recouvert par 0.007 g/cm² de givre d'eau. D'après Kieffer (1968).

Les expériences de simulation des processus microphysiques des dépôts saisonniers martiens ont un regain d'intérêt depuis les années 2010. Des expériences de condensation de glace polycristalline de CO₂, avec la même texture compacte et polycristalline que celle des dépôts saisonniers ont été réalisées par Grisolle (2013) et Portyankina *et al.* (2011).

Grisolle (2013)

L'IPAG a été également pionnier dans ce domaine avec la création, en 2011, de la cellule expérimentale CarboN-IR. Cette cellule permet d'effectuer toute une série d'expériences dans les conditions martiennes de température, pression, conditions radiatives avec la présence ou non d'un substrat minéral. Florence Grisolle a pu effectuer de très nombreuses expériences :

- Étude de l'influence des conditions des températures sur la condensation du CO₂
- Étude du métamorphisme de neige de CO₂ vers un état polycristallin.
- Étude de la condensation du CO₂ sur un substrat minéral
- Étude de la condensation de givre d'eau sur de la neige de CO₂ (identique à Kieffer (1968)).
- Étude de l'effet des gaz non condensables sur le régime de condensation du CO₂
- Étude de la fracturation thermique de la glace par contraintes thermiques et barométriques

Les résultats expérimentaux de certaines d'entre elles sont reportées sur la Fig. 1.40. Les conclusions de ces expériences sont multiples, et très instructives sur le mode de condensation de la glace de CO₂ lors de l'hiver polaire. Tout d'abord, la glace polycristalline est apparue comme le mode privilégié du dépôt de la glace de CO₂ à la surface de Mars. Ce résultat confirmait toutes les mesures effectuées dans l'infrarouge et dans le visible sur les dépôts saisonniers martiens (voir section 1.3.1.2). Cette condensation de glace de CO₂ a été réussie aussi bien sur le fond en cuivre de la cellule et sur un substrat minéral. L'influence de la présence de gaz non condensables a été mise en évidence et la texture obtenue lors de la condensation était une texture beaucoup plus granulaire que lorsque le CO₂ est injecté pur dans la cellule. La glace obtenue avait une porosité d'environ 50 % et semblait beaucoup plus diffusante, même si ce résultat n'a pas été mesuré spectroscopiquement.

Très récemment, Portyankina *et al.* (2016) a présenté des résultats de condensation de glace de CO₂ en fonction de différentes conditions de pression et de température. Il apparaît que, pour les conditions de la nuit polaire martienne, la glace polycristalline soit l'état textural favorisé du dépôt de glace de CO₂ en hiver. L'effet de serre provoqué par une couche de glace (et qui mène à la génération des phénomènes de jets froids et de motifs aranéiformes) a été démontré sur de la glace d'eau (Kaufmann *et al.* (2006) ; Kaufmann *et al.* (2007)). Cet effet de serre avait pu être simulé partiellement par Grisolle (2013) : lors d'une expérience de sublimation d'un échantillon de glace polycristalline, celui-ci avait été éjecté à l'intérieur de la cellule suite à sa sublimation basale, et à la mise sous pression du gaz de CO₂ ainsi formé.

1.6.2 Améliorations possible des expériences

Les expériences de condensation de glace de CO₂ sur un substrat minéral par Grisolle (2013) comportent quelques petits défauts. Tout d'abord, le fond de la cellule n'ayant pas été recouvert d'assez de matériel minéral qui s'était déplacé pour migrer vers les bords de la cellule, cette condensation s'est réalisée en partie sur le fond en cuivre de la cellule. De plus, la granulométrie du substrat minéral n'était pas adaptée à la distribution en taille typique du sol martien (Goetz *et al.* , 2010) et les particules minérales utilisées avait

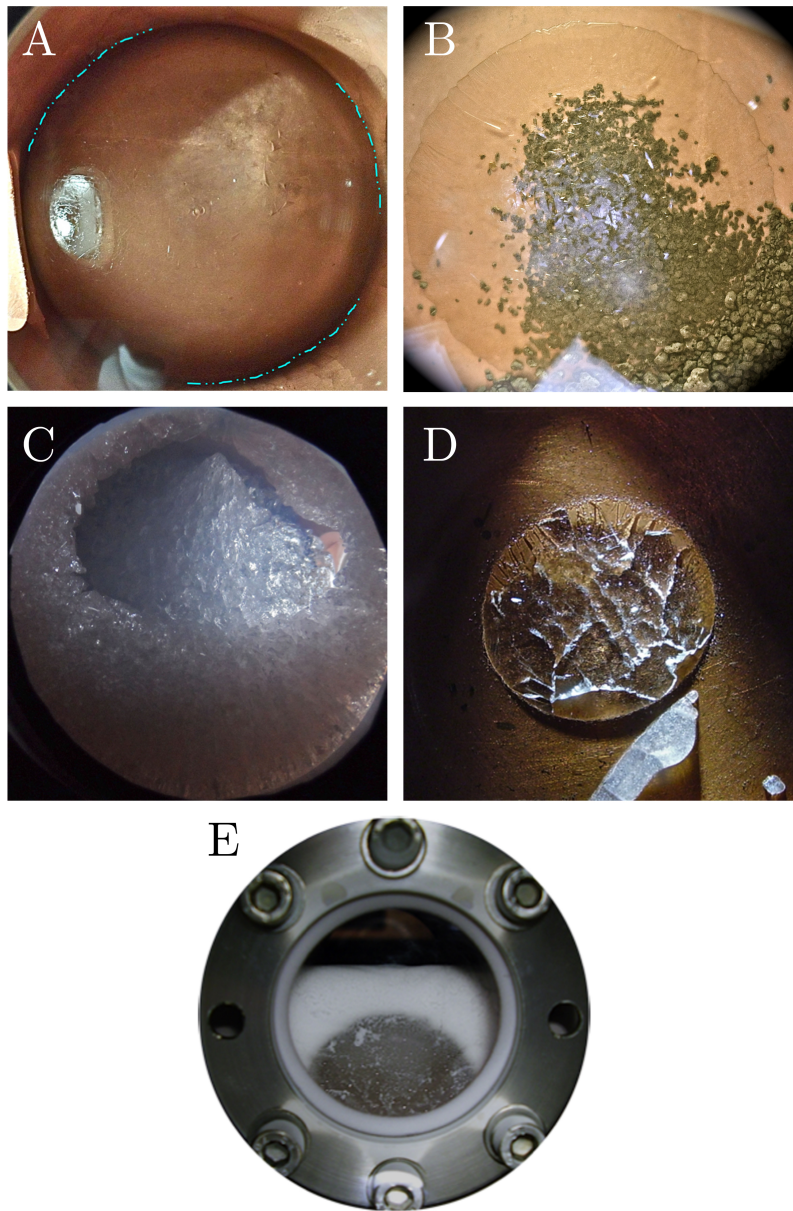


FIGURE 1.40 – Illustration de certains résultats expérimentaux obtenus par Grisolle (2013). A) Condensation de glace polycristalline dans les conditions de pression, température et d’environnement radiatif martien, B) similaire à A) mais réalisé sur un substrat minéral, C) condensation de glace de CO_2 en présence de gaz non condensable, D) fracturation mécanique de l’échantillon de glace de CO_2 provoquée par des contraintes thermiques et E) métamorphisme de neige de CO_2 en glace compacte. Toutes les photographies font 6 cm de largeur environ, excepté la dernière prise de vue qui n’est large que de 4 cm.

une granulométrie bien plus importante (particules millimétriques à sub-millimétriques). La caractérisation spectrale des échantillons de glace de CO_2 compacte n’avait pu être faite, empêchant leur comparaison avec des spectres infrarouges des dépôts saisonniers. Il conviendrait de refaire cette expérience en condensant la glace de CO_2 sur un substrat minéral de même granulométrie que le régolithe martien pour pouvoir effectuer sa comparaison avec les spectres des dépôts saisonniers martiens.

Les expériences de condensation de vapeur d'eau sur la glace de CO₂ sont représentatives du mécanisme de piège froid joué par les dépôts saisonniers en hiver qui rend possible la condensation de la vapeur d'eau de l'anneau de glace d'eau pendant le printemps, amenant à la création d'une couche de glace d'eau en surface des dépôts saisonniers nord durant leur récession au printemps. Toutefois, il est très probable que la construction de cette couche de glace d'eau soit plutôt alimentée par l'accumulation en surface de grains de glace d'eau contenus dans le volume des dépôts saisonniers par sublimation différentielle avec la glace de CO₂ (Appéré, 2012). L'accumulation de cette couche de glace ayant été réalisée par condensation dans toutes les expériences précédentes, il faudrait la reproduire en mettant en évidence l'accumulation de l'eau par sublimation.

Enfin, la condensation de glace de CO₂ en présence de gaz non-condensables s'est réalisée de façon non contrôlée, à la faveur d'une fuite dans le dispositif expérimental. Il faudrait refaire cette expérience avec une quantité contrôlée de gaz non condensable présent dans la cellule et effectuer des mesures spectroscopiques sur la glace obtenue.

De plus, les mesures spectrales effectuées par Grisolle (2013) ont toutes été réalisées avec un pas d'échantillonnage de 20 nm. Cette résolution rend difficile la comparaison des données obtenues avec celles des spectro-imageurs OMEGA et CRISM dont le pas d'échantillonnage est plus fin, ce qui complique leur interprétation. Les expériences n'ont pas été toutes réalisées avec les mêmes conditions de pression et de température, ce qui complique également l'analyse des résultats obtenus.

Enfin, j'ajouterai que des expériences de condensation ou de sublimation en présence des deux contaminants principaux des dépôts saisonniers, à savoir la glace d'eau et la poussière, n'ont jamais été réalisées. Ces expériences sont toutefois très importantes si l'on veut étudier le rôle et l'impact de chacun de ces contaminants lors de la mise en place et du retrait des dépôts saisonniers.

1.7 Problématique(s) martienne(s)

Les processus décrits au cours de cette introduction sont principalement observés par l'instrumentation des orbiteurs martiens et certains restent encore très hypothétiques. L'éventail des processus microphysiques printaniers affecte le climat et les échanges entre les différents réservoirs de volatils sur Mars. La condensation de CO₂ gazeux sur le régolithe sous forme de glace polycristalline et la caractérisation spectroscopique d'une telle stratification n'a été explorée qu'avec les modèles de transfert radiatif et les expériences sont nécessaires pour valider définitivement la présence de glace de CO₂ à la surface de Mars et valider la texture avec laquelle le CO₂ condense à la surface. Les textures précoces de la glace de CO₂ lors de sa condensation n'ont également jamais été observées.

Le but de cette thèse est d'apporter un éclairage sur ces processus à l'aide de leur reproduction au sein d'une cellule expérimentale. La caractérisation de ces processus permettra de mieux pouvoir interpréter les données acquises par les orbiteurs ainsi qu'une paramétrisation éventuelle de ces processus au sein des GCM. Certaines hypothèses proposées pour l'évolution des dépôts saisonniers doivent être validées par des expériences :

- Condensation du CO₂ sur une surface minérale analogue au régolithe martien sous une forme polycristalline. Un tel échantillon devra être caractérisé spectralement et

comparé avec des spectres des dépôts saisonniers afin de tirer des conclusions sur la pureté et la texture de ceux-ci.

- La dynamique de condensation du CO_2 en présence de gaz non condensables. La présence de tels gaz modifie-t-elle la texture de la glace de CO_2 qui condense ?
- La possibilité de masquage spectral de la glace de CO_2 par accumulation à sa surface d'une couche de glace d'eau par sublimation différentielle entre les deux espèces volatiles.
- Test des hypothèses concernant la remontée d'albédo : nettoyage de la poussière par illumination, fracturation mécanique de la glace, condensation de givre d'eau.
- Comportement de la glace polycristalline de CO_2 lors de sa sublimation.

L'objectif de ce travail est de mieux comprendre les processus microphysiques se déroulant lors des phases de condensation et de sublimation des dépôts saisonniers affectant actuellement la surface de Mars.

La spectroscopie en réflectance est un des moyens privilégiés pour l'étude de la composition des surfaces planétaires. Ce domaine de la physique s'intéresse à l'interaction de la lumière solaire avec les surfaces planétaires. Deux aspects de la spectroscopie sont étudiés pour analyser les propriétés physiques et chimiques de celles-ci : le premier aspect se penche sur la variation, en intensité, de la lumière réfléchie, en fonction de la longueur d'onde (généralement dans le domaine du visible et du proche infrarouge (0.3 - 5.0 μm), c'est la spectroscopie infrarouge. L'autre domaine s'intéresse à la façon dont la lumière est réfléchie par un objet en fonction des conditions d'illumination et d'observation de celui-ci : c'est la photométrie. Durant ma thèse, je me suis intéressé particulièrement à la spectroscopie infrarouge des matériaux glacés à la surface de Mars et Pluton. L'interaction de la lumière avec les objets produit des figures caractéristiques appelées bandes d'absorption. L'étude de ces bandes permet d'obtenir de nombreuses informations physiques sur le matériau étudié : sa composition chimique, son état physique (température, phase ...), la taille des grains dont il est composé etc ... L'analyse spectroscopique se base sur l'absorption caractéristique de certains minéraux ou glaces à certaines longueurs d'onde. En comparant des spectres issus de surfaces planétaires avec des spectres de laboratoire, il est possible de décrire la composition chimique des surfaces. Ce chapitre regroupe l'essentiel des techniques, et des modes de fonctionnement de l'imagerie hyperspectrale dont je me suis servi pour étudier la surface de Mars et de Pluton, ainsi que les infrastructures et dispositifs expérimentaux utilisés pour l'étude des analogues de la surface martienne en laboratoire.

2.1 Principes physiques de la spectroscopie en réflectance : interaction rayonnement/surface

La technique de la spectroscopie est basée sur l'interaction de la lumière avec les matériaux. La lumière est une onde électromagnétique. Cette onde électromagnétique est créée via le couplage de deux champs, un champ électrique E et un champ magnétique B , Fig. 2.1. Ces deux champs sont orthogonaux et se propagent dans la même direction. La propagation de cette onde se fait suivant une certaine longueur d'onde λ . La lumière est également assimilable à une particule, que l'on appelle photon. L'énergie des photons est reliée à la

longueur de l'onde électromagnétique considérée. Cette relation est établie par la loi de Planck :

$$E = h.\nu = \frac{h.c}{\lambda} \quad (2.1)$$

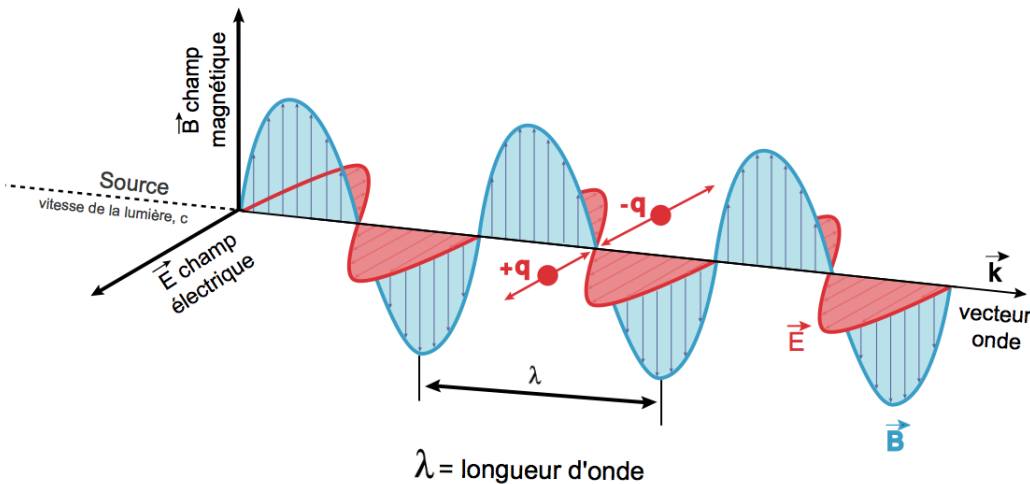


FIGURE 2.1 – Représentation de la lumière sous forme d'onde électromagnétique. D'après Verpoorter (2005).

Avec E l'énergie du photon en joules J , $c = 299\,792\,458\text{ m.s}^{-1}$ la vitesse de la lumière dans le vide et $h \approx 6.27.10^{-34}\text{ J.s}^{-1}$ la constante de Planck. La fréquence ν s'obtient en divisant la vitesse de la lumière dans le vide c par la longueur d'onde λ . Cette équation indique aussi que plus la longueur d'onde d'une onde est faible (ou plus sa fréquence est élevée) alors plus elle est énergétique. Le domaine de fréquence de ces ondes est extrêmement élevé et va des rayons gammas jusqu'aux ondes radar. L'ensemble de ces domaines de vibration compose ce que l'on appelle le spectre électro-magnétique, Fig. 2.2. Pour la spectroscopie en réflectance, la partie la plus utile du spectre comprend le domaine du visible et le domaine de l'infrarouge proche, entre 300 nm et $5\text{ }\mu\text{m}$. Ce domaine est intéressant car il correspond, dans notre système solaire, à la gamme d'émission maximale du soleil. L'œil humain peut être considéré comme un spectromètre à 3 bandes larges (bleu - vert - rouge) sur une gamme réduite du spectre ($0.4 - 0.7\text{ }\mu\text{m}$) qui peut distinguer les objets en fonction de leur couleur.

Tous les matériaux émettent également un rayonnement électromagnétique du moment qu'elles se situent au dessus du zéro absolu. Ce rayonnement électromagnétique est lié à l'agitation des atomes du matériau considéré, rendant le spectre d'émission fonction de la température du matériau. La relation entre la température et son spectre d'émission est définie à travers la théorie du corps noir. Cette théorie permet de décrire le comportement d'un corps qui absorberait tout le rayonnement lumineux qu'il recevrait et apparaîtrait conséquemment noir. La luminance du corps noir est exprimée par la loi de Planck :

$$L_{\lambda}(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{\frac{hc}{\lambda kT}} - 1} \quad (2.2)$$

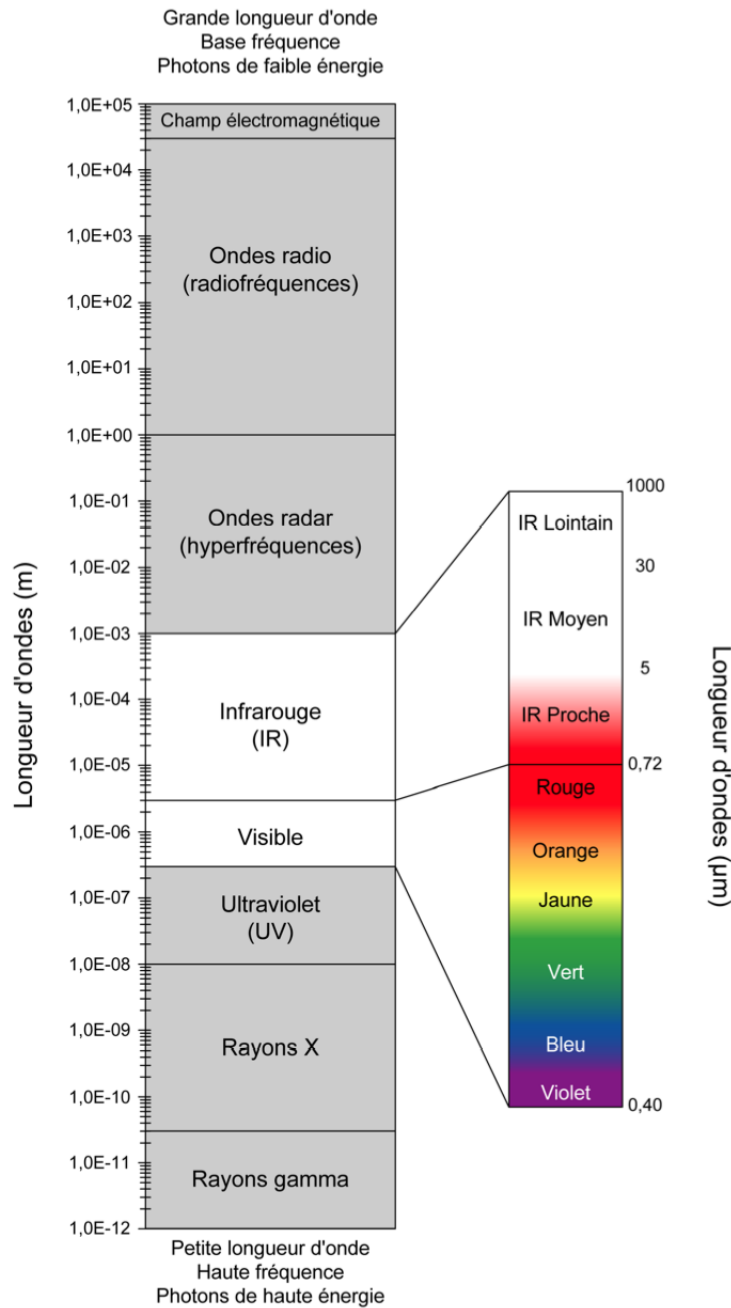


FIGURE 2.2 – Spectre électromagnétique avec les domaines d’intérêts pour la spectroscopie en réflectance. D’après Roy (2007).

avec $k = 1.38 \times 10^{-23} \text{ J.K}^{-1}$ la constante de Boltzmann, h est la constante de Planck, c la vitesse de la lumière (définies précédemment) et T la température de surface du corps. Cette luminance s’exprime en $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$. La Fig. 2.3 donne des exemples de courbes d’émission du corps noir à différentes températures : plus un corps est chaud, plus il émet. Il est possible de simuler la luminance spectrale émise par le soleil par un corps noir dont la température de surface serait 5777 K. La longueur d’onde d’émission maximale du corps noir peut être calculée à l’aide de la loi de Wien :

$$\lambda_{max} = \frac{hc}{4.9651kT} = \frac{2.898 \cdot 10^{-3}}{T} \quad (2.3)$$

où h est la constante de Planck, c la vitesse de la lumière dans le vide, k la constante de Boltzmann et T la température de surface du corps. La droite représentant les maxima d'émission des corps noirs est représentée sur la Fig. 2.3. Dans la pratique, aucun des corps naturels n'est noir, et chacun d'entre eux possède sa propre émissité spectrale, qui est le rapport entre leur luminance $L(T)$ et la luminance d'un corps noir de même température $L^\circ(T)$:

$$\epsilon = \frac{L(T)}{L^\circ(T)} \quad (2.4)$$

Ce rapport est toujours inférieur à 1 et dépend de nombreux paramètres physiques comme l'état de surface du corps, la température, la structure cristalline etc ...

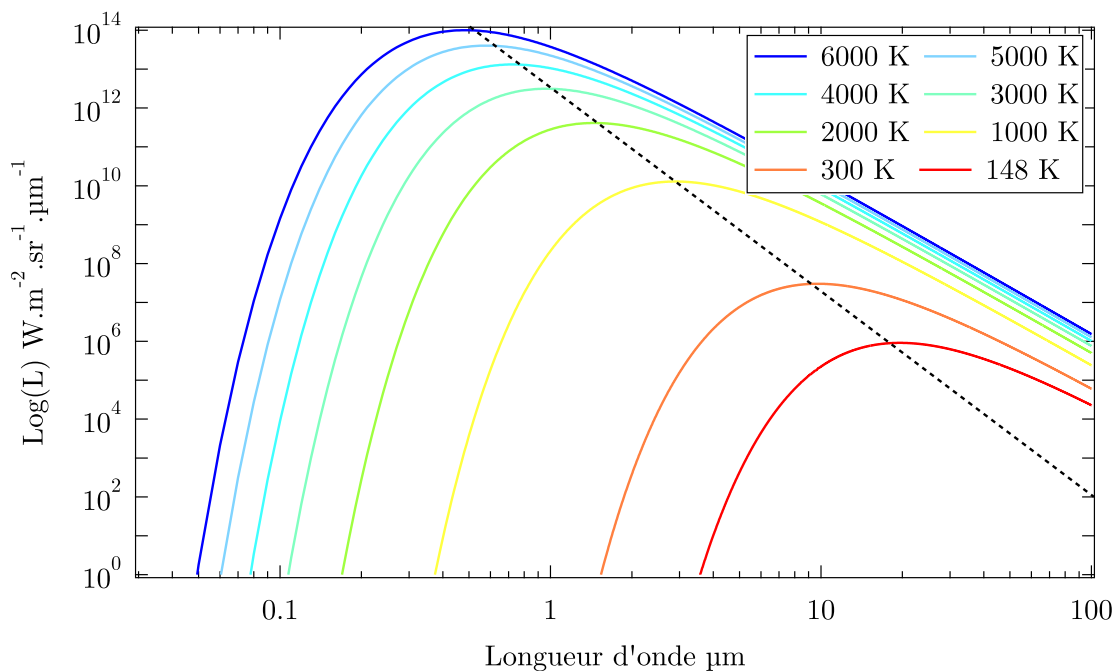


FIGURE 2.3 – Luminance spectrale du corps noir pour différentes températures de surface. La loi de Wien, reliant la longueur d'onde du maximum d'émission à la température de surface du corps est représentée par la ligne pointillée noire. Les deux plus basses températures sont typiques de la surface de la Terre et de celle des dépôts de glace de CO₂ martiens.

2.1.1 Les modes d'interaction lumière/matière

La lumière qui arrive sur un matériau peut interagir avec celui-ci de 3 manières différentes. Elle peut soit être absorbée, soit diffusée, soit transmise. La somme énergétique de ces processus physiques est égale à 1 (loi de Kirchoff). La Fig. 2.4 récapitule ces différentes interactions.

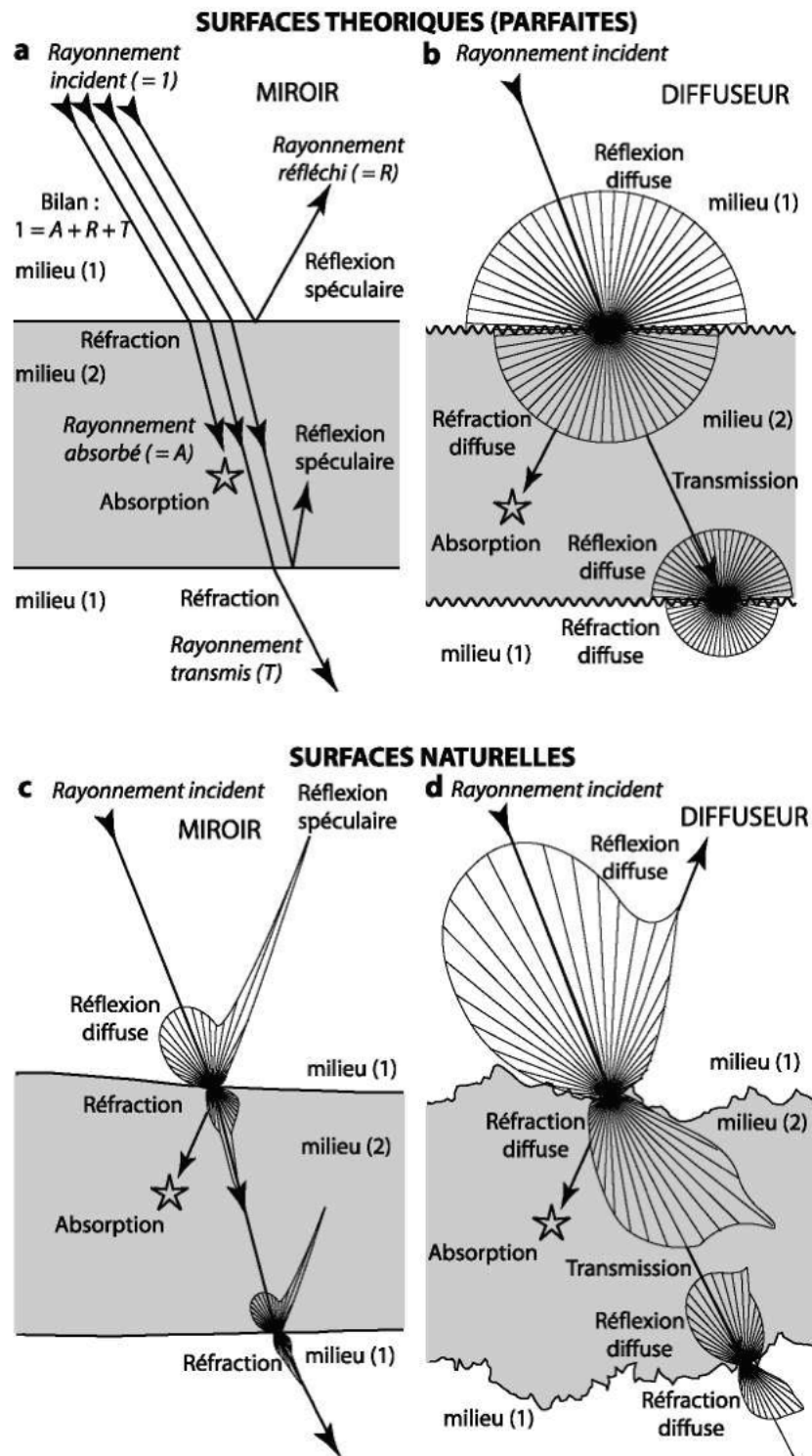


FIGURE 2.4 – Les différents chemins suivis par la lumière. D’après Roy (2007).

Réflexion/Diffusion Le processus de diffusion inclue les réflexions ‘géométriques’, la diffusion de type Mie ou Rayleigh et la diffraction. Les diffusions de Mie et Rayleigh se produisent souvent dans les atmosphères planétaires de par la présence d’aérosols (parti-

cules très fines en suspension). La diffusion de Rayleigh est active pour des particules dont la taille est très inférieure à la longueur d'onde, est très sensible aux courtes longueurs d'onde et est proportionnelle à λ^{-4} . Les lobes de diffusion avant et arrière sont équivalents. C'est cette diffusion qui rend le ciel bleu sur Terre. La diffusion de mie se produit pour des particules de la taille de l'onde, est proportionnelle à λ^{-1} et produit des lobes de diffusion importants vers l'avant ou l'arrière.

Dans le cadre de la diffraction, la réflexion de l'onde lumineuse se produit à l'interface entre l'air et le matériau, la lumière ne se propageant pas à la même vitesse dans ces deux milieux. Cette vitesse est caractérisée par la partie réelle de l'indice de réfraction n . La partie réelle de l'indice optique et la partie imaginaire k composent les constantes optiques. Je reviendrai sur cette notion dans la section 2.3.2. Dans le cas où la surface du matériau est lisse, le rayonnement lumineux est réfléchi avec le même angle par rapport à la normale du plan que l'angle incident. On parle alors de réflexion spéculaire. La surface idéale de réflexion spéculaire étant le miroir et dans le cadre des observations planétaires, les surfaces liquides sont les lieux principaux de ce type de réflexion, Fig. 2.5. Sinon, on parlera de réflectance diffuse. Les ondes réfléchies peuvent être en partie réfractées lorsque le milieu est légèrement transparent aux ondes. La diffusion se produit lorsque les particules du milieu jouent comme autant de sources secondaires grâce au phénomène de réflexion, régie par les lois de Snell-Descartes.

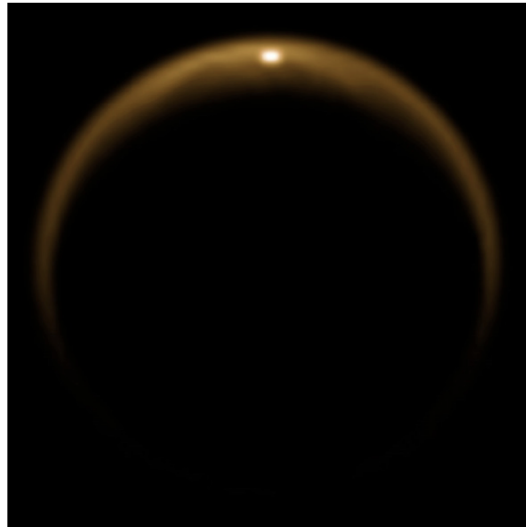


FIGURE 2.5 – Spectaculaire réflexion spéculaire à la surface de Titan. Cette réflexion spéculaire se produit à la surface des lacs d'hydrocarbures recouvrant la région polaire Nord du satellite de Saturne. Image : Barnes *et al.* (2011).

Absorption L'absorption de la lumière dans un milieu a lieu quand la particule prend de la lumière pour augmenter son énergie interne. La loi de **Beer-Lambert** permet de décrire l'absorption d'un milieu isotrope et homogène :

$$I(x) = I_0 \times \exp^{-\alpha x}, \quad (2.5)$$

où I_0 désigne l'intensité lumineuse parvenant à la couche, $I(x)$ l'intensité lumineuse après un trajet de longueur x au sein du matériau et α le coefficient d'absorption du milieu. Le coefficient d'absorption est fonction de la partie imaginaire de l'indice de réfraction k du matériel :

$$\alpha = \frac{4\pi k}{\lambda}, \quad (2.6)$$

et dépend notamment de la densité de molécules absorbantes dans la couche considérée et de leur section efficace d'absorption.

La transmission Si le rayon lumineux n'a été ni absorbé par le grain, ni réfléchi sur une des interfaces grain/air, il est transmis et continue sa route. On peut mesurer la transmission d'un milieu en faisant le rapport entre l'énergie incidente et restante.

2.1.2 Le processus d'absorption de la lumière

Le processus d'absorption de la lumière par la matière a de nombreuses origines. Ces processus sont liés au domaine de longueur d'onde étudié. Par exemple, les effets d'absorption électroniques (absorption d'énergie résultant dans le déplacement d'un électron entre les orbitales d'un atome) ont une influence dans les UV, le visible et le très proche infrarouge (0.12 - 1.3 μm) alors que les effets d'absorption vibrationnels caractérisent la gamme infrarouge proche et moyenne. Les modes fondamentaux de vibration des molécules se situent entre 2.5 et 50 μm , avec des modes harmoniques du CH_4 pouvant atteindre des gammes de longueur d'onde plus faible (0.6 μm pour les modes harmoniques du CH_4). Voyons par quels processus ces phénomènes physiques absorbent le rayonnement.

2.1.2.1 Absorption par processus électroniques

Les bandes d'absorption créées par absorption électronique ont pour cause l'absorption de photons, par les atomes, afin d'élever les électrons d'une orbitale atomique à une autre. Aussi, ces processus électroniques sont régis par la théorie de la mécanique quantique : les atomes ou les ions ne peuvent exister que sous la forme de paquets discrets d'énergie. Les énergies des possibles états électroniques peuvent être calculés à partir de la théorie du champ cristallin lorsqu'un ion interagit avec son environnement. La position en longueur d'onde des absorptions est prédite par les niveaux d'énergie séparant les orbitales atomiques.

2.1.2.2 Absorption par processus vibrationnels

Les processus d'absorption vibrationnels de la lumière résultent d'une interaction entre les ondes électromagnétiques de la lumière avec les vibrations des liaisons interatomiques au sein des molécules. Le terme 'vibration' fait ici référence aux mouvements des atomes autour de leur centre de masse. Pour une molécule de N atomes, les modes de vibration fondamentaux seront au nombre de $3N-5$ si la molécule est linéaire, et $3N-6$ dans le cas contraire. Par exemple, la molécule de CO_2 est linéaire et comporte 3 atomes, elle aura

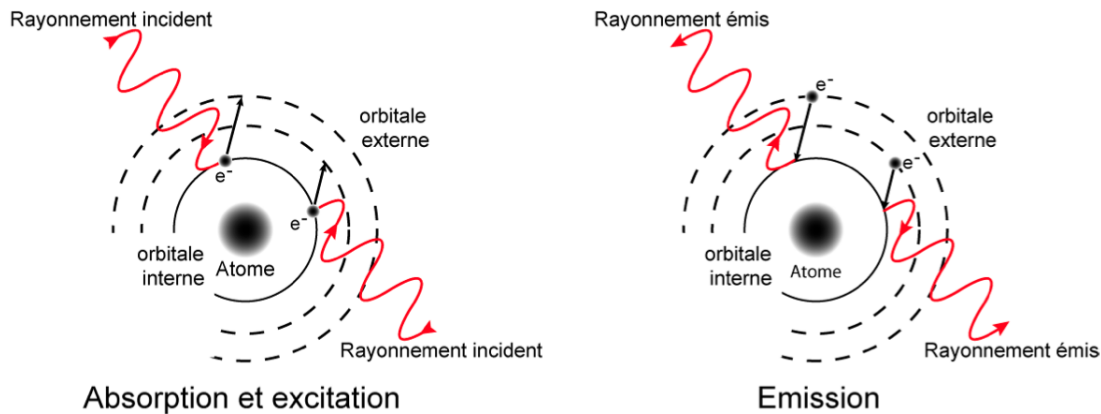


FIGURE 2.6 – Processus d’absorption électronique : les électrons se déplacent d’une orbitale atomique interne à une autre plus externe grâce à l’énergie apportée par le photon. Le processus d’émission est provoqué par le processus inverse. D’après Roy (2007).

donc 4 modes de vibration fondamentaux. L’un de ces modes (le pliage) est dégénéré doublement, c’est à dire que les axes de pliage sont identiques par symétrie de rotation, et donc vibrent à la même fréquence. L’eau, non linéaire, également composée de 3 atomes, aura 3 modes de vibration fondamentaux. Plus une molécule est complexe, plus les mouvements peuvent être complexes. Les modes fondamentaux de vibration d’une molécule possèdent des harmoniques.

Les modes de vibration fondamentaux sont liés à des déformations particulières des molécules :

- les liaisons moléculaires peuvent s’étirer symétriquement.
- les liaisons moléculaires peuvent s’étirer asymétriquement.
- l’angle entre les liaisons moléculaires peut varier de différentes manières.

Ces modes peuvent être dégénérés comme dans le cas du CO_2 , mais les axes de vibration ne sont pas forcément symétriques par rotation. La Fig. 2.7 représente les différentes déformations des molécules de CO_2 et d’eau.

2.1.3 Grandeurs physiques et géométrie

2.1.3.1 Définitions géométriques

La réflectance d’une surface est une quantité qui dépend de nombreux paramètres physiques, notamment des angles d’illumination et d’observation de cette surface. La définition géométrique de la réflectance s’effectue à partir de quatre angles principaux :

- l’angle d’incidence i , qui définit l’angle entre la normale à la surface et la direction d’éclairement.
- l’angle d’émergence e , qui définit l’angle entre la normale à la surface et la direction d’observation.
- l’angle de phase g qui définit l’angle entre les directions d’éclairement et d’observation.

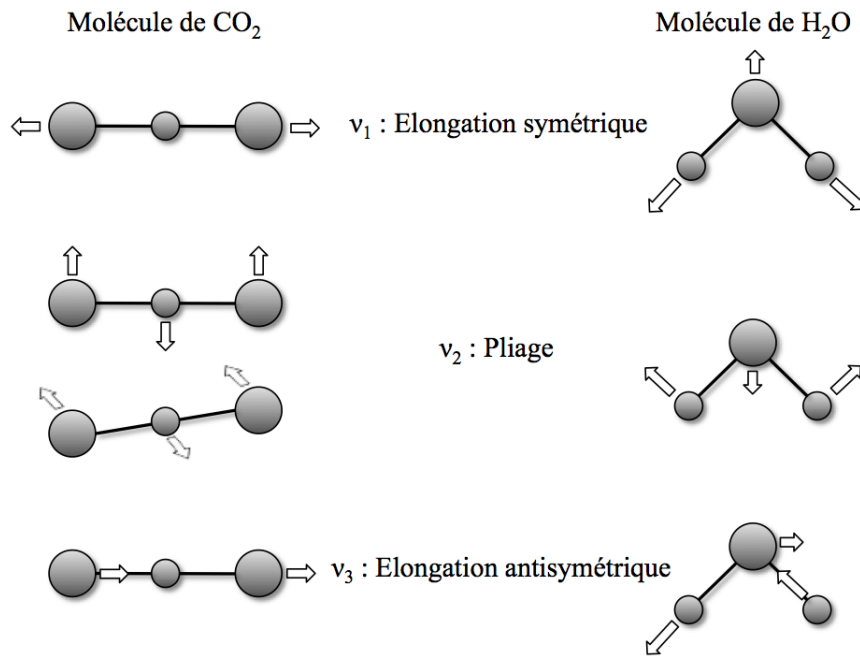


FIGURE 2.7 – Les modes de vibration fondamentaux des molécules de CO₂ et d'eau. D'après Shriver & Atkins (1999).

- l'angle azimutal ϕ , qui définit l'angle entre les projections à la surface des directions d'éclairage et d'observation.

J'utiliserai par la suite la convention suivante : $\mu_0 = \cos(i)$ et $\mu = \cos(e)$.

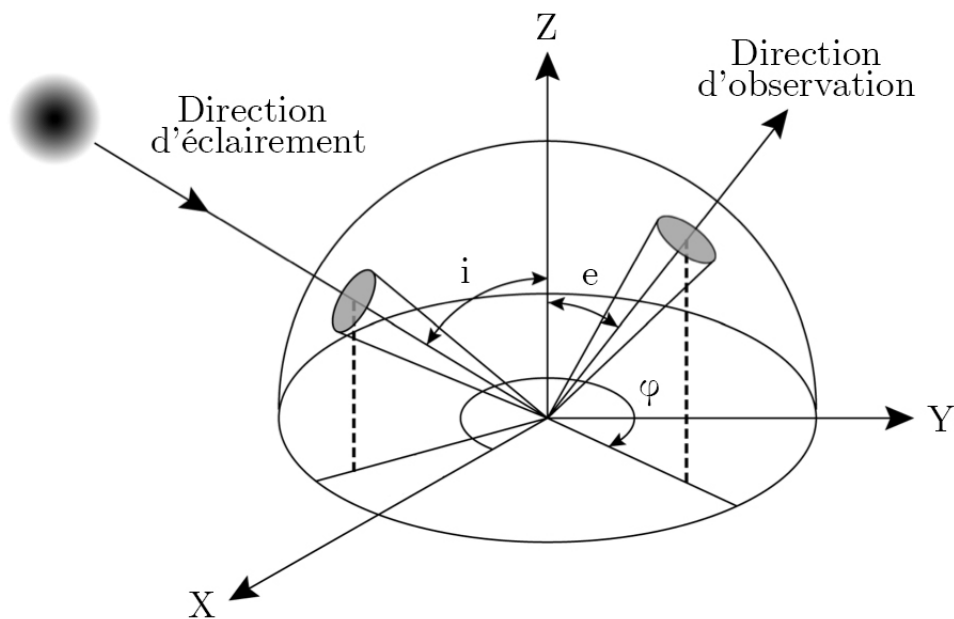


FIGURE 2.8 – Géométrie d'acquisition et angles associés des spectres en réflectance.

2.1.3.2 Grandeurs physiques

Le flux Φ

C'est l'énergie rayonnée par unité de temps par une surface. On le note Φ . On l'exprime dans le système international en J.s^{-1} mais également en Watts (W). On obtient l'énergie émise par un corps en multipliant la valeur du flux par le temps :

$$E = \Phi \times t \quad (2.7)$$

Intensité énergétique I et notion d'angle solide ω

L'intensité énergétique d'une source I_A dans une direction donnée correspond au flux ($d\Phi$) par unité d'angle solide ($d\omega$) dans cette direction. Elle s'exprime en W.sr^{-1} . Si la source irradie de la même manière dans toutes les directions (pour une source isotrope) alors l'intensité énergétique est de la forme :

$$I_A = \frac{d\Phi}{d\omega} \quad (2.8)$$

La notion d'angle solide est fondamentale pour la mesure des flux. L'angle solide est un cône contenant une proportion de l'espace. Il s'exprime par la relation suivante :

$$d\omega = \frac{dA}{r^2} \quad (2.9)$$

où dA représente l'aire de découpe par le cône sur une sphère de rayon r sur laquelle est projetée la zone de découpe, Fig. 2.9. L'unité de mesure de l'angle solide est le stéradian (sr) et cette mesure varie entre 0 et 4π sr, 4π sr représentant tout l'espace autour d'un point.

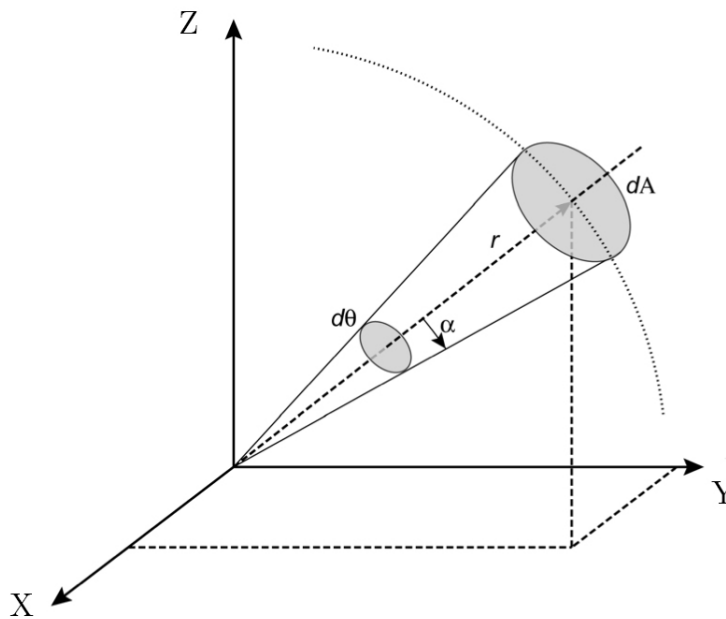


FIGURE 2.9 – Concept et grandeurs associées à la notion d'angle solide.

La luminance L (*radiance*)

Elle correspond à l'intensité énergétique émise ou réfléchi par une unité de surface apparente. Son unité est le $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\text{um}^{-1}$.

$$L = \frac{d^2\Phi}{d\omega.dA.\cos\theta} = \frac{I}{dA.\cos\theta} \quad (2.10)$$

La réflectance r

La réflectance est le rapport entre le flux d'énergie reçu par la surface d'un objet (l'éclairement J) et le flux d'énergie réfléchi par la surface (la luminance L). Elle s'exprime sous la forme :

$$r(i, e, g) = \frac{L}{J} \quad (2.11)$$

Plus couramment en astrophysique, la réflectance d'une surface est souvent assimilée au rapport I/F , où πF représente l'éclairement directionnel J reçu par élément de surface dS à une distance correspondant à la distance source-cible, tel que $J = \pi F$. On obtient :

$$r(i, e, g) = \frac{L}{\pi F} \quad (2.12)$$

Les données d'imagerie hyperspectrale utilisées dans cette thèse fournies par les spectro-imageurs OMEGA et LEISA ont comme unité le facteur de luminance bidirectionnelle. Cette unité est définie dans Hapke (1993) comme la brillance d'une surface illuminée et observée selon n'importe quel angle d'incidence ou d'émission par rapport à la brillance d'une surface lambertienne illuminée normalement (incidence $i = 0^\circ$ et $\mu_0 = 1$). Elle peut s'écrire comme :

$$RADF = \pi r(i, e, g) \quad (2.13)$$

Enfin, le facteur de luminance bidirectionnelle peut être convertie en facteur de réflectance bidirectionnelle $REFF$ en le divisant par le cosinus de l'angle d'incidence μ_0 :

$$REFF = \frac{\pi r(i, e, g)}{\mu_0} \quad (2.14)$$

La quasi totalité des mesures spectroscopiques de cette thèse seront exprimées en facteur de réflectance (que j'appellerai 'réflectance' par abus de langage). Lorsque des spectres seront dans une autre unité, je le préciserai.

À de nombreuses reprises dans ma thèse, j'utilise le terme **albédo** pour définir la valeur de la réflectance dans le continuum de mes objets d'étude. C'est un abus de langage, car l'albédo a une définition propre dont je vais rappeler ici les différentes variantes :

- **L'albédo hémisphérique** : rapport entre l'émittance d'une surface et l'éclairement incident. Il est donc équivalent à la réflectance bidirectionnelle si l'éclairement est parallèle.

- **L'albédo normal** : luminance d'une surface observée à angle de phase nul normalisée par la luminance d'une surface parfaitement lambertienne illuminée et observée perpendiculairement ($i = e = 0$).
- **L'albédo géométrique** : rapport entre la luminance d'une planète à angle de phase nul et la luminance d'un disque parfaitement lambertien de même diamètre, à la même distance, mais observé perpendiculairement. Il correspond à la moyenne de l'albédo normal pondérée par l'aire de la surface illuminée par la planète.
- **L'albédo sphérique ou albédo de Bond** : grandeur énergétique du bilan radiatif global d'une planète. Il correspond à la puissance totale réfléchie par une planète dans toutes les directions rapportée à la puissance totale interceptée. Tout système physique devant respecter le principe de conservation de l'énergie, la conséquence immédiate est que la valeur de cet albédo ne peut dépasser 1.
- **L'albédo bolométrique** : intégrale spectrale de l'albédo sphérique pondérée par l'éclairement énergétique du Soleil.

2.1.4 Les modèles de spectroscopie en réflectance et le transfert radiatif

Les modèles de transfert radiatif sont des théories physiques qui permettent de calculer le spectre en réflectance d'un objet en considérant ses paramètres physiques. Il existe de nombreux modèles, des plus simples au plus complexes. Certains de ces modèles sont analytiques, d'autres empiriques. Je vais décrire deux de ces modèles qui ont été utiles au cours de ma thèse.

2.1.4.1 La réflectance de Lambert (1760)

Le modèle de Lambert propose une relation simple de variation de la réflectance avec l'angle d'incidence :

$$r(i, e, g) = \frac{1}{\pi} A_L \mu_0 \quad (2.15)$$

Dans cette équation, A_L représente l'albédo de la surface et μ_0 le cosinus de l'angle d'incidence. La réflectance est ici uniquement proportionnelle au cosinus de l'angle d'incidence. Certains matériaux naturels ont une photométrie pouvant s'apparenter à celle du modèle de Lambert : la neige et les autres surfaces avec de forts albédos. On parle alors de matériaux lambertiens, et la diffusion de la lumière à leur surface est isotrope. Cette description de la réflectance est plutôt adaptée aux matériaux brillants, et convient mal aux matériaux sombres.

2.1.4.2 La réflectance de Hapke (1993)

Le modèle d'Hapke est une expression de la réflectance bidirectionnelle obtenue par une expression semi-empirique dérivée de l'équation du transfert radiatif de Chandrasekhar (1960). Ce modèle fait l'hypothèse de l'optique géométrique, c'est à dire que la longueur d'onde est largement inférieure à la taille caractéristique des interfaces des objets considérés. Dans le cadre de la spectroscopie des surfaces planétaires, le domaine de longueurs d'onde

étudié se situe entre 1 μm et 5 μm ce qui limite la taille des particules modélisables à une dizaine ou quelques dizaines de microns.

$$r(i, e, g) = \frac{\omega}{4} \frac{1}{\mu_0 + \mu} \{ [1 + B(g)]P(g) + H(\mu_0, \omega)H(\mu, \omega) - 1 \} \quad (2.16)$$

Dans cette expression, $P(g)$ représente la fonction de phase (section 2.1.4.4), $B(g)$ représente la fonction décrivant le phénomène d'opposition (section 2.1.4.3) et $H(\mu_0, \omega)$ sont les fonctions de Chandrasekhar (1960) décrivant la diffusion multiple. Ce modèle est, de loin, le plus utilisé en sciences planétaires.

2.1.4.3 L'effet d'opposition

L'effet d'opposition est l'augmentation de la réflectance d'une surface lorsque l'angle de phase se rapproche de 0, c'est-à-dire quand le Soleil, l'observateur et l'objet observé sont alignés, avec le Soleil et l'observateur dans la même direction. Cet effet est la conséquence de 2 phénomènes physiques : un phénomène de masquage des ombres et un phénomène de rétrodiffusion cohérente. Le premier phénomène consiste au simple fait que lorsque l'angle de phase est de 0, on ne voit pas les ombres projetées par les objets (ou les grains) et l'on observe donc que des surfaces illuminées. Le deuxième phénomène précise que, pour un angle de phase nul, les ondes incidentes et émergentes, suivant le même trajet en sens inverse, vont construire des interférences constructives qui vont doubler l'intensité du flux lumineux reçue. Parmi les meilleures représentations de l'effet d'opposition, on trouve les clichés réalisés parmi les missions Apollo. En effet, le sol lunaire peut être très bien modélisé avec le modèle d'Hapke. La sonde clémentine a mesuré qu'entre 4 et 0° d'angle de phase, la réflectance de la surface martienne augmente de plus de 40% (Buratti *et al.*, 1996).



FIGURE 2.10 – Effets d'opposition à la surface de la Lune : l'effet d'opposition correspond au halo brillante autour de la silhouette de l'astronaute. Sur cette image, le Soleil, la tête de l'astronaute et la surface sont alignés. Crédits : NASA.

2.1.4.4 La fonction de phase

La fonction de phase d'une particule décrit la distribution angulaire du rayonnement diffusé lorsque la lumière rencontre une particule. L'intégration de cette fonction dans

toutes les directions de l'espace vaut 1 :

$$\frac{1}{4\pi} \int_0^{4\pi} P(g) \cdot d\Omega = 1 \quad (2.17)$$

C'est à l'intérieur de la fonction de phase qu'est définie la propriété physique d'une particule à diffuser la lumière vers l'avant ou vers l'arrière. Une des fonctions de phase la plus utilisée est la fonction d'Henye-Greenstein. C'est une fonction empirique utilisée au départ pour décrire la diffusion lumineuse dans les nuages interstellaires (Henyey & Greenstein, 1941). Elle a depuis été utilisée dans de nombreuses applications planétaires comme la diffusion des particules de l'atmosphère de Titan, la surface de Titan, ou encore la surface de la comète 67P/Tchourioumov-Guérassimenko. La fonction est définie comme suit :

$$P(g) = \frac{1 - \xi^2}{(1 + \xi^2 - 2\xi \cos\theta)^{3/2}} \quad (2.18)$$

où $\theta = (180^\circ - g)$ et ξ le paramètre d'asymétrie du lobe de diffusion qui varie entre -1 et $+1$. Une valeur de $\xi=0$ signifie que la diffusion de la particule est isotrope. Si $0 < \xi < 1$, alors la particule va diffuser la lumière vers l'avant. Si $-1 < \xi < 0$, alors la particule diffuse la lumière vers l'arrière. Dans la pratique, j'ai toujours considéré lors de mes modélisations que la diffusion des particules de glace était isotrope même si, la glace d'eau par exemple, est un matériau fortement diffusant vers l'avant. Une variante de la fonction d'Henye-Greenstein existe avec deux paramètres. De nombreuses études de la fonction d'Henye-Greenstein à deux paramètres ont montré que les matériaux naturels tels que les minéraux décrivent une forme de 'L' dans l'espace des paramètres b et c en fonction de certaines de leur propriétés texturales et d'absorption. L'étude de la variation de réflectance d'une surface en fonction des différentes géométries d'illumination et d'observation s'appelle **la photométrie**.

2.2 Bestiaire du spectre

Un spectre présente des structures caractéristiques que l'on dénomme par **bande d'absorption** et **continuum**. Il n'existe pas de définitions absolues pour ces éléments, mais on peut toutefois bien faire comprendre à quoi ils correspondent.

Bande d'absorption

Une bande d'absorption est un creux dans un spectre. Ce creux résulte d'une absorption du (ou des) matériaux observés. Les bandes d'absorption ont des formes très différentes : elles peuvent être étroites ou larges, profondes ou faibles, symétriques ou non. Les principales caractéristiques des bandes d'absorption, et donc la façon dont elles peuvent être caractérisées quantitativement sont les suivantes (Fig. 2.11) :

- La position du centre de la bande.
- La profondeur de la bande.
- L'aire de la bande.
- La forme de la bande (gaussienne, lorentzienne, ou certaines combinaisons ...).

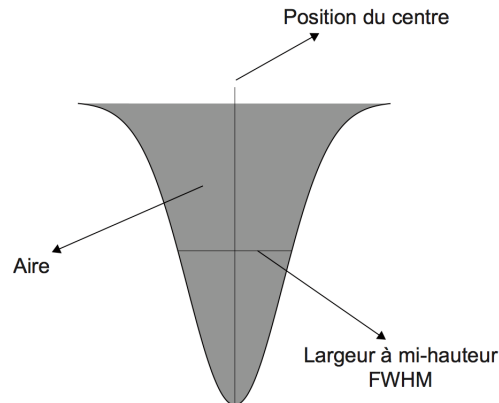


FIGURE 2.11 – Les principales caractéristiques d'une bande d'absorption.

- La largeur normalisée à mi-hauteur, que l'on retrouve en anglais sous le terme *Full Width at Half Maximum* (**FWHM**).

Le continuum

Il est constitué des parties du spectre entre les bandes d'absorption et peut être tracé en reliant ces différents points. C'est la forme qui porte les différentes bandes d'absorption (Clark & Roush, 1984). Le continuum est généralement un endroit où l'on estime l'albedo d'un matériau.

2.2.1 Les critères de bande

Un des objectifs de la spectroscopie est de mesurer et d'utiliser les variations spectrales d'un spectre, et notamment les bandes d'absorption dans le but d'identifier des surfaces spectralement différentes de par les paramètres physiques ou chimiques liés à ces bandes. Un des paramètres les plus caractéristiques d'une bande vient de sa profondeur. Pour mesurer cette profondeur, on utilise souvent un critère de bande. Il existe plusieurs types de critères de bande, dont la schématisation est représentée Fig. 2.12. Le critère de bande le plus simple consiste à diviser la valeur en réflectance de la longueur d'onde où le matériau absorbe le plus par la valeur en réflectance d'un point voisin du continuum (là où le matériau n'absorbe donc pas ou a un minimum d'absorption), Fig. 2.12 A. On obtient ainsi un **rapport de bande** entre 0 et 1, qui vaut 0 quand l'absorption est maximale et 1 quand elle est absente. Ce rapport peut être soustrait à 1 pour le convertir en profondeur de bande, éq. 2.20. Dans ce cas de figure, la profondeur de la bande peut être mesurée soit par rapport à un épaulement de cette bande, soit par rapport à un continuum calculé en prenant deux points d'accroche. Quand les données sont relativement bruitées, il peut être judicieux de faire une moyenne sur plusieurs points d'accroche, afin de stabiliser la valeur.

$$Rapport = \frac{Bande1}{Bande2} \quad (2.19)$$

Dans cette équation, la *Bande1* représente la bande correspondant à la longueur d'onde d'absorption maximale et la *Bande2* à la longueur d'onde du continuum. Les critères de bandes ont plusieurs intérêts dont la suppression d'une partie des effets de topographie ou

des conditions d'illumination.

Dans la plupart des spectres, les bandes d'absorption sont souvent déformées car placées dans des domaines spectraux où les continuum ne sont pas plats. La profondeur réelle de la bande va dans ce cas se calculer à partir de deux épaulements qui permettent d'interpoler la forme du continuum par différents ajustements mathématiques, Fig. 2.12 B. Ces ajustements peuvent être linéaire ou gaussien. La profondeur de la bande correspondra à la distance entre le minimum de réflectance du pic d'absorption par rapport à la valeur du continuum à la même longueur d'onde. Dans ce cas, le calcul de la profondeur de bande se réalise comme suit :

$$Prof = 1 - Rapport = 1 - \frac{Bande1}{Bande2} \quad (2.20)$$

Le meilleur critère pour estimer une bande d'absorption reste la mesure de son aire. La mesure de cette aire se réalise généralement sur plus de 3 canaux, Fig. 2.12 C. La mesure de l'aire d'une bande présente plusieurs avantages par rapport au simple rapport de bande spectral. Tout d'abord, elle réduit drastiquement le bruit spectral (Nolin & Dozier, 2000). Ensuite, elle permet de continuer à mesurer l'augmentation de l'intensité d'une bande via son l'élargissement, même si celle-ci sature. Elle permet aussi de s'affranchir de dépendances de l'intensité avec certains paramètres et est moins sensible à des petits décalages spectraux du maximum d'absorption de la bande. Avant d'utiliser un rapport de bande comme critère d'abondance d'un matériau à la surface, il est important de vérifier la corrélation de la variation du rapport de bande avec les intégrales de cette même bande. Cette notion sera particulièrement utile dans le cadre de l'étude de Pluton. Les critères de bandes sont des critères qui permettent d'obtenir une information qualitative, à considérer avec prudence lorsque des cartes d'abondance en sont retirées du fait de leurs dépendances multiples avec d'autre paramètres comme la texture (taille des grains, ...) ou les conditions d'observation (photométrie).

$$Aire = 1 - \frac{\int_{\lambda_{min}}^{\lambda_{max}} RF(\lambda)d\lambda}{\int_{\lambda_{min}}^{\lambda_{max}} C(\lambda)d\lambda}, \quad (2.21)$$

avec λ_{min} et λ_{max} les longueurs d'onde délimitant le domaine d'intégration, $RF(\lambda)$ la réflectance dans la bande d'absorption et $C(\lambda)$ l'interpolation du continuum dans la gamme d'intégration.

2.3 Modélisation numérique de spectres en réflectance - Le modèle de transfert radiatif SPECTRIMAG

2.3.1 Présentation du modèle

Toutes les modélisations spectrales présentées dans cette thèse ont été réalisées avec Spectrimag, le modèle de transfert radiatif développé par Sylvain Douté et Bernard Schmitt à l'IPAG (Douté & Schmitt, 1998). Ce modèle de transfert radiatif est une version améliorée du modèle d'Hapke décrit plus haut, utilisant l'hypothèse de l'optique géométrique.

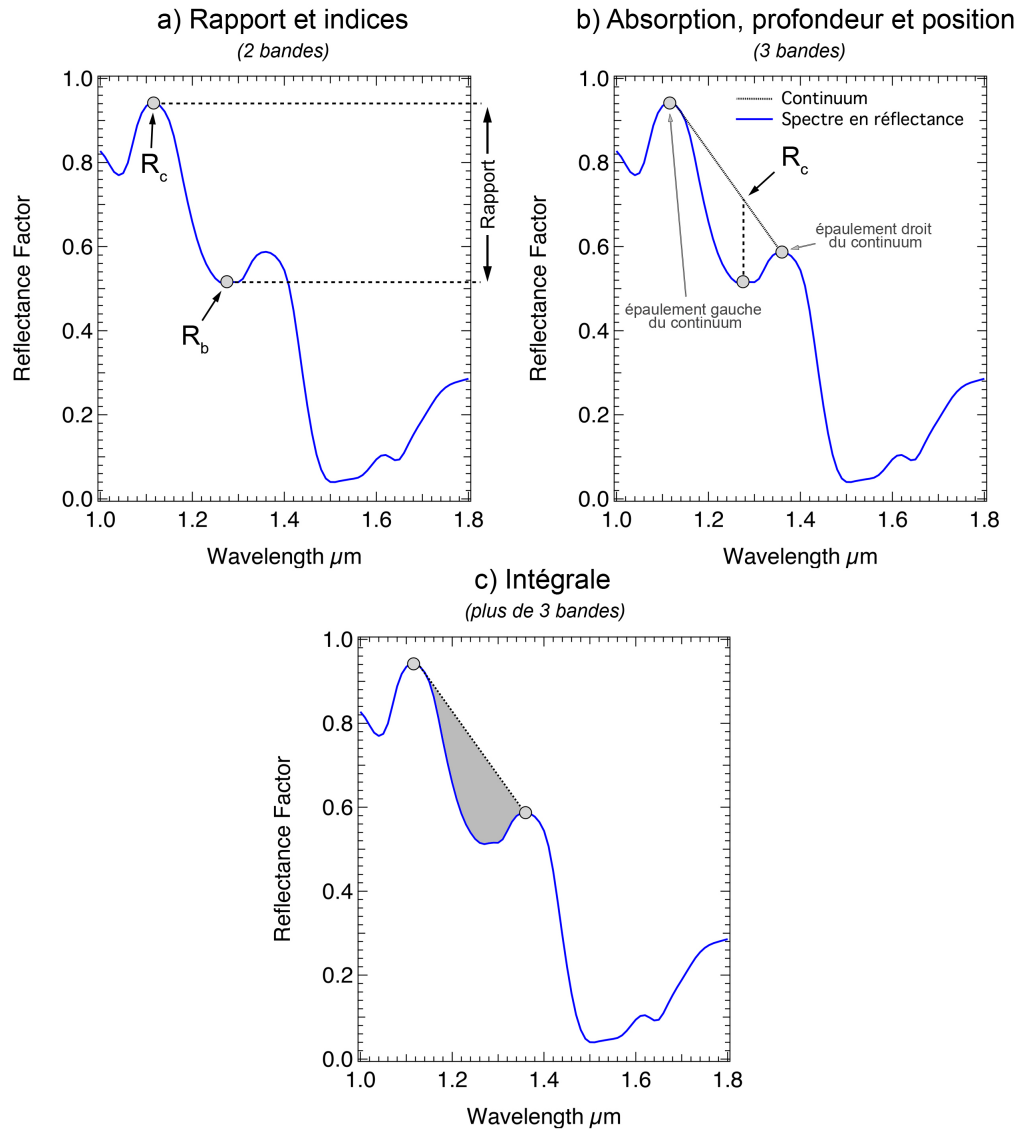


FIGURE 2.12 – Les différents critères classiques d’estimation de la profondeur d’une bande, avec comme exemple des spectres de glace d’eau de 500 μm de diamètre (en bleu). Les points gris représentent les bandes spectrales considérées. A) Rapport de bande ou simple profondeur de bande, B) profondeur de bande normalisée au continuum R_c , C) aire de bande normalisée au continuum.

Spectrimag permet notamment une diffusion non isotrope du rayonnement lumineux à toutes les interfaces, alors que le modèle de Hapke ne permet de traiter la diffusion non isotrope qu’à la première interface. De plus, Spectrimag autorise la modélisation de surfaces planétaires dont les composants sont stratifiés, caractéristique qui rend ce modèle unique et particulièrement utile dans le cadre de l’étude de Mars et Pluton, dont les surfaces possèdent une stratification certaines de leur composants glacés à la surface. Parmi tous les paramètres pouvant être donnés en entrée du modèle, j’ai majoritairement fait varier les suivants pour la génération de bibliothèques spectrales synthétiques et l’ajustement des spectres en réflectance expérimentaux ou issus de données de l’imagerie hyperspectrale :

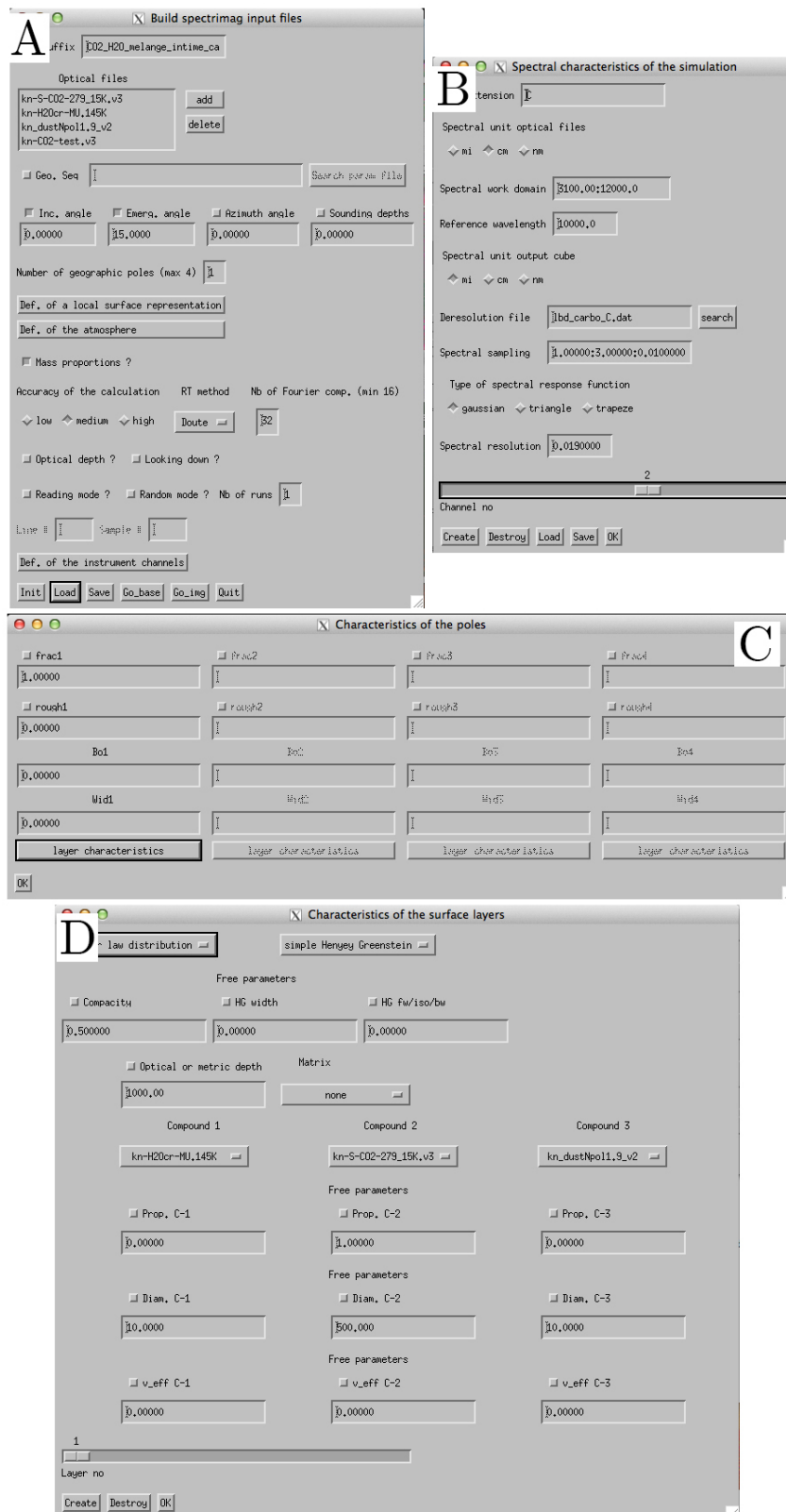


FIGURE 2.13 – Interface graphique du modèle de transfert radiatif Spectrimag codée sous IDL.

- La taille de grain des matériaux et le type de matériaux : granulaire ou compact à inclusions.
- La représentation de surface et l'agencement des matériaux : mélange intime, stratification ou mélange géographique sub-pixel, voir section 6.21.
- La porosité des matériaux.
- Les conditions géométriques d'illumination et d'observation de la scène.

La Fig. 2.13 présente l'interface graphique de Spectrimag, codée sous IDL avec l'architecture fournie par les *widgets*. La première fenêtre en A, sert de point d'entrée pour les différentes options du modèle. On y fixe également la ou les géométries de la simulation, ainsi que la liste des jeux de constantes optiques qui seront utilisées lors du calcul. À partir du bouton '**Def. of the instrument channels**', on peut accéder à la fenêtre B qui permet de fournir les informations sur les caractéristiques spectrales des instruments nécessaires à la convolution des spectres, calculés en haute résolution (1 cm^{-1}) à partir des constantes optiques, à la résolution souhaitée. Ici, les informations rentrées (position des spectels, résolution spectrale) correspondent à la voie C du spectromètre OMEGA. Sur l'image A, le bouton '**Def. of a local surface representation**' permet de choisir la représentation de surface que l'on veut. La consigne '**Number of Geographic poles**' juste au dessus permet de fixer le nombre de pôles géographiques dans le cas d'un mélange géographique sub-pixel. Ce nombre peut varier entre 1 et 4. La définition des pôles géographiques s'effectue avec l'interface C, où il est possible de faire varier l'étendue géographique de chaque pôle entre 0 et 100 % de la surface. Une valeur de la rugosité de surface peut également être rentrée, option utile dans le cadre de glace polycristalline. Cliquer sur le bouton **layer characteristics** permet d'accéder au panneau D et de définir les propriétés physiques de chaque couche. On y retrouve la compacité, l'épaisseur de la couche en mm (les couches dont l'épaisseur métrique atteint 1000 mm sont considérés comme semi-infinies), les proportions de chaque constituant en mélange intime (dans un mélange granulaire) qui peuvent être ajustées, la taille de grain et enfin les propriétés photométriques de la couche en choisissant une fonction de phase et ses caractéristiques. Dans la pratique, j'ai toujours utilisé une fonction de phase Henyey-Greenstein simple, avec une valeur de 0 pour le paramètre d'anisotropie g (= diffusion isotrope) faute de contraintes sur ce paramètre. Il faut noter ici que les masses volumiques correspondantes à chacun des composants d'une couche sont fixes et codées en dur dans cette interface. Elles sont attribuées à la glace d'eau, la glace de CO_2 et la poussière, dans cet ordre. Il convient donc de modifier le paramètre de pourcentage en masse obtenu lors d'une inversion par le rapport des masses moléculaires avec les espèces chimiques utilisées, quand elles sont de nature différente (dans le cas des glaces de N_2 , CH_4 et CO pour Pluton par exemple).

Le modèle comporte certaines limitations qu'il est bon d'indiquer. On peut regrouper ces limitations dans deux catégories : 1) les limitations intrinsèques à l'interface et 2) les limitations d'ordre pratique. Les limitations intrinsèques à l'interface représentent par exemple le nombre de pôles géographiques possibles d'une simulation, limité à 4. Cette limitation pose certains problèmes dans le cas de surfaces planétaires où de nombreux matériaux sont présents (Pluton par exemple), et le programme gagnerait à être modifié pour étendre le nombre de pôles géographiques possibles. Une limitation analogue est le nombre de constituants par couche possible, limité à 3. Lié à cela, les masses moléculaires de la

Molécule	Étude	Température	Remarque
CO ₂	Quirico & Schmitt (1997b); Schmitt <i>et al.</i> (1998)	179 K	Complétées entre 2.58 et 2.68 μm avec les constantes de Hansen (2005).
H ₂ O	Grundy & Schmitt (1998)	145 K	
CH ₄	Grundy <i>et al.</i> (2002)	40 K	
N ₂	Grundy <i>et al.</i> (1993)	36.5 K	
CO	Quirico & Schmitt (1997a)	21 K	Modifiées avec ajout de l'absorption à 1.58 μm .
$\bar{\text{N}}_2\text{:CH}_4$	Quirico & Schmitt (1997b); Quirico & Schmitt (1997a)	36.5 K	
$\bar{\text{N}}_2\text{:CO}$	Quirico & Schmitt (1997b); Quirico & Schmitt (1997a)	36.5 K	

TABLE 2.1 – Les différents jeux de constantes optiques des glaces qui sont utilisées dans ce manuscrit. Les autres jeux de constantes optiques (comme la poussière martienne) sont obtenues synthétiquement à partir du modèle de Shkuratov *et al.* (1999), voir section 2.3.2.1. L'ensemble des constantes optiques de ce tableau est disponible dans la base de données GhoSST de l'IPAG à l'adresse <http://ghosst.osug.fr/>.

glace d'eau, de la glace de CO₂ et de la poussière codées dans le coeur du code obligent à chaque fois à recalculer les proportions massiques obtenues pour d'autres matériaux (N₂, CH₄ ...). Ensuite, les limitations d'ordre pratique concernent le manque de documentation fournie avec la suite de programmes et d'information sur ses évolutions, résultant en de nombreux bugs non compréhensibles et qui permet difficilement le suivi des modifications apportées au programme par rapport à la version d'utilisation en cours. Le programme est également à installer dans un environnement informatique complexe, ce qui, pour un non initié, représente une courbe d'apprentissage énorme. L'utilisation complexe du modèle est également liée à son architecture, en plusieurs parties, avec d'un côté la partie transfert radiatif et de l'autre la convolution des spectres à une certaine résolution, ce qui rend l'utilisation du modèle complexe et chronophage. Enfin, le format des fichiers générés à la suite de l'étape de convolution est le format PDS. Ce format n'est lisible qu'avec la suite de programmes IDL appropriée.

Ces éléments ont conduit à la création d'une nouvelle interface *user-friendly*, actuellement en développement au laboratoire. Elle permettra de lever l'essentiel de ces limitations et de passer certaines options plus facilement au modèle, d'accéder à un affichage graphique et interactif des résultats et fournira en sortie des fichiers de type texte. Cette nouvelle interface devrait permettre à un plus grand nombre d'utilisateurs de se servir du modèle.

2.3.2 Constantes optiques

Les constantes optiques sont les principales données entrées lors du calcul de spectres synthétiques par les modèles de transfert radiatif. Leur étude est très importante car de nombreux paramètres influent les propriétés optiques d'un solide : le type de phase (cristallin ou amorphe), l'état (pur, dilué, mélange, hydrate, ...), la qualité cristalline (présence

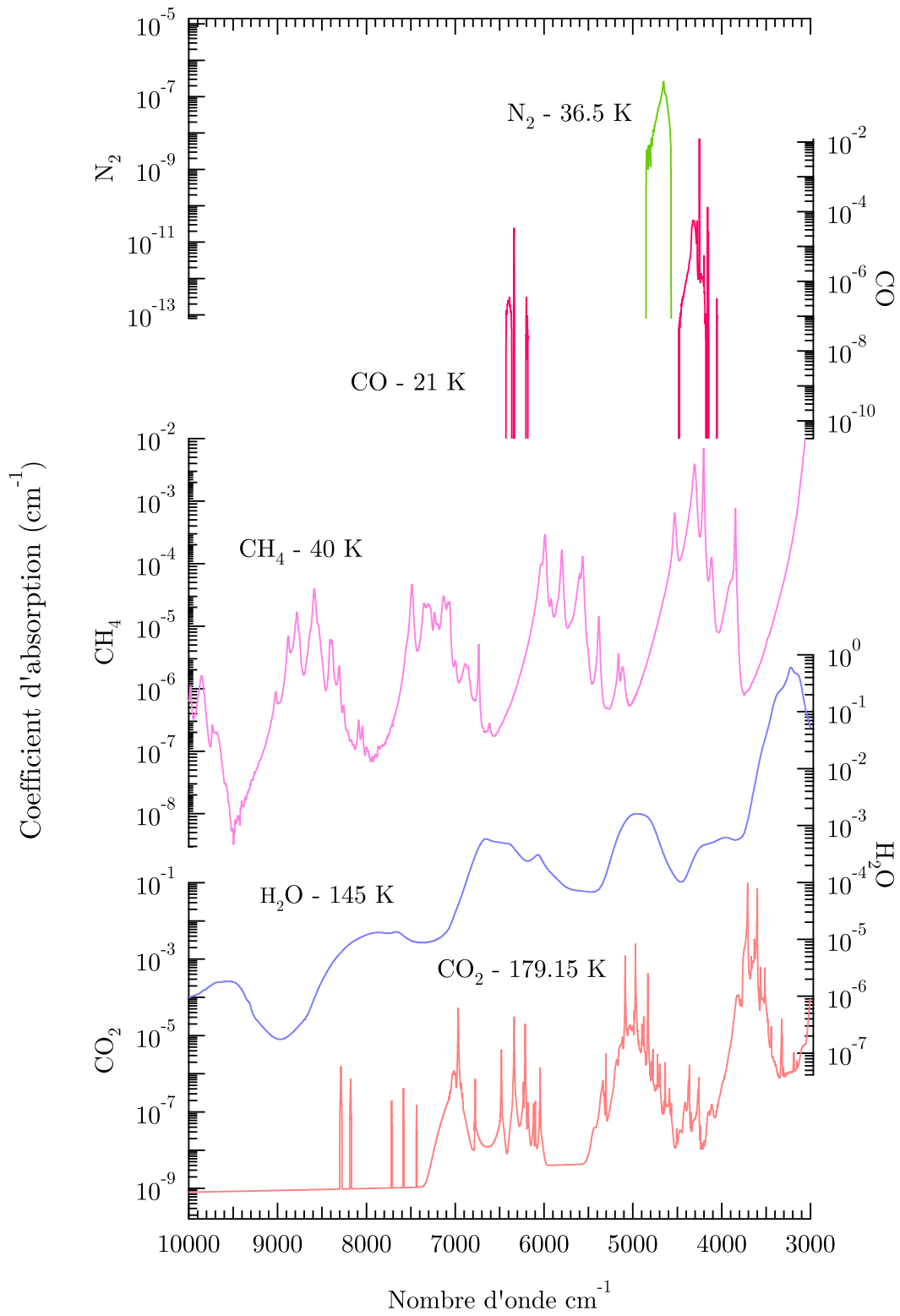


FIGURE 2.14 – Représentation des différentes valeurs de l'indice imaginaire k des constantes optiques déterminées expérimentalement et utilisées dans cette thèse pour le calcul des spectres synthétiques.

d'impuretés ou pas), la température, l'histoire thermique, les abondances isotopiques et l'orientation du système cristallin (Schmitt *et al.*, 1998). Elles sont mesurées en laboratoire par différentes techniques expérimentales telles que la mesure de spectres en transmission pour différentes épaisseurs d'échantillons, la mesure de la réflexion spéculaire, les mesures en réflectance ou les mesures de diffusion de la lumière par des aérosols. Elles sont ensuite extraites à partir des spectres en utilisant les relations de Kramers - Kronig. À la fin du processus itératif, on obtient un couple de valeurs, n , indice réel, et k , indice imaginaire. L'indice n est plus couramment appelé **indice de réfraction** et représente le rapport entre la vitesse de propagation de la lumière dans le milieu et celle du vide. L'indice k est appelé **coefficient d'absorption** et représente l'atténuation du rayonnement transmis à travers un milieu. Les deux indices varient en fonction de la longueur d'onde, et ce sont les variations de l'indice k qui permettent d'expliquer les bandes d'absorption. Toutefois, de fortes variations de l'indice n influent également sur la forme des bandes d'absorption. Les deux paramètres sont reliés ensemble par l'équation :

$$m(\lambda) = n(\lambda) + ik(\lambda) \quad (2.22)$$

où l'indice complexe m représente ce que l'on appelle les constantes optiques (assez paradoxalement car elle varie beaucoup en fonction de la longueur d'onde!). L'ensemble des constantes optiques obtenues à partir de données expérimentales et que j'ai utilisé dans cette thèse sont compilées sur la Fig. 2.14, sauf pour les phases $N_2:CH_4$ et $N_2:CO$ qui seront décrites en détail dans le chapitre 6. Elles sont également récapitulées dans le tableau 2.4. La Fig. 2.14 ne représente que les indices d'absorption k des espèces pures. Notons ici que la détermination des constantes optiques dans les gammes spectrales de faibles absorption des matériaux (les continuums) sont complexes à obtenir et que les continuums sont parfois calculés par extrapolation des ailes des bandes les encadrant avec une barre d'erreur très importante. Par exemple, le coefficient d'absorption de la glace de CO_2 à $1 \mu m$ est déterminé avec un facteur d'erreur de ± 70 fois sa valeur. Ces incertitudes de continuum peuvent poser problème dans les cas des neiges à très gros grains ou des polycristaux compacts (cas de CO_2 sur Mars ou $N_2:CH_4:CO$ sur Pluton) pour lesquels le libre parcours moyen des photons est très grand (jusqu'à plusieurs dizaines de centimètres) dans les zones de faible absorption. Les constantes optiques que j'ai utilisé dans ma thèse et dont je ne disposais pas de mesures expérimentales, comme celles de la poussière du régolithe martien où celle du matériau sombre recouvrant Pluton, ont été calculées synthétiquement à partir de spectres en réflectance, voir section 2.3.2.1.

Un des meilleurs exemples de l'influence de l'état physique du matériau sur les constantes optiques, en l'occurrence sa température, est celui de la glace d'eau cristalline. La Fig. 2.15 représente l'évolution de l'indice d'absorption k de la glace d'eau cristalline entre 20 K et 270 K. La température affecte les positions, la forme et l'intensité des bandes. La bande à $1.65 \mu m$ (6060 cm^{-1}) disparaît même pour les températures supérieures à 270 K.

2.3.2.1 Constantes optiques synthétiques

Pour Mars et Pluton, les constantes optiques du régolithe poussiéreux dans le premier cas et du dépôt organique sombre à la surface dans le deuxième ont été obtenues synthé-

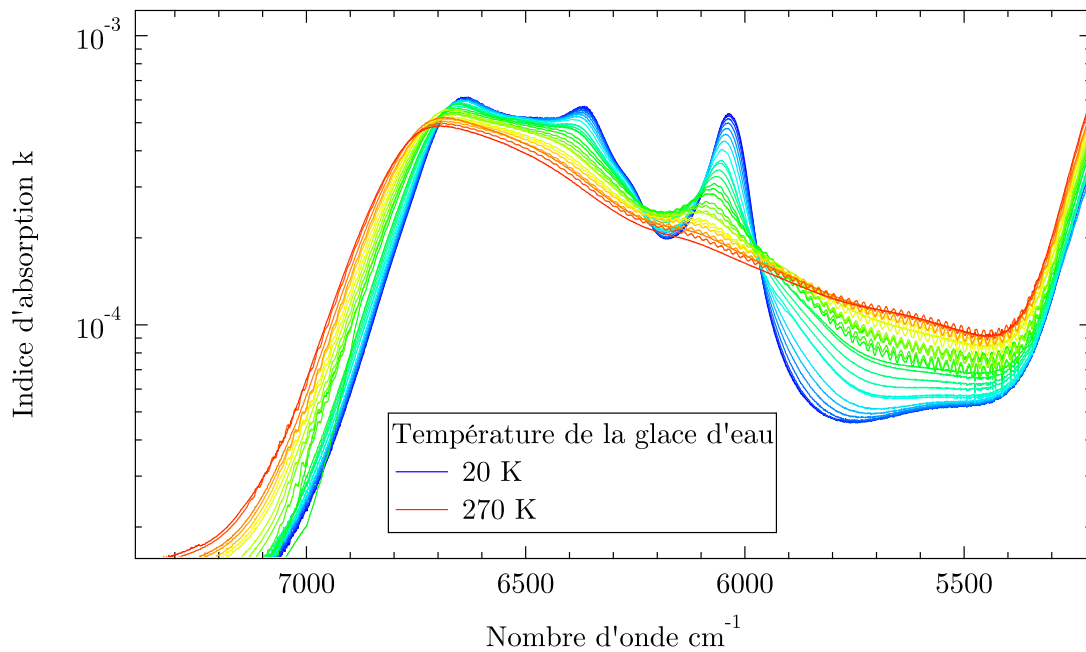


FIGURE 2.15 – Évolution de l'indice d'absorption k de la glace d'eau cristalline en fonction de la température entre 20 et 270 K (un spectre tous les 10 K) (Grundy & Schmitt, 1998).

tiquement à partir de spectres en réflectance de la surface de ces régions. Ce choix est motivée par deux raisons :

- le manque de constantes optiques optimales pour les matériaux recouvrant la surface des planètes.
- ces constantes optiques synthétiques, même si basées sur de nombreuses hypothèses, permettent de très bien reproduire les spectres.

Pour générer ces constantes optiques, j'ai utilisé le modèle de Shkuratov *et al.* (1999). C'est un modèle très analytique qui permet d'inverser des spectres en réflectance d'une surface pour obtenir un couple de valeurs $[k, n]$ synthétique. Pour ce faire, le modèle requiert en entrée les paramètres physiques suivants : indice optique réel n du matériau de surface, taille des grains et porosité du milieu. Pour ces éléments, on dispose d'ordres de grandeur à partir notamment de mesures expérimentales réalisées *in situ* sur Mars ou en laboratoire. De plus, une erreur ou une approximation sur les valeurs de l'indice n en entrée du modèle aura peu d'impact sur l'indice k généré par l'inversion du modèle de Shkuratov : l'indice k obtenu n'est sensible au paramètre n que pour la région spectrale autour de $3 \mu\text{m}$ (Douté *et al.*, 2007). Pour le reste du spectre, la variation de l'indice k est surtout gouvernée par la taille des grains du matériau. Une fois le jeu de constantes optiques synthétiques généré, le paramètre de taille de grain est un paramètre libre des simulations réalisées avec ces constantes optiques, et des simulations de spectres synthétiques en faisant varier la taille de grain permettent d'ajuster le spectre en réflectance original sauf dans les zones de très forte absorption. Un exemple d'application de cette méthode sera proposé dans le chapitre 3.

2.3.3 La représentation de surface

Les surfaces planétaires ne sont pas des surfaces idéales où les composants chimiques seraient purs et bien séparés les uns des autres. Ils sont souvent mélangés à différents niveaux et degrés et les caractéristiques des spectres reflètent la façon dont ces composants sont mélangés. Les modèles de transfert radiatif prennent en compte ces différents mélanges des composants à travers ce que l'on appelle la représentation de surface. On peut également dire qu'elle désigne la façon dont les composants sont assemblés à l'échelle du pixel ou sub-pixel. Il existe 4 grands types de mélange pour les composants chimiques à la surface, représentés sur la Fig. 2.16.

- **Mélange géographique subpixel** : À l'intérieur d'un pixel, les différents composants chimiques sont ségrégués horizontalement. Le spectre en réflectance d'un pixel sera un mélange linéaire des signatures spectrales des composants individuels, pondéré par leur proportion en surface. On suppose ici qu'il n'y a pas de phénomène de diffusion multiple entre les différents composants. La Fig. 2.17 représente l'évolution spectrale d'un mélange surfacique de glace d'eau et de CO₂ (granulométrie de 500 μm) pour différentes proportions surfaciques de ces composants, à la résolution spectrale OMEGA. Dans le cadre d'une représentation complexe de la surface, chaque composant géographique peut être un composant pur, un mélange intime granulaire, un milieu stratifié ou un mélange moléculaire.
- **Mélange intime granulaire** : Ce mélange intervient au niveau des grains (mélange granulaire) ou à l'intérieur d'un grain ou d'un polycristal lorsque ceux-ci sont composés de multiples cristaux (ou phases) de compositions différentes. Le spectre résultant est une combinaison non-linéaire des spectres des différents composants du mélange. La Fig. 2.18 représente l'évolution spectrale d'un mélange intime de glace d'eau et de CO₂ (granulométrie de 300 μm) pour différentes proportions en masse de ces composants dans le mélange intime. La différence avec la Fig. 2.17 est visible dans la non-linéarité de l'évolution des caractéristiques spectrales de chacun des composants.
- **Stratification** : Les composants sont ici considérés en couches horizontales, se superposant les unes aux autres. Les différents composants chimiques de cette stratification sont potentiellement identifiables tant que l'épaisseur de la première strate n'excède pas le libre parcours moyen des photons. Dans le cas contraire, la première couche de matériau peut devenir optiquement épaisse et ainsi masquer les composants chimiques en dessous. La Fig. 2.19 représente l'évolution spectrale de glace de CO₂ granulaire (granulométrie de 500 μm) recouverte par une couche de glace d'eau (granulométrie de 100 μm) dont l'épaisseur varie. On peut voir qu'ici aussi, l'évolution des propriétés spectrales n'est pas linéaire. Ce type de représentation de surface est particulièrement intéressante dans le cadre des glaces planétaires, qui sont souvent un mélange intime ou moléculaire entre plusieurs composés et dont la sublimation différentielle peut amener le composé le moins volatil à s'accumuler en surface. Je peux introduire ici la notion de **couche optiquement mince** ou **optiquement épaisse** : on dit qu'une couche de matériau est optiquement mince à une longueur d'onde lorsque le signal spectroscopique mesuré reflète les propriétés spectroscopiques de cette couche et du matériau sous-jacent, preuve que les photons incidents pénètrent cette couche jusqu'au fond, interagissent avec le matériau

sous-jacent et ressortent en la traversant à nouveau. Pour une couche optiquement épaisse, aucun des photons incident n'arrive à effectuer l'aller-retour de la surface de cette couche jusqu'au matériau sous-jacent sans se faire absorber.

- **Mélange intime moléculaire** : Ce mélange est celui qui se produit à la plus petite des échelles, moléculaire, bien inférieure à la taille du grain. Il existe de nombreux exemples de mélanges intime moléculaires : l'eau dans le réseau interlité des argiles (montmorillonite), les clathrates hydrates de CO₂ ou encore le mélange intime (solution solide) dans les glaces d'azote et de méthane sur Pluton, voir chapitre 6. Les spectres pour ces assemblages peuvent être très différents des spectres de corps purs car les fréquences et intensités de vibration des molécules sont modifiées et de nouvelles bandes peuvent apparaître dû à la structure à l'échelle moléculaire adoptée par ces composés ou à leur disposition dans le réseau cristallin. La Fig. 6.12 du chapitre 6 présente l'évolution du spectre de glace de N₂ lorsque la proportion en masse de CH₄ dans le mélange intime augmente.

La Fig. 2.20 a également été rajoutée pour montrer l'évolution du spectre de la glace de CO₂ en fonction de la taille des grains. L'influence spectrale d'un mélange moléculaire sera montrée dans le chapitre 6 lorsque je décrirai en détail les propriétés des glaces de N₂:CH₄:CO. Dans un milieu complexe, où plusieurs représentations de surface sont possibles ou combinées (stratification d'espèces chimiques + mélange intime granulaire) il peut être très dur de comprendre quels sont les paramètres influants le plus dans certaines gammes de longueur d'onde.

Une couche plus fine que les grains ?

La Fig. 2.19 montre que Spectrimag est capable de générer des spectres dans lesquels la représentation de surface est un milieu stratifié dans lequel la couche supérieure peut être inférieure à la taille d'un grain. Au cours des inversions réalisées sur des bibliothèques de spectres synthétiques, j'ai parfois obtenu ce genre de représentation de surface qui permettait le meilleur ajustement des spectres. Quelle est la réalité physique d'une telle simulation ?

Il est possible de s'imaginer ce résultat comme un recouvrement partiel du matériau sous-jacent mais avec une épaisseur égale à la taille des grains. Exemple : j'ai un matériau 1, qui recouvre un matériau 2. Le matériau 1 recouvre le matériau 2 sur 100 % de sa surface, avec une taille de grain de 200 μm et une épaisseur de couche de 100 μm . Est-il possible de considérer qu'une représentation de surface en pôle géographiques plus adéquate permette également d'ajuster le spectre, tout en ayant des paramètres physiques plus réalistes ? Cela consisterait à dire que la couche de matériau 1 ne couvre pas entièrement le matériau 2 et que les 100 % de surface recouverts par 100 μm correspondent plutôt à 50 % recouverts par une couche mono-grain de 200 μm .

Pour comparer les résultats spectroscopiques de ces deux cas de figure, Thomas Appéré a simulé des spectres synthétiques d'un milieu stratifié où la couche inférieure est composée de glace de CO₂ avec des grains de 30 cm de diamètre, recouverte d'une fine couche d'eau. Les tests ont été effectués avec deux tailles de grains d'eau : 30 μm de diamètre et 200

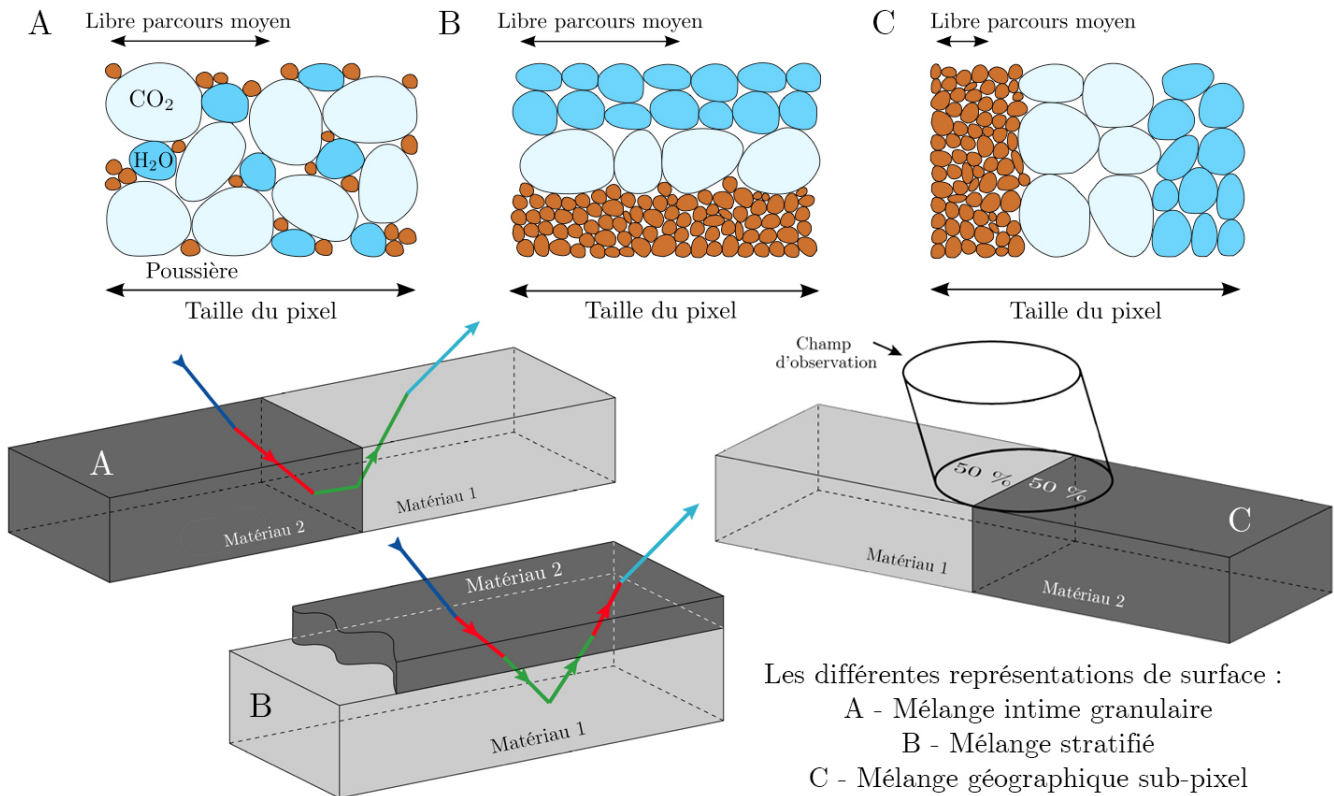


FIGURE 2.16 – Représentation des différentes possibilités de mélange des composants chimiques dans le cadre de la nature : A) mélange intime granulaire, B) mélange stratifié, C) mélange géographique sub-pixel. Le 4^e type de mélange, moléculaire, peut avoir lieu à l'intérieur de chaque grain. Modifié d'après Roy (2007) et Appéré (2012).

μm de diamètre. Les courbes de la Fig. 2.21 présentent la couverture spatiale d'une couche d'eau d'épaisseur égale à une taille de grain dont le signal spectroscopique correspond à une couche d'eau dont l'épaisseur est inférieure à la taille des grains composant cette couche. Les croix bleues correspondent à une taille de $200 \mu\text{m}$ et les triangles rouges à une taille de $30 \mu\text{m}$ pour les grains de la couche supérieure. La relation obtenue entre les deux paramètres n'est pas linéaire, par exemple, pour une couche dont l'épaisseur serait de l'ordre de la moitié de la taille des grains, son signal spectroscopique est équivalent à une couche épaisse de la taille des grains recouvrant 70 - 75 % de la surface.

2.3.4 Méthode d'inversion des spectres

Les spectres synthétiques produits à l'aide de Spectrimag peuvent être comparés à des mesures expérimentales ou à des spectres de la surface martienne. Pour pouvoir les comparer, j'ai utilisé la méthode des moindres carrés. De larges bibliothèques spectrales sont généralement produites avec Spectrimag puis les spectres sont comparés un à un au spectre expérimental ou de la surface martienne à inverser. Ces bibliothèques explorent, pour chaque paramètre physique intéressant, une gamme de valeurs réalistes avec un pas d'échantillonnage suffisant déterminé par l'expérience (c'est-à-dire générant des spectres extrêmes réalistes et des variations suffisamment progressives du spectre pour assurer une bonne précision

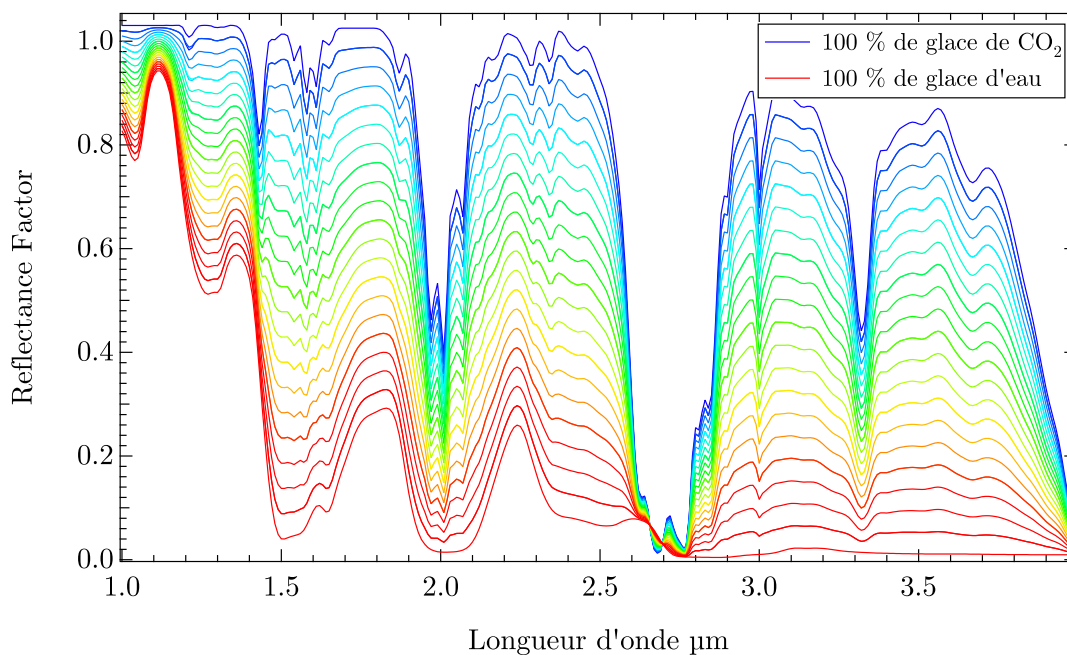


FIGURE 2.17 – Évolution spectrale d'un mélange surfacique de glaces de CO₂ et H₂O. Le spectre bleu représente une surface occupée à 100 % par la glace de CO₂ et le spectre rouge clair représente une surface occupée à 100 % par la glace d'eau. Entre ces deux pôles spectraux, le mélange surfacique est effectué par pas de 5 %.

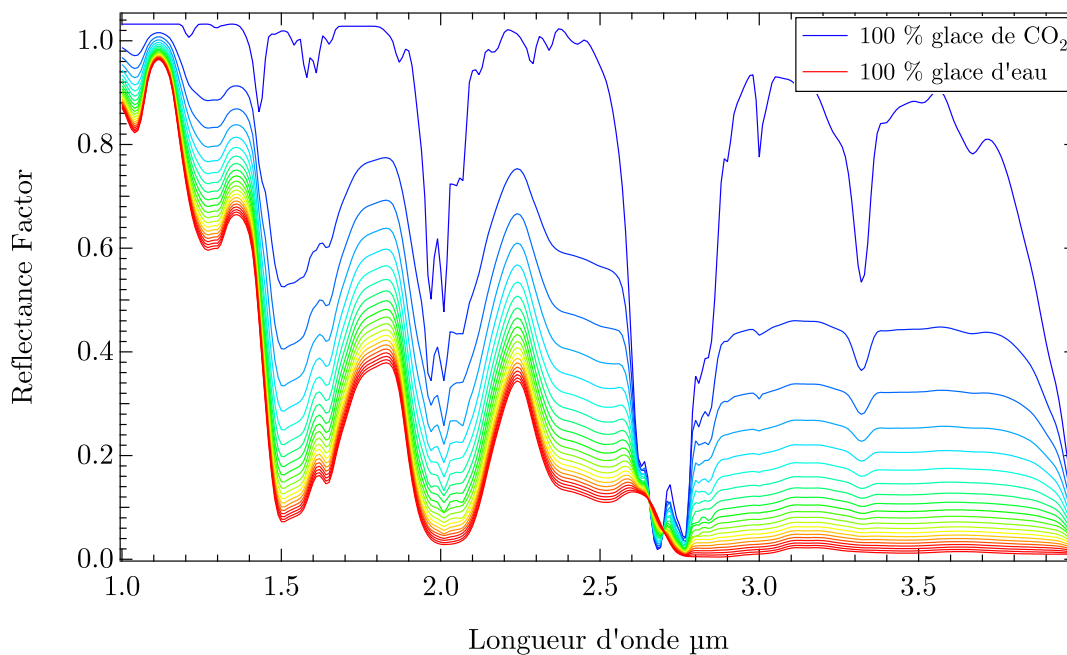


FIGURE 2.18 – Variation du spectre d'un mélange intime de glaces de CO₂ et d'eau. La taille de grain est de 300 μm pour les glaces de CO₂ et d'eau.

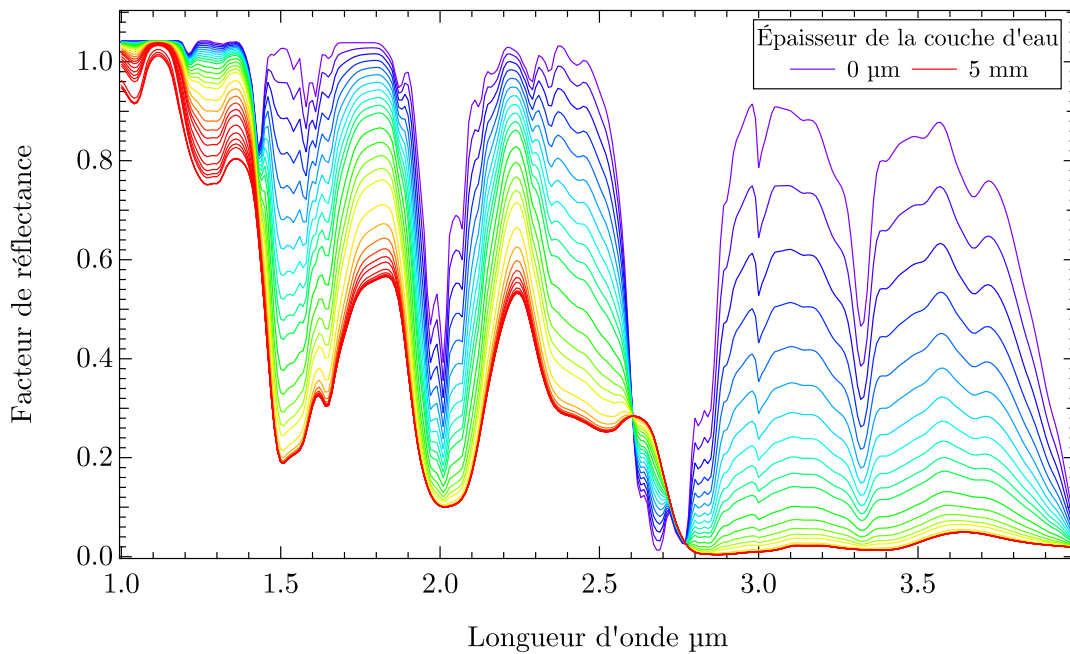


FIGURE 2.19 – Variation du spectre de glace de CO_2 d'une granulométrie $500 \mu\text{m}$ progressivement recouverte par une couche de glace d'eau avec des grains de $100 \mu\text{m}$. Les épaisseurs d'eau au dessus de la glace de CO_2 sont : $10 \mu\text{m}$, $20 \mu\text{m}$, $50 \mu\text{m}$, $75 \mu\text{m}$, $100 \mu\text{m}$, $300 \mu\text{m}$, $400 \mu\text{m}$, $500 \mu\text{m}$, $750 \mu\text{m}$, 1 mm , 1.5 mm , 2 mm , 2.5 mm , 3 mm , 4 mm , 5 mm .

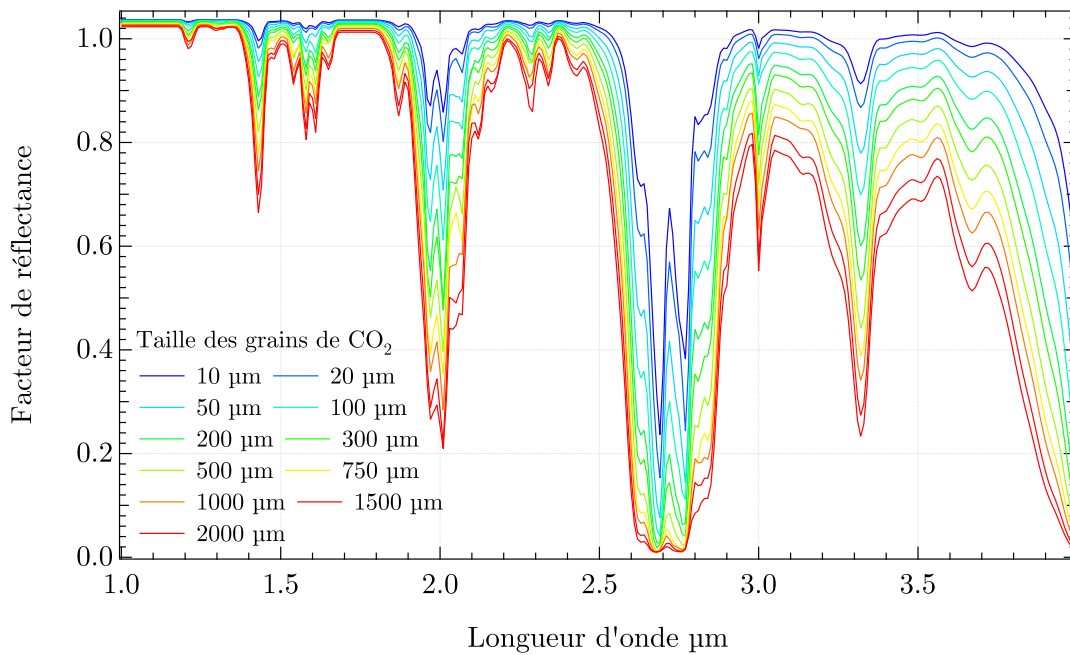


FIGURE 2.20 – Variation des bandes d'absorption du spectre de glace de CO_2 en fonction de la taille de grain.

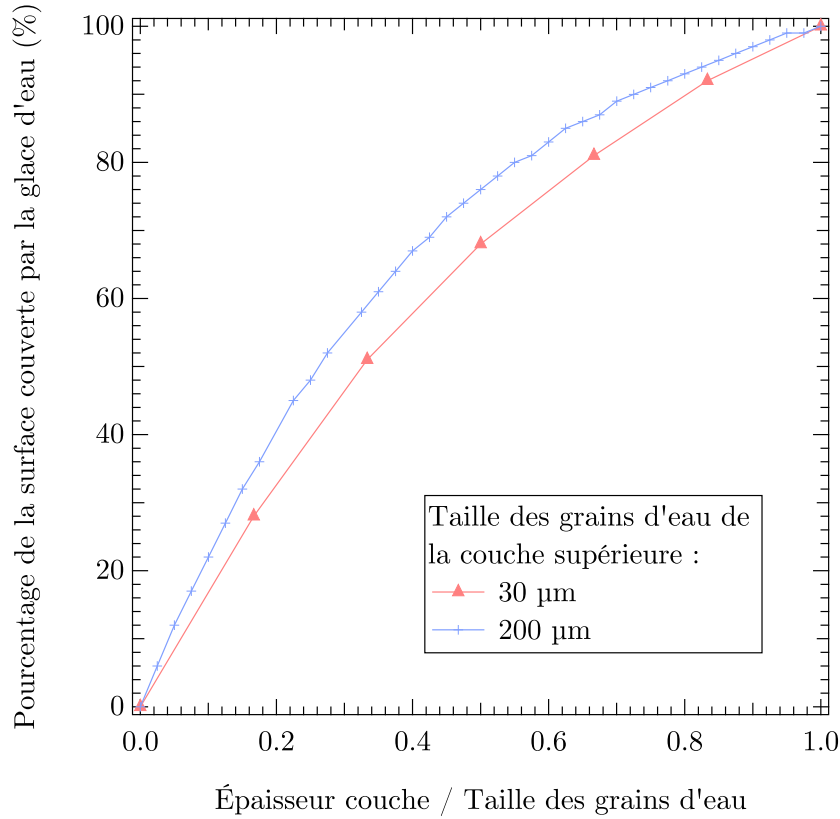


FIGURE 2.21 – Relation entre la surface couverte et le rapport entre l'épaisseur de la couche et la taille des grains pour deux tailles de grains différentes, 30 et 200 μm , d'une fine couche de glace d'eau recouvrant de la glace de CO_2 (granulométrie = 14 cm).

de l'inversion). Toutefois, il faut veiller à ne pas générer des bibliothèques spectrales trop importantes car leur taille peut devenir un problème (plusieurs Go). Le spectre du meilleur ajustement est choisi parmi les spectres de la bibliothèque spectrale à l'aide de la méthode d'ajustement par les moindres carrés :

$$\chi^2 = \sum_{\lambda} \omega_{\lambda} (RF_{\lambda}^{exp} - RF_{\lambda}^{syn})^2 \quad (2.23)$$

RF^{exp} et RF^{syn} correspondent respectivement au facteur de réflectance à la longueur d'onde λ du spectre expérimental et du spectre synthétique. Des poids (ω_{λ}) peuvent être définis pour prendre en compte l'incertitude plus forte dans certaines gammes des constantes optiques et/ou renforcer la qualité de l'ajustement dans certaines gammes spectrales d'intérêt particulier. En effet, certains matériaux possèdent des constantes optiques avec de très grandes incertitudes dans certaines gammes de longueur d'onde. C'est le cas pour le CO_2 dans le continuum au-dessus de 7200 cm^{-1} ($< 1.38 \mu\text{m}$) sur la Fig. 2.14 par exemple. Il peut être utile dans cette gamme de longueur d'onde d'imposer un ajustement plus faible. Ce peut aussi être le cas dans les gammes où le modèle de transfert radiatif présente des limites. L'incertitude sur certaines zones spectrales des observations peut être importante et peut venir de nombreux facteurs : mauvaise correction atmosphérique, présence d'aérosols au dessus de la surface planétaire ... À l'inverse des zones où l'incertitude sur le

spectre est grande, elle peut être considérée comme minime dans d'autres, par exemple, au niveau d'une bande qui est très bien connue. Un bon exemple pourrait être la bande à $1.43 \mu\text{m}$ de la glace de CO_2 . Pour renforcer l'ajustement du spectre synthétique sur le spectre observé dans cette région, il est possible d'attribuer un poids plus fort dans cette gamme spectrale lors de l'inversion. À chacune des inversions présentées dans cette thèse, je préciserai comment est choisie l'incertitude sur certaines gammes spectrales et pourquoi.

Les simulations contenant souvent un grand nombre de paramètres physiques variables, il est possible de trouver des minima locaux lors de l'inversion. Ces minima locaux seront explorés à l'aide de plans de variation en 2D du χ^2 . Pour créer ces plans en 2D, j'ai utilisé la fonction de vraisemblance L pour chaque spectre synthétique :

$$L = e^{-\frac{\chi^2}{2}} \quad (2.24)$$

Ensuite, cette fonction de vraisemblance est intégrée le long de chaque paramètre libre du modèle, excepté les deux paramètres dont la variation forme les deux axes du graphique. Enfin, ces probabilités marginales sont converties à nouveau dans l'espace du χ^2 pour obtenir un plan de variation du χ^2 en 2D. Pour chaque valeur du paramètre permettant le meilleur ajustement, je calcule également l'incertitude 1σ associée. L'incertitude calculée pour chaque paramètre correspond au seuil 1σ (χ^2 min +1) sur la probabilité marginale (intégration le long des autres paramètres).

2.4 Influence des atmosphères

L'atmosphère, quand elle est présente, est une énorme source de difficultés pour celui qui cherche à obtenir des informations sur la surface. L'atmosphère peut perturber le signal de surface via trois processus :

- L'absorption des gaz présents en son sein.
- La diffusion d'aérosols.
- La présence de nuages.

Dans le cas de Mars, les trois problèmes sont présents. Pour Pluton, on pourra traiter les informations des spectro-imageurs sans considérer de possibles effets liés à l'atmosphère, car elle est tellement ténue qu'elle peut être considérée comme spectroscopiquement non impactante. De plus, il a été montré que les aérosols avaient un effet photométrique détectable qu'au dessus d'un angle de phase de 100° .

Absorption des gaz

Les gaz posent un problème car ils absorbent certaines gammes du rayonnement. Les cas les plus extrêmes du système solaire en terme d'absorption atmosphérique des gaz sont Vénus et Titan, le plus gros satellite de Saturne. Sur Titan, l'absorption du méthane est tellement forte que la composition chimique de sa surface reste inconnue après des années de survol par la sonde Cassini. Sur Mars, l'absorption atmosphérique des gaz n'est pas aussi problématique. Le gaz majoritaire de l'atmosphère étant le CO_2 , le spectre de transmission de l'atmosphère sera principalement modulé par ses bandes d'absorptions avec à certaines

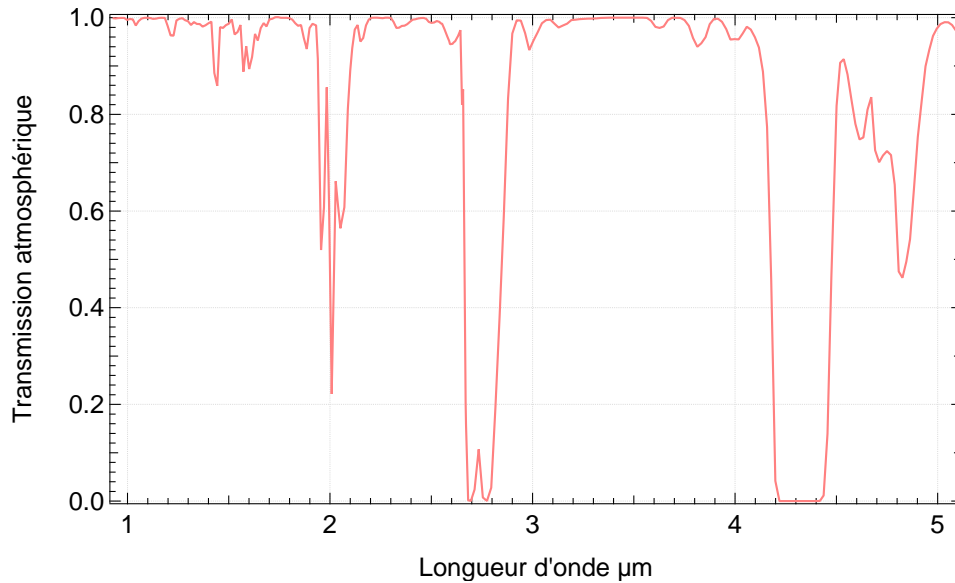


FIGURE 2.22 – Exemple de spectre de transmission atmosphérique martien pour la gamme de longueur d’onde à la résolution de l’instrument OMEGA. Les bandes d’absorption sont dues à la présence de CO_2 gazeux dans l’atmosphère.

saisons de faibles bandes de l’eau. La Fig. 2.22 présente un spectre typique d’absorption atmosphérique martien. Les bandes du CO_2 gazeux sont légèrement décalées par rapport aux bandes du CO_2 solide, mais peuvent parfois être superposées aux bandes de la glace de CO_2 présente à la surface du fait de la faible résolution d’OMEGA. Pour corriger les images hyperspectrales OMEGA des effets d’absorption atmosphérique, j’ai utilisé l’algorithme du volcano-scan décrit en section 2.4.1.

Aérosols

La deuxième source d’ennuis vient des aérosols. Sur Mars les aérosols sont de microscopiques particules minérales, de nature chimique variée, pouvant être accompagnées d’un peu de glace d’eau (la poussière sert de noyau de nucléation à la glace d’eau dans l’atmosphère). La surface de Mars étant recouverte de poussière, celle-ci est facilement mobilisée lors de tempêtes locales ou globales et la fraction fine de cette poussière peut rester en suspension dans l’atmosphère pendant des mois. Lors de ces tempêtes globales, il n’est plus possible de voir la surface et les valeurs de réflectance mesurées par les spectro-imageurs correspondent aux propriétés spectrales des aérosols uniquement. On obtient un spectre plat entre 1 et 2.6 μm avec une réflectance de 0.45. Les aérosols diffusent préférentiellement la lumière vers l’avant. Contrairement aux gaz dont l’absorption est bien connue, les propriétés photométriques des aérosols sont encore imprécises, notamment leur fonction de phase. Leur présence dans l’atmosphère au dessus d’une scène va modifier le signal spectral de plusieurs façons :

- Ils réduisent le contraste spectral de la scène. Les bandes d’absorption des matériaux présents à la surface sont réduites et le contraste entre zones claires et sombres est réduit : les zones sombres paraissent plus claires dû à la diffusion de photons n’ayant pas interagis avec la surface et les zones claires paraissent plus sombres

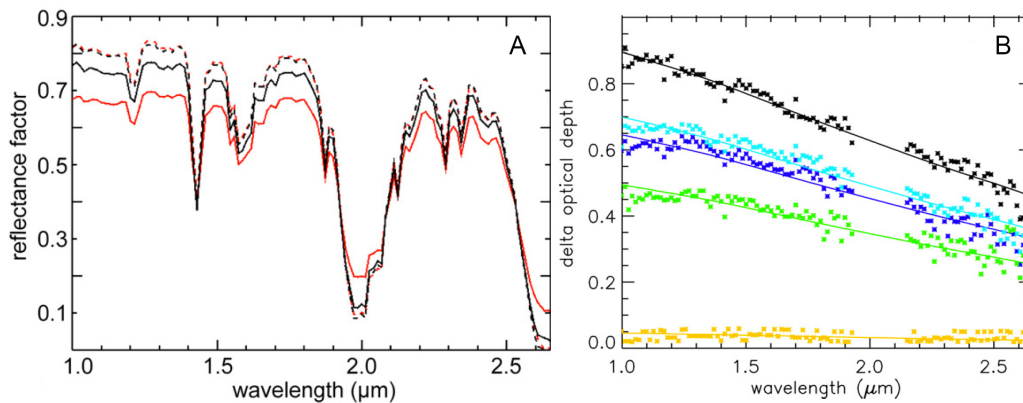


FIGURE 2.23 – Effet des aérosols sur les spectres de surface martiens. A) Spectres OMEGA d’une région recouverte de glace de CO_2 . Les spectres rouge et noir correspondent à la même surface, observée à un jour d’intervalle. L’atmosphère est plus riche en aérosols au moment de l’acquisition du spectre rouge ($\tau = 0.7$) et plus propre pour le spectre noir ($\tau = 0.3$). Une fois corrigés des effets des aérosols (pointillés), les deux spectres sont identiques. B) Mesure de la dépendance, en longueur d’onde, de l’opacité des aérosols. Cette dépendance est calculée au dessus de la même région martienne, lors d’une période de décroissance de l’opacité des aérosols entre le spectre noir et jaune. Ces courbes représentent la différence entre les spectres de la surface lors de la diminution de l’opacité et un spectre observé lorsque l’opacité atmosphérique est minimale. La diffusion, plus forte à faible longueur d’onde entraîne la création de pentes dans les spectres. D’après Vincendon *et al.* (2008).

dû à la fonction de phase des aérosols, favorisant la diffusion aux grands angles d’émergence, Fig. 2.23 A. L’observation au nadir de la surface par le spectro-imageur verra alors la réflectance de la surface pondérée par la diffusion vers l’avant plus faible pour un petit angle de phase. Les propriétés diffusantes des aérosols les font rediffuser une partie de la lumière solaire, colimatée, leur parvenant. On va donc avoir un rayonnement plus isotropisé qui va atteindre la surface, et ainsi réduire le comportement anisotrope des surfaces non-lambertiennes (comme la neige par exemple). De plus, la partie diffusée du rayonnement incident peut être vue comme autant de photons sortant de l’atmosphère avant d’avoir pu interagir avec la surface. Cet effet réduit la profondeur des bandes d’absorption des matériaux de surface, mais également la profondeur des bandes d’absorption des gaz atmosphériques.

- Ils créent une pente spectrale dû à la diffusion préférentielle des photons à faible longueur d’onde, Fig. 2.23 B.
- Ils mélangent le signal spectral de régions adjacentes et donc réduisent encore les contrastes spatiaux..

Nuages

Enfin, la surface de Mars peut être recouverte par des nuages. Ils peuvent être soit composés de glace d’eau (les plus fréquents), soit de glace de CO_2 (plus rares). À la différence de la poussière, ils sont présents de façon plus ponctuelle et localisée dans l’atmosphère. En plus de polluer le signal de surface, les nuages de glace peuvent donner lieu à des fausses détections de glace en surface. Heureusement, il existe un moyen de les différencier. La Fig. 2.24 présente la différence spectrale entre du givre d’eau condensé à la surface de Mars et

un nuage de glace d'eau. Les deux spectres présentent des différences au niveau de la forme des bandes à $1.5 \mu\text{m}$ et à $2 \mu\text{m}$ de la glace d'eau, mais surtout au niveau de l'aile droite de la bande à $3 \mu\text{m}$. Celle-ci est beaucoup plus pentue dans le cas d'un nuage de glace d'eau, indiquant l'interaction du rayonnement avec des particules micrométriques, en accord avec les tailles de grain généralement calculées pour les nuages (voir chapitre 1).

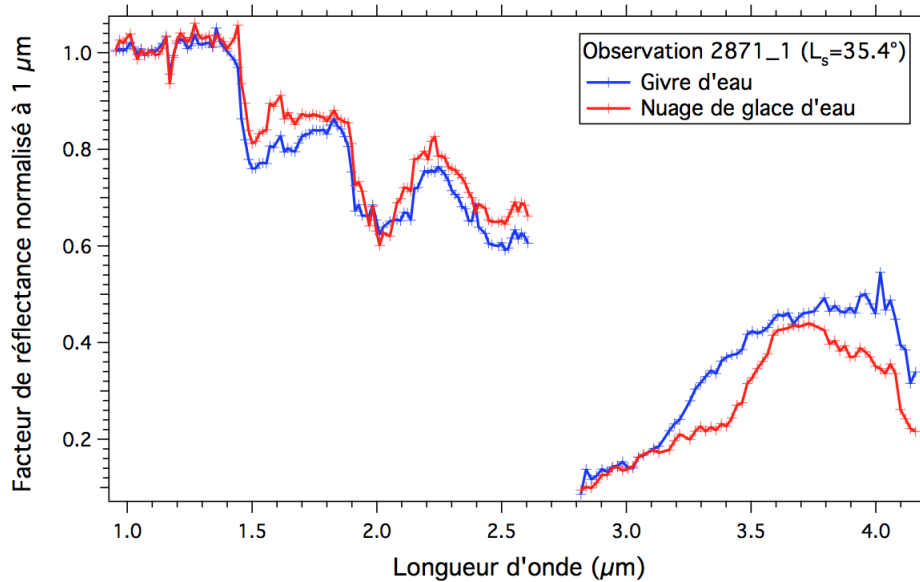


FIGURE 2.24 – Différence entre la signature spectrale de givre d'eau à la surface et d'un nuage de glace d'eau. La principale différence entre les deux spectres se situe dans l'aile de la bande à $3 \mu\text{m}$, beaucoup plus pentue pour un nuage de glace d'eau. Les deux spectres sont corrigés de l'absorption des gaz atmosphériques et des aérosols. Extrait de Appéré (2012).

2.4.1 La correction de l'absorption des gaz atmosphériques martiens : la méthode du *Volcano-Scan*

La méthode du *volcano-scan* est une méthode de retrait de l'absorption des gaz atmosphériques basées sur le jeu de données OMEGA (McGuire *et al.* (2009); Morgan *et al.* (2011)). Elle consiste à une mise à l'échelle d'un spectre de référence basée sur la différence d'absorption atmosphérique entre une mesure réalisée au sommet du volcan Olympus Mons et une mesure réalisée à la base du volcan, séparées par une colonne atmosphérique de 22.5 km . Cette colonne atmosphérique est censée représenter l'ensemble de l'absorption atmosphérique car au-dessus de Olympus Mons (altitude 21.2 km), on peut considérer que l'atmosphère ne contribue que de façon négligeable. Les différences spectrales entre les deux mesures sont supposées être uniquement dues à l'absorption des gaz atmosphériques sur l'ensemble du trajet aller retour des rayons lumineux à l'intérieur de l'atmosphère. Les deux spectres doivent avoir été acquis au même moment, à un moment où la charge atmosphérique en aérosols et en glace d'eau est minimale. Les surfaces minérales en haut du volcan et à sa base doivent correspondre et être homogènes. Un spectre de transmission atmosphérique de référence est obtenu en faisant le rapport de ces deux spectres. Il est ensuite mis à l'échelle pour le cube OMEGA à corriger en se basant sur une bande carac-

téristique de l'absorption du CO₂ gazeux à 2.011 μm . La différence de réflectance entre les longueurs d'onde 1.890 μm (en dehors de la bande) et 2.011 μm (centre de la bande) est attribuée à l'absorption atmosphérique. La transmission de référence déterminée par rapport est multipliée par un facteur pour qu'elle corresponde à la différence observée. C'est la méthode de correction atmosphérique la plus simple et la plus rapide. Toutefois, elle est basée sur plusieurs hypothèses fortes :

- La surface n'a pas de différence d'albedo entre $\lambda_1 = 1.890 \mu\text{m}$ et $\lambda_2 = 2.011 \mu\text{m}$.
- Le contenu en aérosols dans l'atmosphère surplombant la région à corriger doit être le même que pour la région d'Olympus Mons d'où est extrait le spectre de transmission.
- Les calibrations instrumentales sont similaires entre l'observation à corriger et l'observation de référence
- Les surfaces couvertes de glace de CO₂ sont très mal gérées car les bandes du CO₂ atmosphérique et présent à la surface se confondent.

Des méthodes de corrections atmosphériques plus fiables existent toutefois. Elles sont basées sur les modèles de climat (Forget *et al.* (1999); Lewis *et al.* (1999); Forget *et al.* (2006); Millour *et al.* (2012); Millour *et al.* (2014)) qui reproduisent de mieux en mieux les conditions de pression, température et contenu en poussière et glace d'eau de l'atmosphère. Malheureusement je n'ai pas pu bénéficier de ces techniques de correction pour corriger l'observation OMEGA 278_0 du chapitre 3. Je prendrai en compte la correction atmosphérique approximative des bandes du CO₂ lors de l'inversion par les moindres carrés des spectres.

2.5 Propriétés optiques des glaces d'eau et de CO₂

2.5.1 Glace d'eau

Structure et texture

La glace d'eau cristallise dans le système cristallin hexagonal. Les textures adoptées par la glace d'eau sur Terre sont nombreuses, Fig. 2.25. Ces textures, pour la fraction solide de la glace, vont de la neige à une structure polycristalline compacte. Les textures macroscopiques potentielles s'organisent fréquemment en structures stratifiées au sein desquelles leur propriétés subissent de profondes modifications.

Dans le cadre de mon étude, on peut distinguer deux grandes catégories de textures pour la glace d'eau :

- **Les textures granulaires.** Elles résultent généralement de l'agglomération de cristaux de neige et de givre. La géométrie de ces cristaux dépend essentiellement de deux facteurs : la température et la sursaturation présidant lors de leur formations. Si tous les monocristaux revêtent la même structure de base (prisme hexagonal), leur évolution est ensuite guidée par la vitesse de croissance des différentes faces et par l'impactage éventuel de gouttelettes surfondues au cours de leur chute depuis les nuages (phénomène de *givrage*). La neige fraîche représente un faciès de texture anguleux, où les cristaux ont une forme en étoile, en colonnes ou en plaquettes hexagonales. La neige est un milieu très poreux et perméable.

- **Les textures compactes.** La glace polycristalline compacte se trouve notamment à la surface des lacs. Les cristaux de glace d'eau adoptent une forme colonnaire car leur croissance s'effectue verticalement dans la direction de gradient de chaleur. Dans le cas de glace polycristalline, les cristaux sont séparés par des joints de grains, qui sont l'interface physique entre les cristaux. Cette interface physique trouve son origine dans les réseaux cristallins des deux cristaux voisins qui sont orientés différemment bien qu'identiques. L'étude des joints de grain a surtout été motivée par la mécanique, car ils jouent un très grand rôle dans la déformation des glaces. De petites bulles d'air peuvent se retrouver coincer entre les joints de grains, modifiant la texture de la glace. La texture intermédiaire entre les textures granulaires et compactes sont appelées les textures de **névé**.

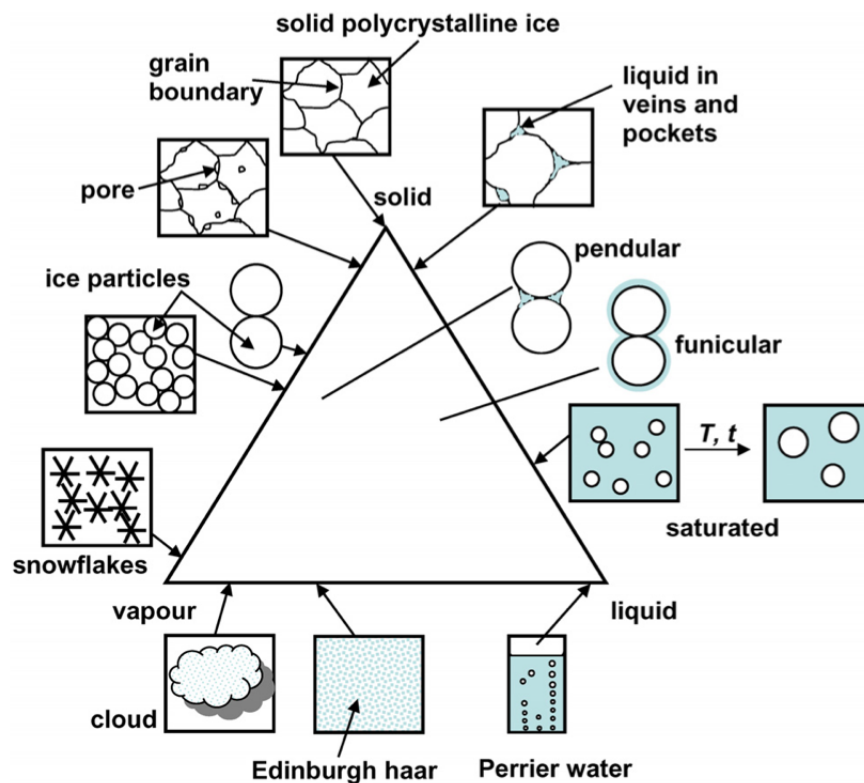


FIGURE 2.25 – Représentation schématique du spectre de microstructures de la glace d'eau qui peuvent être obtenues pour différentes fractions de solide, liquide et vapeur, pour des températures $\leq 0^\circ \text{C}$. D'après Blackford (2007).

Absorption

Les propriétés optiques de la neige d'eau ont succinctement été présentées en section 2.3.2. La Fig. 2.27 présente à nouveau l'indice de réfraction imaginaire de la glace d'eau ainsi que l'indice de réfraction réel. Ces propriétés optiques montrent que la glace d'eau est très transparente dans le visible (de la lumière bleue à 500 nm peut traverser plusieurs dizaines de mètres de glace pure) tandis qu'elle est opaque dans l'infrarouge : la bande à $3 \mu\text{m}$ est très forte et sature pour des grains de quelques microns seulement. La gamme spectrale la plus sensible à la taille de grain est entre 0.8 et $2.4 \mu\text{m}$, et est donc la plus utile dans la spectroscopie proche-infrarouge (Warren *et al.*, 1990), Fig. 2.28. Les études

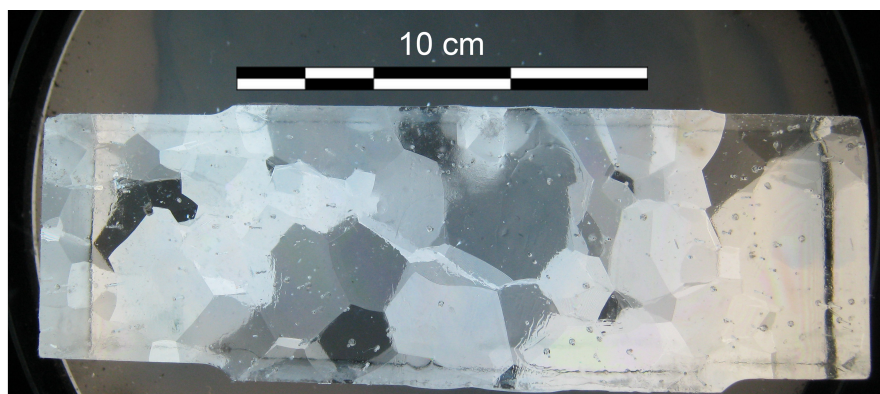


FIGURE 2.26 – Texture polycristalline de glace d'eau observable sur un échantillon de laboratoire. Cette photographie a été réalisée à l'aide de polariseurs croisés faisant ressortir les cristaux individuels. Ces cristaux ont des formes de colonnes, comme dans le cas de la glace colonnaire de lac. De petites inclusions gazeuses sont également observables. Échantillon aimablement fourni par Maurine Montagnat du LGGE¹

réalisées à l'aide du transfert radiatif ont montré que l'approximatif sphérique des grains de glace d'eau n'est pas adaptée pour la modélisation de spectres en réflectance (Libois *et al.*, 2013). Le tableau 2.2 présente les différentes bandes de l'eau dans la gamme proche infrarouge observée par OMEGA (1 - 4 μm) et leur caractéristiques.

Le transfert radiatif a surtout été étudié pour les textures granulaires de la glace d'eau, et très peu pour les textures compactes. En effet, dans ce type de structure, la réfraction s'opère surtout au niveau des joints séparant les grains, et est très dur à mesurer car relativement faible. J'ai participé pendant ma thèse à des expériences ayant pour but de mesurer le taux de réflexion à l'interface entre 2 monocristaux pour en déterminer le changement d'indice de réfraction de la glace polycristalline au niveau de l'interface avec Cédric Pilorget dont les conclusions ne sont pas encore certaines. Ces expériences se sont révélées ardues car le signal est très faible (réflexion $< 0.1\%$) et particulièrement dépendant de l'état de surface des cristaux.

Émission

De façon contraire à l'albédo, qui varie considérablement avec la taille de grain et la longueur d'onde, l'émissivité de la glace d'eau est proche de 99 % pour toutes les tailles de grains dans l'infrarouge thermique, Fig. 2.29. Cela est dû au très fort coefficient d'absorption de la glace d'eau : toute la lumière qui entre dans un grain de glace d'eau est absorbé à ces longueurs d'onde. Dans le même temps, il est assez faible pour que la réflexion de la lumière à l'interface soit faible.

Photométrie

La neige granulaire de glace d'eau n'a pas un comportement lambertien (Warren (1982) ; Li *et al.* (2007) ; Lyapustin *et al.* (2009)). L'IPAG est pionnier pour la mesure des propriétés photométriques de la glace d'eau avec la production d'un des jeux de données les plus extensif sur la photométrie de la neige par Dumont *et al.* (2010). La neige est un matériau diffusant fortement vers l'avant. Ces données peuvent être extrapolées à la glace de CO_2 . En revanche, pour une texture compacte très peu de mesures ont été obtenus sur de la glace

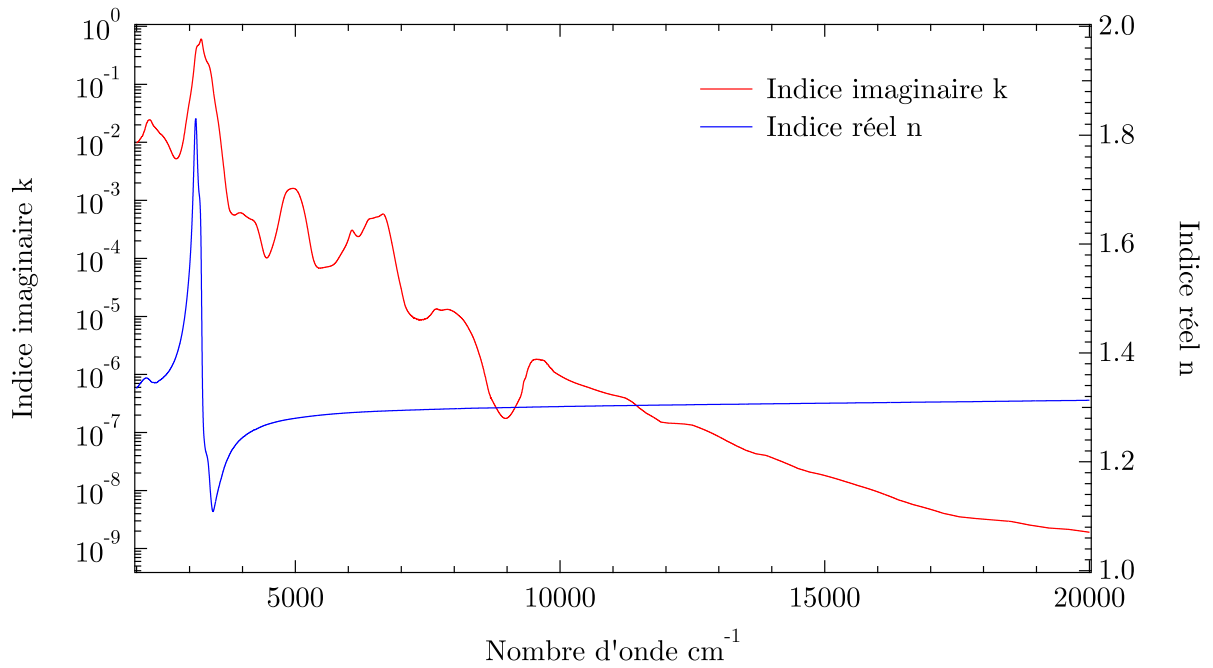


FIGURE 2.27 – Constantes optiques de la glace d'eau à 145 K. Données issues de Grundy & Schmitt (1998).

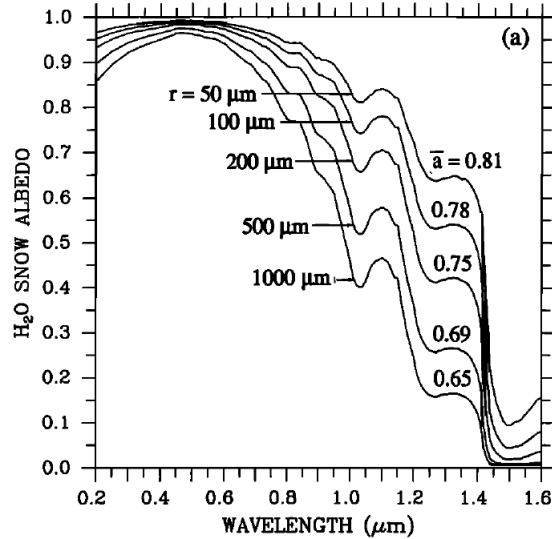


FIGURE 2.28 – Albédo spectral de neige de glace d'eau pour différentes tailles de grains. D'après Warren *et al.* (1990).

polycristalline. Toutefois, Andrieu (2015) a présenté des mesures de spectres de lames de glace posées sur de la neige. Je reparlerai de ces mesures dans le chapitre 3.

2.5.2 Glace de CO₂

Structure et texture

La glace de CO₂ cristallise dans le système cristallin rhomboédrique. Des expériences de

Les bandes d'absorption de la glace d'eau dans la gamme spectrale observée par l'instrument OMEGA dans le proche-infrarouge 1 - 5 μm		
Position réelle (um)	Spectel OMEGA le plus proche (μm)	Particularités
1.250	1.256	Uniquement observable pour des grains d'une taille supérieure à 10 μm (Grundy & Schmitt, 1998).
1.503	1.500	Bande utilisée pour le calcul du critère de bande de la glace d'eau. Saturation pour des grains d'environ 1 mm (Grundy & Schmitt, 1998).
1.647	1.644	Son intensité est très sensible à la température (Grundy & Schmitt, 1998).
2.016	2.011	Saturation pour des grains de quelques centaines de microns (Grundy & Schmitt, 1998).
2.515	2.514	
3.105	3.110	Saturation pour des grains de quelques microns (Grundy & Schmitt, 1998). On retrouve cette bande dans les spectres de minéraux hydratés.

TABLE 2.2 – Position réelle des bandes d'absorption de la glace d'eau et plus proche spectel OMEGA dans la gamme spectrale observée par l'instrument dans le proche infrarouge. Les bandes sont définies dans Grundy & Schmitt (1998) et Schmitt *et al.* (1998). La bande à 1.503 μm est la bande que j'utilise dans cette thèse pour la définition de critères de bande de la glace d'eau. Adapté d'après Appéré (2012).

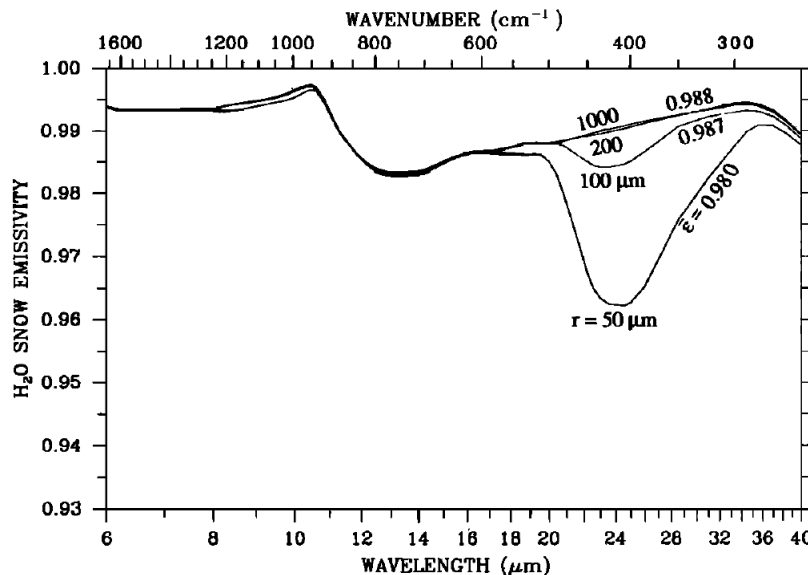


FIGURE 2.29 – Modélisations de l'émissivité spectrale de l'eau pour différentes tailles de grain, entre 50 μm et 1000 μm . La valeur de l'émissivité varie très peu avec la taille de grain. D'après Warren *et al.* (1990).

cristallisation de glace de CO_2 ont été réalisées par Foster *et al.* (1998). Les critères étaient condensés à -120°C et 1 mbar de pression. Les cristaux formés peuvent adoptent généra-

lement une structure bipyramide tétragonale avec quelques variantes qui diffère fortement de la structure de glace d'eau précipitant à la surface de la Terre. Des expériences de condensation de glace CO₂ ont été réalisées par Grisolle (2013) afin de mesurer les paramètres les plus influents sur la texture de la glace de CO₂. Ces mesures ont montré que la cristallisation de la glace de CO₂ est fortement influencée par la température, le flux d'injection du CO₂ et la qualité du vide initial de la cellule ce qui rejoint les conclusions de (Foster *et al.*, 1998) qui listaient la température et la saturation de l'air en CO₂ comme les paramètres principaux de la structure adoptée par la glace de CO₂. La structure cristalline rhomboédrique de la glace a également pu être observée par (Grisolle, 2013) lors de ses expériences. La texture de la glace de CO₂ sur Mars est, d'après les mesures spectro infrarouges, du type polycristallin pour la majorité de la surface couverte par les dépôts saisonniers, et pour la majorité de la période de temps où ces dépôts sont à la surface. Il est toutefois probable que cette texture soit également granulaire lors d'épisodes neigeux dans la nuit polaire martienne, indiqués par des baisses d'émissivité.

Absorption

La Fig. 2.30 présente les constantes optiques de la glace de CO₂. Les bandes d'absorption de la glace de CO₂ sont plus nombreuses et étroites que les bandes de la glace d'eau, et les bandes peu sensibles à la température. Les bandes d'intérêt de la glace de CO₂ dans la gamme spectrale de l'instrument OMEGA sont reportées dans le tableau 2.3. L'albédo de la glace de CO₂ augmente avec la taille de grain. Pour des tailles de grain entre 5 et 20 μm , l'albédo est élevé (90 - 95 %) et ne dépend quasiment pas de la longueur d'onde. Il atteint 35 % pour une taille de grain de 2000 μm . Pour une taille de grain donnée, l'albédo visible de la glace de CO₂ est inférieur à celui de la glace d'eau, dû au faible indice imaginaire k de l'eau dans le visible (10^{-8} , 10^{-6} pour le CO₂). En revanche, l'albédo de la neige de CO₂ est plus élevé dans le proche infrarouge.

Émissivité

Les modèles développés initialement pour la glace d'eau ont pu être modifiés pour étudier le comportement de la glace de CO₂. Ainsi, Warren *et al.* (1990) a adapté un modèle de neige de glace d'eau pour la glace de CO₂. L'émissivité de la glace de CO₂, représentée pour différentes tailles de grains, est reportée sur la Fig. 2.32. La différence majeure entre la glace de CO₂ et la glace d'eau vient de la modification de la valeur de celle-ci en fonction de la taille de grain. La glace d'eau se comporte presque comme un corps noir pour la majeure partie des tailles de grain considérées alors que la glace de CO₂ a une émissivité qui varie fortement en fonction de sa taille de grain.

Photométrie

Sur Mars, la glace de CO₂ est principalement sous forme polycristalline. Il n'existe, à l'heure actuelle, aucune données expérimentales sur les propriétés photométriques de ce type de glace, excepté l'extrapolation des propriétés photométriques de la glace d'eau.

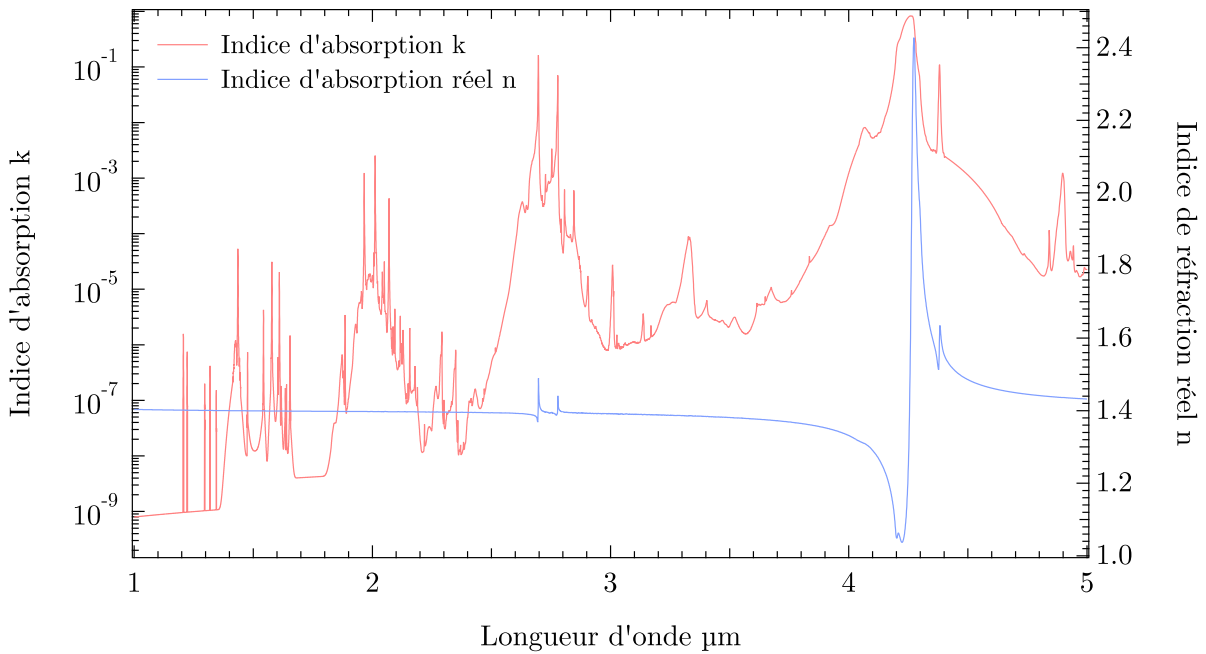


FIGURE 2.30 – Constantes optiques de la glace de CO_2 à 179 K. Données issues de spectres en transmission de monocristaux (Quirico & Schmitt (1997b); Schmitt *et al.* (1998)).

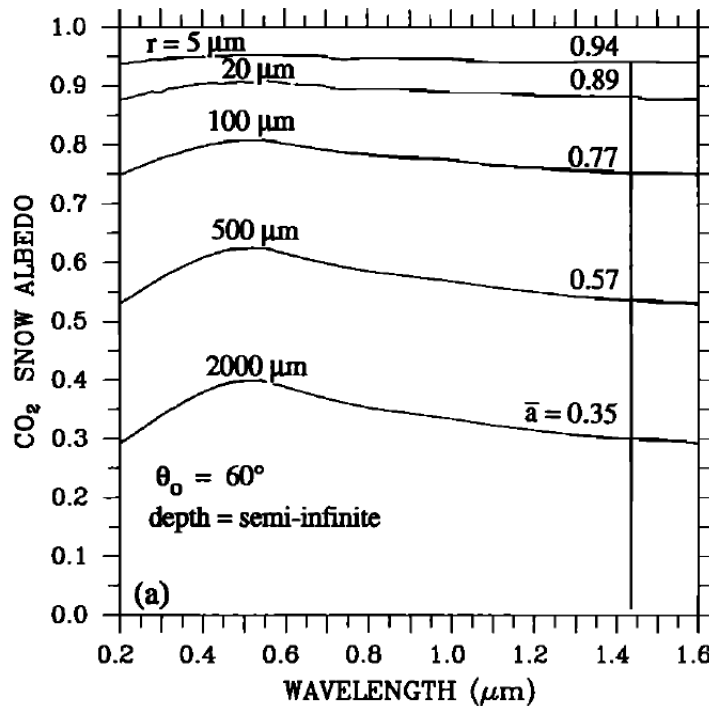


FIGURE 2.31 – Albédo spectral de neige de CO_2 pour différentes tailles de grains. D'après Warren *et al.* (1990).

Les bandes d'absorption de la glace de CO ₂ dans la gamme spectrale observée par l'instrument OMEGA dans le proche-infrarouge 1 - 5 μm .		
Position réelle (μm)	Spectel OMEGA le plus proche (μm)	Particularités
1.207	1.213	
1.435	1.429	Sature pour des grains > 20 μm (Quirico & Schmitt (1997b); Schmitt <i>et al.</i> (1998)). Bande utilisée pour le calcul du critère de glace de CO ₂ . Le spectel OMEGA est voisin de la bande du CO ₂ gazeux à 1.443 μm .
1.543	1.543	
1.578	1.572	Superposée à une bande du CO ₂ gazeux.
1.654 1.873	1.658 1.871	
1.966 2.012 2.070	1.969 2.011 2.067	Superposées à des bandes du CO ₂ gazeux.
2.117 2.291 2.350 2.432	2.122 2.287 2.341 2.435	
2.622	2.618	Sature pour des grains de centaines de microns (Quirico & Schmitt (1997b); Schmitt <i>et al.</i> (1998)).
2.697 2.778	2.694 2.777	Saturent pour des grains de centaines de microns (Quirico & Schmitt (1997b); Schmitt <i>et al.</i> (1998)). Superposées à des bandes du CO ₂ gazeux, saturées dans l'atmosphère martienne.
3.008 3.327 3.675 4.066	3.006 3.318 3.670 4.059	
4.259 4.380	4.260 4.379	Superposées à des bandes du CO ₂ gazeux, saturées dans l'atmosphère martienne.
4.898	4.902	Superposée à une bande du CO ₂ gazeux.

TABLE 2.3 – Position réelle des bandes d'absorption de la glace de CO₂ et plus proche spectel OMEGA dans la gamme spectrale observée par l'instrument dans le proche infrarouge. Les bandes sont définies dans Quirico & Schmitt (1997b) et Schmitt *et al.* (1998). Les bandes à 1.435 et 2.012 μm ont été utilisées dans cette thèse pour la définition de critères de bande. Adapté d'après Appéré (2012).

2.6 Imagerie hyperspectrale

2.6.1 Principe

Les principales données utilisées au cours de ma thèse pour l'étude des surfaces de Mars et de Pluton sont les images hyperspectrales fournies par les **spectro-imageurs** embarqués

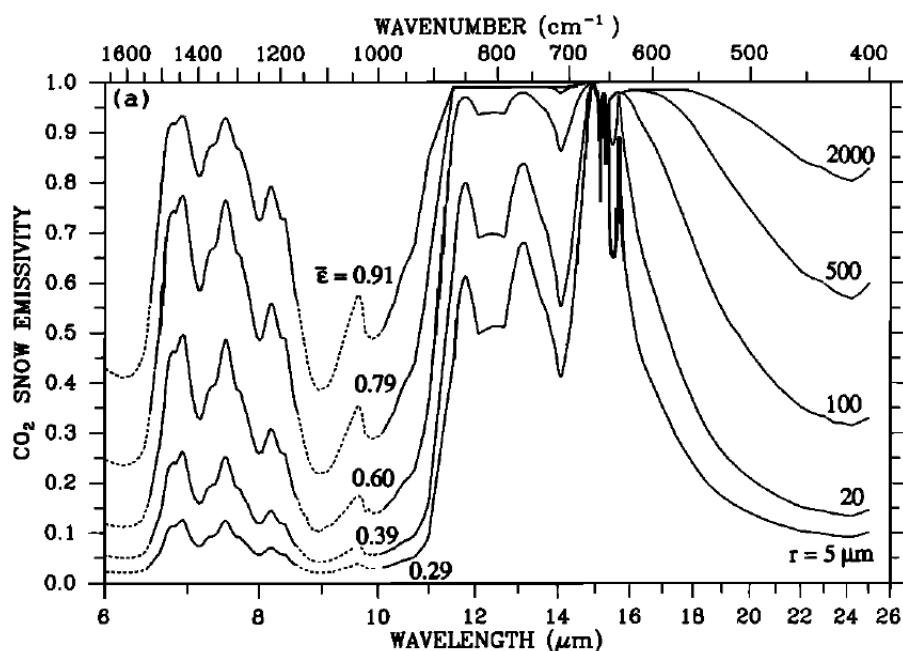
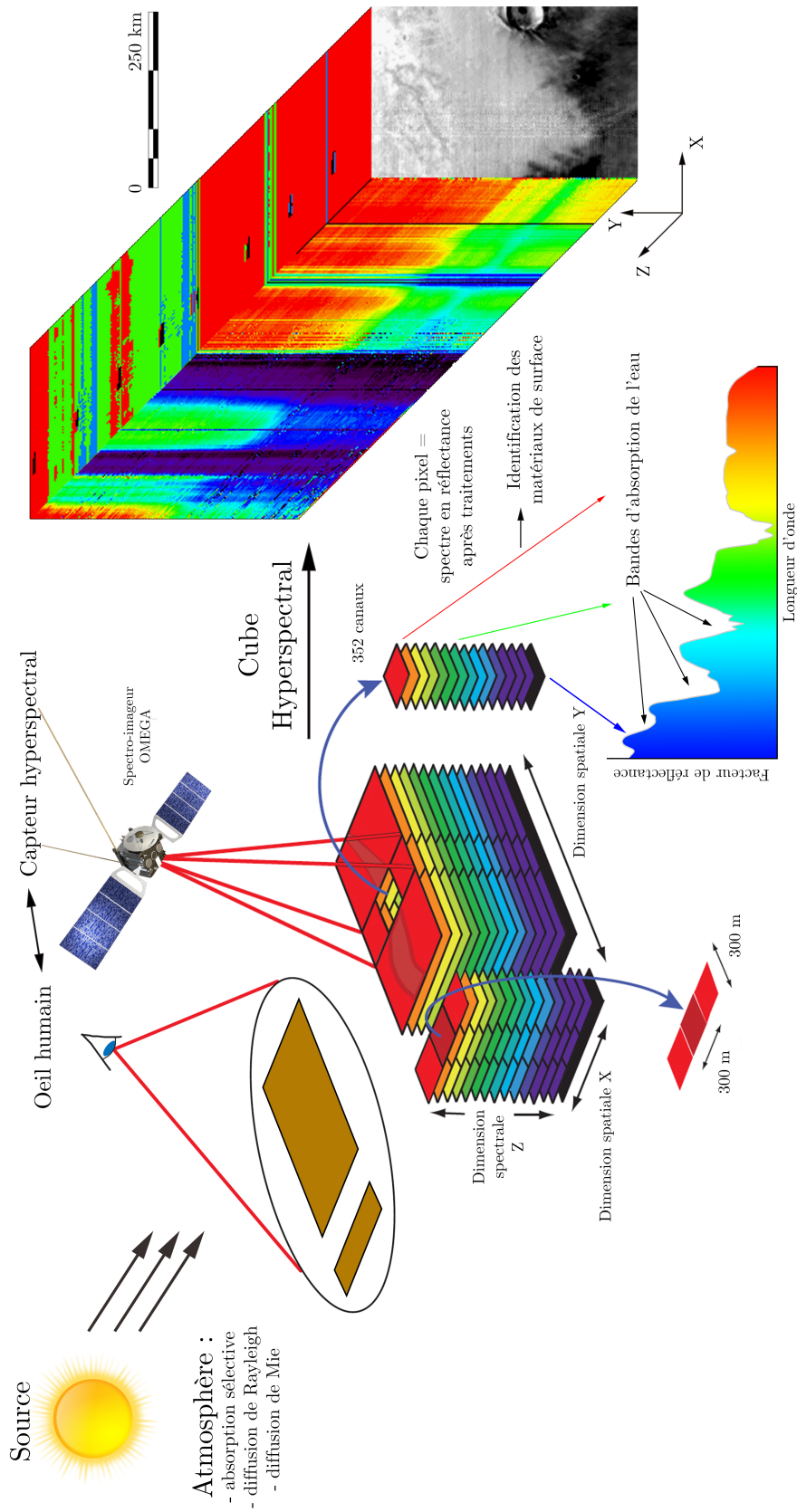


FIGURE 2.32 – Modélisations de l'émissivité spectrale du CO₂ pour différentes tailles de grain, entre 5 μm et 2 mm. La valeur de l'émissivité varie d'un facteur 3 entre ces deux tailles des grains. D'après Warren *et al.* (1990).

à bord des satellites qui ont survolé ces corps du système solaire. Les images hyperspectrales, produits de la technologie de spectro-imagerie, permettent la représentation d'une scène suivant un grand nombre de bandes spectrales (100, 200 ou 300), étroites (de quelques nm à quelques dizaines de nm) et contiguës. On distingue ainsi les images hyperspectrales des images multispectrales où les bandes sont peu nombreuses (3 ou 4 généralement, parfois jusqu'à 10) et relativement larges dans leur échantillonnage. La technologie de la spectro-imagerie est utilisée systématiquement dans les missions d'exploration du système solaire. Sur Terre, les capteurs ont surtout été embarqués à bord d'avions mais commencent à être utilisés sur des satellites scientifiques. La complexité de l'interprétation de leurs données très riches est le principal obstacle à leur utilisation opérationnelle sur des satellites de surveillance et de suivi.

De façon schématique, on peut voir les capteurs hyperspectraux comme des appareils prenant un ensemble de photos d'une même scène, dans différentes longueurs d'onde. La donnée que l'on obtient en sortie de ce processus a donc la forme d'un **cube** (on parle de cube hyperspectral), car elle possède deux dimensions spatiales (X et Y les dimensions spatiales de la scène photographiée) et une dimension spectrale, dont la taille est égale à l'addition des photographies effectuées dans chaque longueur d'onde (Z). La Fig. 2.33 présente la philosophie de l'architecture d'un cube hyperspectral. Parler de photographie est ici abusif : les détecteurs à bords des satellites sont digitaux et observent la surface discrétisée selon de petits éléments que l'on appelle des **pixels**. Chaque plan photographique est digital et peut donc être assimilée à une matrice. Pour la dimension spectrale, l'élément codifiant la longueur d'onde à laquelle est acquise une photographie s'appelle le **spectel**. À chacun de ces pixels, donc au même endroit de la scène, correspond un ensemble de

valeurs de réflectance pour chacun des plans photographiques. La représentation des différentes valeurs de réflectance pour chacun des plans photographiques - ou spectel - permet de reconstituer un spectre, à partir duquel il est possible d'extraire l'information physique et chimique de la surface, Fig. 2.33. Les gammes de longueurs d'ondes couvertes par les capteurs comprennent généralement le visible et le proche-infrarouge, typiquement 400 nm - 4 μm .



- 1) Acquisition simultanée d'images dans de nombreuses longueurs d'onde étroites
- 2) À chaque pixel correspond à un spectre en réflectance en fonction de la longueur d'onde après traitements
- 3) Les spectres permettent d'identifier les matériaux à la surface

FIGURE 2.33 – Principe de l'imagerie hyperspectrale.

2.6.2 Caractéristiques des capteurs hyperspectraux

Les deux éléments caractéristiques d'un capteur hyperspectral sont sa **résolution spatiale** et sa **résolution spectrale**, chacune désignant la résolution des pixels et des spectels respectivement.

Résolution spatiale

La résolution spatiale d'un capteur désigne le pouvoir de résolution que celui-ci possède par rapport à la surface observée. Cette résolution est directement liée au paramètre que l'on appelle l'*Instantaneous Field Of View (IFOV)*. Ce paramètre détermine le cône d'observation dans l'espace par un pixel du détecteur. La taille de l'image au sol du pixel est ensuite calculable à partir de la distance de l'imageur à la cible multipliée par l'IFOV. En fonction des besoins, la résolution spatiale peut être modulée : un même spectro-imageur, placé plus ou moins loin de la cible verra sa résolution spatiale varier et pourra servir tour à tour, à obtenir des données spatialement résolues, mais qui couvriront une faible étendue spatiale, ou bien des données peu résolues spatialement mais qui couvriront de grandes étendues. La distance à la cible, en l'occurrence, les planètes du système solaire, peut être modulée via les paramètres orbitographiques de la sonde.

Résolution spectrale

La résolution spectrale d'un spectro-imageur est sa capacité à discriminer les variations proches en longueur d'onde sur un spectre. Cette résolution est définie par un ensemble de paramètres : la forme et la largeur de la bande passante de chaque spectel. L'échantillonnage spectral (le pas) et son rapport à la résolution détermine si le spectre est échantillonné à la fréquence de Nyquist, ou sous-échantillonné, comme c'est souvent le cas dans les instruments spatiaux. La Fig. 2.34 représente la définition de ces différents paramètres. Le pas d'échantillonnage correspond à l'écart, en longueur d'onde, entre la position successive de deux spectels. Ce paramètre est souvent confondu avec la largeur de la bande passante, qui caractérise la réponse instrumentale des spectels. À cause de certains effets liés à la conception des optiques, la réponse instrumentale varie en fonction du type d'instrument : en triangle pour les spectromètres à réseaux ou gaussienne pour les spectromètres à transformée de Fourier. La largeur de cette bande passante est calculée à 50 % de la hauteur de la fonction. Cette largeur à mi-hauteur est aussi appelée FWHM, voir section 2.2. Plus cette largeur de bande est étroite, plus le spectromètre aura la capacité à séparer les bandes d'absorption, si toutefois le pas d'échantillonnage est suffisamment petit.

De la même façon que pour la résolution spatiale, la résolution spectrale est adaptée en fonction des besoins. Un bon exemple de variation de résolution spatiale et spectrale dans le cas de la télédétection martienne est celui entre les spectro-imageurs OMEGA et CRISM, très complémentaires l'un avec l'autre. OMEGA a une résolution spectrale d'une dizaine de nm et une résolution spatiale variant entre 300 m et plusieurs km en fonction de son altitude, déterminée par l'orbite elliptique de la sonde Mars Express. L'instrument CRISM possède une résolution spectrale de 6 nm et une résolution spatiale d'une vingtaine de mètres, et suit l'orbite héliosynchrone quasi-circulaire de la sonde Mars Reconnaissance Orbiter. Les deux spectromètres possèdent donc un même objectif (étude des glaces et de la minéralogie de surface) mais avec des échelles d'études différentes. OMEGA a servi à faire

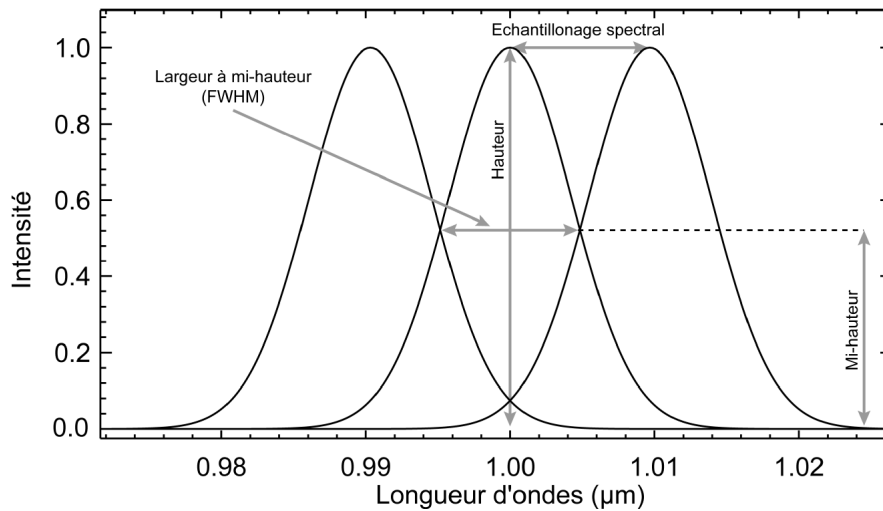


FIGURE 2.34 – Les différents paramètres servant à la définition de la résolution spectrale. La figure comporte trois profils gaussiens représentant la réponse instrumentale de 3 spectels centrés à 0.99, 1 et 1.01 μm dont la largeur à mi-hauteur est égale à 10 nm.

des cartes globales en terme d'hydratation, de glaces et de minéralogie tandis que CRISM a servi à étudier spécifiquement des régions d'intérêts, comme celle du site d'atterrissage du rover Curiosity.

2.6.3 Mode de fonctionnement

Il existe actuellement deux grandes familles de détecteurs hyperspectraux utilisées pour l'exploration planétaire, qui se différencient dans leur façon d'enregistrer l'information spectrale d'une scène. Ces deux grandes familles de détecteurs sont celles du mode d'acquisition *whiskbroom* et celle du mode d'acquisition *pushbroom*, Fig. 2.35. Ces noms reposent sur l'une des meilleures analogies qui aient été faites pour les sciences planétaires : le balayage de l'espace par les détecteurs peut être comparé à une méthode de balayage. Les capteurs de type *whiskbroom* utilisent un miroir pour diriger le rayonnement électromagnétique. Le mouvement de rotation du miroir parcourt le champ d'observation, ligne de pixels par ligne de pixels, dans le sens perpendiculaire au sens de déplacement du satellite. Le déplacement du satellite quand à lui construit la seconde dimension de l'image. Les capteurs *pushbroom* acquièrent quand à eux la ligne de pixels du champ d'observation d'un seul coup. Le spectre est dispersé le long de la barette de détecteur (*whiskbroom*) ou dans la direction perpendiculaire à la ligne de pixels (*pushbroom*). Le mode d'acquisition *pushbroom* a pour avantage d'enregistrer les données beaucoup plus vite. L'avantage de la méthode *whiskbroom* est l'absence d'intercalibration entre les pixels car ce sont les mêmes détecteurs qui acquièrent tous les pixels. Les barrettes ou matrices qui reçoivent le flux lumineux le transforment (en comptant les photons) en signal de réflectance après calibration. Le spectro-imageur utilisé dans cette thèse pour l'étude de Mars, OMEGA, est présenté ainsi que son mode de fonctionnement dans la section suivante. Le spectro-imageur LEISA, à bord de la sonde New Horizons, possède un mode de fonctionnement très différent et relativement original. Ses caractéristiques seront présentées dans le chapitre 6.

De récents développements effectués à l'IPAG ont permis de mettre au point une nou-

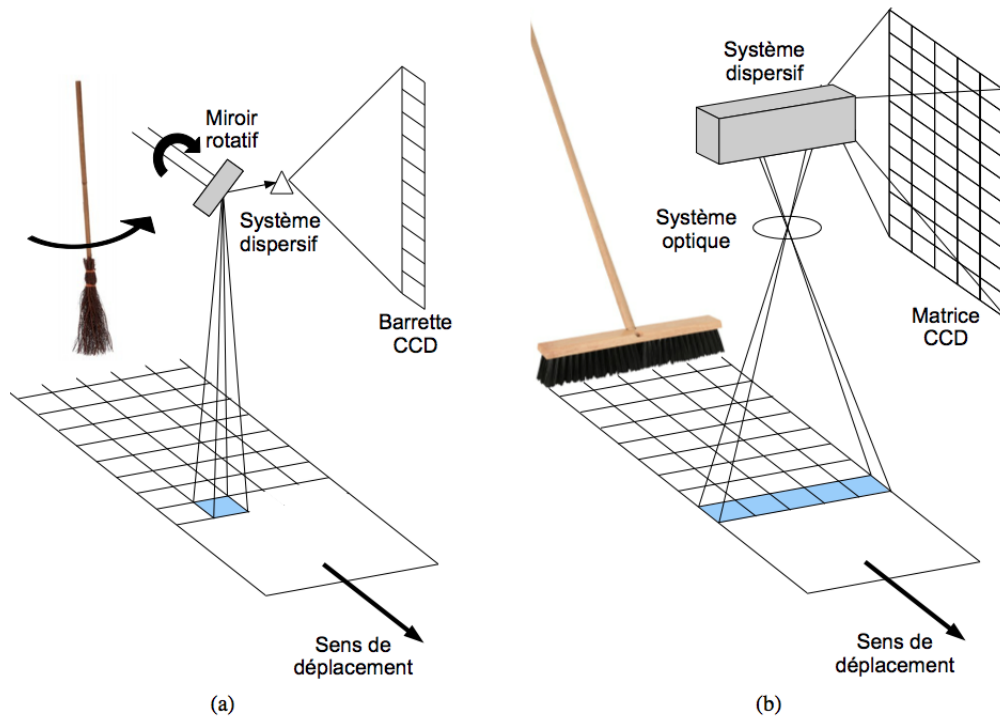


FIGURE 2.35 – Principe de fonctionnement des capteurs hyperspectraux fonctionnant sur le mode whiskbroom (a) et pushbroom (b). Image extraite de Andrieu (2015).

velle technologie rendant possible la fabrication de spectromètre extrêmement compactes et légers : SWIFTS pour *Stationary-Wave Integrated Fourier Transform Spectrometry* et μ SPOC (Le Coarer *et al.*, 2007). Ils pourraient permettre de construire des spectro-imageurs de type *snapshot* capable d'acquérir instantanément toute une image hyperspectrale, ce qui serait très utile pour les missions au sol (landers, rovers, ...) ou le balayage le long de la trajectoire est très difficile voire impossible. On pourrait également passer des dizaines de kg des spectro-imageurs actuels à quelques dizaines-centaines de grammes ou quelques kilos. Ces nouveaux spectromètres auront également une très forte résolution spectrale. Ces deux caractéristiques les rendent très intéressants pour le futur, et une éventuelle intégration au sein de missions spatiales.

2.6.4 Le spectro-imageur OMEGA

L'instrument **OMEGA** (Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité) est le spectro-imageur français développé à l'IAS (Institut d'Astrophysique Spatiale, Orsay) embarqué à bord de la sonde européenne Mars Express, dont le but est l'étude de la minéralogie de la surface de la planète rouge, l'étude des glaces de CO_2 et H_2O et l'étude des gaz et aérosols présents dans l'atmosphère (Bibring *et al.*, 2004a). Lancée le 2 juin 2003, la sonde fut placée en orbite de travail autour de Mars le 30 décembre 2003. L'orbite elliptique et quasi-polaire de la sonde Mars Express a été choisie pour permettre une cartographie complète de la surface martienne avec une grande gamme de résolutions spatiales pour chaque latitude. Cette résolution est fonction de la distance de la sonde par rapport à Mars car le champ de vue par élément de détecteur est constant : 1.2 mrad. La

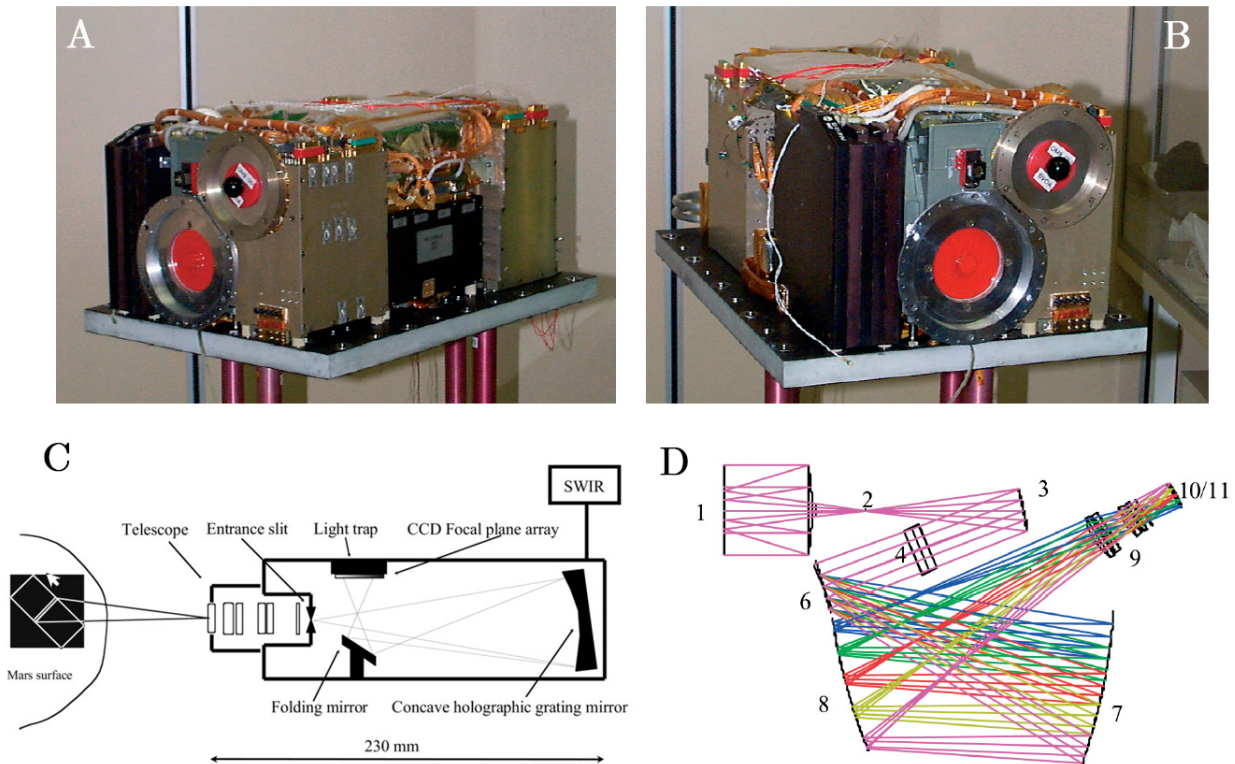


FIGURE 2.36 – L'instrument OMEGA. A) et B) : photographies de l'instrument OMEGA. C) Représentation schématique de la composante VNIR de l'instrument D) Représentation de la partie SWIR. Sur cette représentation le chiffre 1 correspond au télescope et le chiffre 11 indique la position du détecteur InSb. D'après Bibring *et al.* (2004a).

résolution spatiale varie de 4.8 km par pixel à 4000 km d'altitude jusqu'à 360 m par pixel lors d'observations au périapse (300 km d'altitude).

L'instrument compte 352 spectels (*spectral elements*) répartis entre 0.38 et 5.1 μm dont la résolution varie entre 7 et 20 nm. Ils sont répartis sur 3 voies spectrales : les voies V, C et L, correspondant à deux voies optiques différentes : la voie spectrale V correspond à la voie optique VNIR, et les voies spectrales C et L correspondent à la voie optique SWIR :

- VNIR : la voie visible (*Visible and Near InfraRed*), entre 0.35 et 1 μm . Elle fonctionne sur un mode *pushbroom*, et acquiert simultanément tous les spectres d'une ligne de l'image. La voie VNIR comporte un ensemble de 96 spectels après moyennage par 3 (ou 145 en moyennage par 2).
- SWIR : la voie infrarouge (*Short Wavelength Infrared*). Les deux voies spectrales C et L fonctionnent respectivement dans les gammes de longueur d'onde 0.9 à 2.7 μm et 2.5 à 5.1 μm . Les barettes associées à cette voie optique fonctionnent sur un mode *whiskbroom*, où le spectre de chaque pixel est mesuré successivement grâce à un miroir à balayage. Les voies C et L comportent toutes deux 128 spectels, ce qui donne un total de 256 spectels pour la voie SWIR.

Détecteurs	VNIR (voie V)	SWIR-C (voie C)	SWIR-L (voie L)
Mode de fonctionnement	Push-broom	Whisk-broom	Whisk-broom
Domaine spectral (μm)	0.38 à 1.05	0.93 à 2.73	2.55 à 5.1
Nombre de spectels	96 ou 144	128	128
Résolution spectrale (nm)	7 ou 4.5	13	20

TABLE 2.4 – Caractéristiques de l’instrument OMEGA, (Bibring *et al.*, 2004a).

L’acquisition des images hyperspectrales se réalisant de façon synchrone au mouvement du satellite, la vitesse de balayage d’une ligne perpendiculaire au mouvement par la voie SWIR du détecteur dicte la largeur des images, qui est calculée pour éviter un quelconque vide entre les balayages successifs. Cette largeur peut varier entre 16 et 128 pixels.

Les caractéristiques de l’instrument sont reportées dans le tableau 2.4. Le rapport signal sur bruit de l’instrument est supérieur à 100 sur toute la gamme spectrale pour des conditions d’observation standard. Dans les cas les moins favorables, le rapport reste tout de même au dessus de 50 dans la majorité des voies.

Problèmes instrumentaux

La réponse photométrique de la voie L a fluctué avec le temps. Cette fluctuation était importante et pouvait même atteindre 60 % du signal ! Heureusement, la qualité photométrique de la voie C a permis à Jouglet *et al.* (2009) d’établir une fonction instrumentale empirique de la voie L à partir de la voie C adaptée à chaque orbite. Les éléments des détecteurs sont également mis à rude épreuve le long de la durée d’une mission spatiale, et les spectels d’un spectro-imageurs peuvent cesser de fonctionner correctement si jamais ils sont frappés par des rayons cosmiques. On emploiera alors les termes de spectels chauds ou spectels morts pour désigner ces éléments spectraux, en fonction de la valeur qu’ils retournent après cet incidents : si la valeur affichée est de 0 on parlera de spectels morts et si la valeur affichée est plus forte et bruitée, on parlera de spectels chauds. Un bruit spatial affecte les données du mode d’observation OMEGA le plus large (128 lignes) dû à un problème de l’électronique de lecture de l’instrument. Ce bruit est présent sur une ligne sur deux entre les colonnes 81 à 96 à partir de l’orbite 511, puis il s’étend entre les colonnes 65 à 128. Enfin, la voie spectrale C de la partie SWIR de l’instrument a cessé de fonctionner en août 2010, lorsque le cryo-refroidisseur de l’instrument est tombé en panne. Les données dans cette gammes de longueur d’onde s’arrêtent donc à ce moment là.

2.6.5 MOLA

L’instrument MOLA (*Mars Orbiter Laser Altimeter*) est l’altimètre laser à bord de la sonde Mars Global Surveyor (**MGS**). L’altitude de la surface est calculée en mesurant le temps de l’aller-retour du pulse laser émis par l’instrument. Répétée 671 millions de fois, cette opération a permis d’obtenir une cartographie de la surface très précise par interpolation des points sur une grille : la résolution horizontale ainsi atteinte varie entre 460m/pixel à l’équateur et 115 m/pixel aux latitudes quasi-polaires. On obtient ainsi un **MNT** ou Modèle Numérique de Terrain. Les MNT MOLA sont disponibles au téléchargement sur le serveur PIGWAD de l’USGS : http://webgis.wr.usgs.gov/pigwad/down/mars_dl.htm.

Cette différence de résolution s'explique par la trajectoire quasi-polaire de la sonde MGS, offrant une densité de points plus forte au voisinage des pôles. Par contre il n'y a que très peu de données au-dessus de 88° du fait de cette orbite quasi-polaire. La résolution verticale de l'instrument est encore meilleure : on estime qu'elle est de 1 m (Smith *et al.*, 2001a).

Le MNT MOLA utilisé dans cette thèse comporte 512 pixels/degré. Les données utilisées dans cette thèse ont une limite de latitude à 88° et serviront à interpréter le signal spectroscopique de surface en utilisant la topographie.

2.6.6 TES

L'instrument TES (*Thermal Emission Spectrometer*), composé de 3 appareils, était embarqué à bord de la sonde MGS et a fonctionné entre 1999 et 2006. Les trois appareils sont un interféromètre thermique fonctionnant entre 5.8 et 50 μm , un bolomètre visible et proche infrarouge intégrant le flux lumineux entre 0.3 et 2.9 μm et un bolomètre thermique intégrant le flux lumineux entre 5.1 et 150 μm (Christensen *et al.*, 1992). Cet instrument a obtenu de très nombreuses données de la surface martienne : albédo de surface, composition de la surface, inertie thermique, température, opacité des aérosols atmosphériques, opacité des glaces dans l'atmosphère et structure thermique de celle-ci à une résolution spatiale d'environ 3 km/pixel (Christensen *et al.*, 2001). Durant ma thèse, j'ai utilisé les données de température de surface et d'opacité atmosphérique obtenues par l'instrument pour vérifier la présence de glace de CO_2 à la surface et la charge de poussière atmosphérique à une date donnée. Les données de l'instrument sont téléchargeables sur le site *TES Data Tool* à l'adresse http://tes.asu.edu/data_tool/.

2.6.7 MOC

L'instrument MOC (*Mars Observer Camera*) était un ensemble de caméras embarquées sur la sonde MGS et qui ont fonctionné entre 1997 et 2006. Elles fonctionnaient toutes avec un mode d'acquisition *push-broom* (Malin *et al.* (1992) ; Malin & Edgett (2001)). Les images de la surface de Mars ont une résolution variable en fonction de la caméra qui est utilisée : une résolution spatiale de 1.4 m/pixel peut être atteinte avec la caméra la plus puissante (MOC *Narrow Angle Camera*), tandis que des acquisitions de données plus régionales ou globales à 250 m/pixel ou 7.5 km/pixel sont réalisées avec les deux autres caméras qui possèdent un large angle d'ouverture (MOC *Wide Angle Camera*).

Les données MOC présentes dans cette thèse sont la mosaïque globale obtenue par l'assemblage de données à grand angle acquises principalement entre mai - juin 1999, avec une couverture complète des régions polaires sud effectuée en février 2002. La mosaïque obtenue a une résolution de 256 pixels/degrés. Elle comporte un petit défaut entre 60° et 65° de latitude sud et n'a pas encore été retravaillée.

2.7 Dispositifs Expérimentaux

Un des atouts de l'IPAG est de disposer de matériel et d'expériences permettant la reproduction des conditions martiennes en laboratoire et d'analogues aux dépôts saison-

niers martiens. Ces analogues sont produits à l'intérieur de la cellule CarboN-IR. C'est une cellule cryogénique expérimentale développée au laboratoire depuis 2010. Le cahier des charges de la cellule et les tests techniques ont été effectués lors de la thèse de Florence Grisolle (Grisolle, 2013). Sa conception est le résultat de compromis aux fortes contraintes imposées par les pressions et les températures nécessaires pour la simulation de l'environnement martien. J'ai pris la suite du développement de cette cellule pour l'améliorer et ait participé à la création d'une deuxième cellule expérimentale. Cette cellule cryogénique est couplée au Spectrogonio radiomètre, développé en 1996 - 2001 au laboratoire par Nicolas Bonnefoy (Bonnefoy (2001); Brissaud *et al.* (2004)) et permet d'acquérir des spectres en réflectances d'échantillons analogues à la surface martienne. Cette combinaison d'appareils est unique au monde et permet une comparaison directe des spectres des analogues des dépôts saisonniers produits dans la cellule avec ceux de la surface martienne par l'instrument OMEGA.

2.7.1 Simulation de l'environnement martien : La cellule environnementale CarboN-IR

2.7.1.1 Description générale

La Fig. 2.37 représente une vision schématique de la cellule en place à l'intérieur de son enceinte. La cellule CarboN-IR est un cylindre en cuivre de 8 cm de large et 6 cm de haut pour un volume intérieur de 312.5 cm³. Le cuivre a été choisi pour sa bonne conduction thermique pour obtenir la cellule la plus isotherme possible. Il y a 3 ouvertures dans cette cellule : 2 fenêtres latérales en verre de 3.4 cm de diamètre et une fenêtre supérieure en saphir de 6.5 cm de diamètre. Les fenêtres latérales sont fixées à la cellule par des joints en indium. La cellule se ferme en haut à l'aide d'une bride en inox sur laquelle est montée une vitre en saphir. Le choix du saphir pour la vitre supérieure est motivé par sa bonne conductivité thermique, sa grande résistance mécanique et la transparence nécessaire aux mesures spectroscopiques. Le saphir est en effet très transparent dans la gamme 180 nm - 5000 nm, avec une transmission entre 80 et 85 %. Le contact entre la bride en inox et le corps de la cellule est assuré par un joint de graisse cryogénique.

Le cryostat

La cellule est reliée au niveau de sa base à un cryostat qui assure le refroidissement du système, de marque Sumitomo. Le principe du cryostat est simple : un compresseur achemine l'hélium vers la tête du cryostat où il se détend grâce à un système de vannes et de pistons. Cette détente de l'hélium provoque un refroidissement. Théoriquement, la tête de cryostat peut atteindre des températures de 40 K. Je ne suis toutefois jamais descendu plus bas que 104 K. Des tests effectués par Florence Grisolle ont montré que la différence de température entre le centre de la cellule et ses parois latérales (à vide et refroidie à 163 K) était de 0.5 K.

Injection de gaz

La cellule est reliée à l'environnement extérieur par un tuyau, qui passe à travers de l'enceinte à l'aide d'une bride 40CF. Ce tuyau débouche dans le haut de la cellule. Il est chauffé

Représentation schématique de la cellule en cours d'expérience

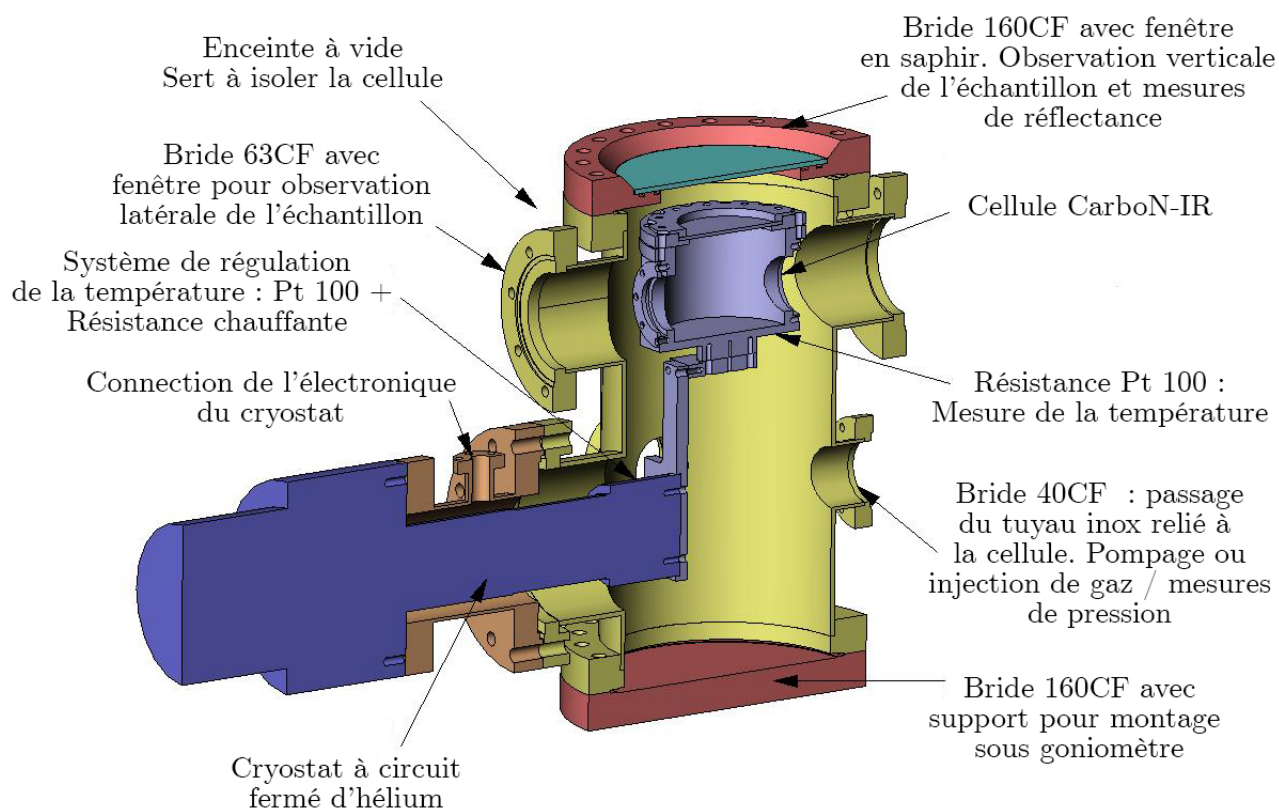


FIGURE 2.37 – Représentation en coupe de la cellule en cours d'expérience. La cellule à proprement parler est représentée au centre, en lavande. La cellule est en place dans une enceinte jaune et refroidie par un cryostat. Des fenêtres latérales et supérieures permettent de suivre la morphologie des échantillons et d'effectuer des mesures en réflectance (à travers la vitre en saphir supérieure). La cellule est reliée à l'environnement extérieur par un tuyau en inox, qui passe à travers de l'enceinte par une bride 40CF. Cela permet l'injection/le pompage de gaz à l'intérieur de la cellule et la mesure de pression. Crédits : Olivier Brissaud.

à son extrémité par une résistance chauffante, qui a la forme d'un fil métallique enroulé au bout du tuyau, pour pouvoir lutter contre la formation de bouchons de glace, ainsi que pour lutter contre le phénomène d'adsorption du gaz sur le tuyau facilité par les faibles températures. Ce tuyau est délimité en amont par des vannes Swagelok® et par un débitmètre MKS type MF1. Ce débitmètre permet d'injecter n'importe quel gaz avec le débit choisi. Les débits d'injection du gaz sont exprimés en sccm qui correspond, dans les conditions normales de pression et de température à $1\text{cm}^3/\text{minute}$. En amont du débitmètre, le tuyau peut être relié à différents éléments selon le but recherché. Lorsque la condensation de CO_2 gazeux est souhaitée, il est relié à une bouteille de gaz de CO_2 . Lors des séquences de sublimations, pour maintenir la pression constante dans la cellule, il est relié à une pompe primaire qui sert à évacuer le gaz de CO_2 excédentaire dégagé lors de la sublimation.

L'enceinte

La cellule est placée dans une enceinte. Cette enceinte assure l'isolation thermique de la cellule et du cryostat en plaçant l'ensemble sous vide. L'enceinte dispose de 3 brides : la première est dédiée à la connection du cryostat, une autre sert au circuit de pompage et la dernière est laissée libre et peut servir à injecter un gaz non condensable par exemple. L'injection de gaz non condensable dans la cellule a plusieurs intérêts. Cette injection peut servir de nettoyage de l'enceinte lors de la mise sous pompage en début d'expérience quand l'enceinte est restée un certain temps en contact de l'air ambiant et que de l'eau est adsorbée sur ses parois. Le deuxième usage est de prévenir la condensation de vapeur d'eau sur le cryostat lorsque celui-ci est en fonctionnement et que l'enceinte est ouverte afin d'introduire un échantillon formé en dehors de la cellule. Le circuit de pompage de l'enceinte est quand à lui relié à une pompe primaire et une pompe turbo-moléculaire. Dans les conditions normales de température, le vide atteint dans l'enceinte est de 10^{-5} mbar. Quand le cryostat est en marche, le vide varie entre 10^{-8} mbar et 10^{-6} mbar. Cette enceinte possède également des fenêtres dans l'axe de celles de la cellule : 2 fenêtres latérales en verre de 8 cm de diamètre et une fenêtre supérieure en saphir de 14 cm de diamètre. L'ensemble de ces vitres permet de suivre l'évolution morphologique de l'échantillon au cours des expériences et les fenêtres supérieures permettent une caractérisation spectroscopique. Toutes les brides de l'enceinte sont fermées à l'aide de joints en cuivre.

Contrôle des températures

Le contrôle des températures de la cellule est réalisé à l'aide de sondes thermométriques PT100 fixées 1) à la base de la cellule et 2) près du cryostat sur la pièce de raccord thermique. Ces sondes sont reliées à un boîtier d'affichage qui indique en temps réel la température mesurée par les deux sondes. C'est ce boîtier qui permet de contrôler la température de la cellule via une cartouche chauffante de 50 W (modèle LakeShore HTR-50) également fixée sur le raccord thermique entre le cryostat et la cellule. La température atteinte par le cryostat seul est en effet bien inférieure à la température nominale choisie pour l'ensemble de mes expériences (148.15 K) et la résistance chauffante module donc cette température pour qu'elle se fixe à la consigne que l'on indique sur le boîtier. Les sondes thermiques PT100 ont une incertitude de mesure de 0.1 K.

Contrôle de la pression

La pression est mesurée avec un capteur MKS Baratron de 100 torr dans le tuyau entre la cellule et le débitmètre. Ce baromètre mesure théoriquement la pression à l'intérieur de la cellule, mais son éloignement de la cellule rend les mesures de pression parfois difficiles à interpréter en raison des bouchons de glace de CO_2 à l'extrémité du tuyau ou des phénomènes d'adsorption de gaz dans le tuyau. Ce capteur de pression est relié à une carte d'acquisition DaqBoard1005 qui, reliée à un ordinateur, permet l'affichage et l'enregistrement des données via une interface LabView. Lors de ma prise en main de la suite expérimentale, j'ai remplacé un maximum de raccords coniques par des joints VCR qui permettent une bien meilleure étanchéité du montage.

2.7.1.2 Analogie avec l'environnement martien

L'analogie avec l'environnement martien est assuré à la fois par les conditions de pression et de température à l'intérieur de la cellule, ainsi que par le bilan radiatif à l'intérieur de celle-ci. La température de la cellule a été fixée à **148.15 K** pour **toutes les expériences**. La pression de vapeur saturante de CO_2 liée à cette température est de 6.47 mbar. Ces conditions reproduisent parfaitement les conditions martiennes lors de la présence de glace de CO_2 à la surface de la planète. L'environnement radiatif précis de la cellule quand à lui est plus dur à définir et calculer. Lors de ma thèse, j'ai développé un modèle permettant de calculer les flux radiatifs à l'intérieur de la cellule qui a été complété par un stagiaire, Cyrille Barrera, dont le travail a consisté à raffiner les calculs de flux radiatifs mis en place et de réaliser une simulation numérique d'un échantillon de neige de CO_2 soumis au flux lumineux d'une lampe. Tous les calculs associés à l'environnement radiatif de la cellule sont reportés en Annexe 1. Ces calculs ont permis de démontrer le bilan radiatif négatif à la surface d'échantillons de glace polycristalline de CO_2 , en accord avec le bilan radiatif des dépôts saisonniers en automne et hiver sur Mars, voir section 1.3.1.1 du chapitre 1.

2.7.2 Nouvelle cellule

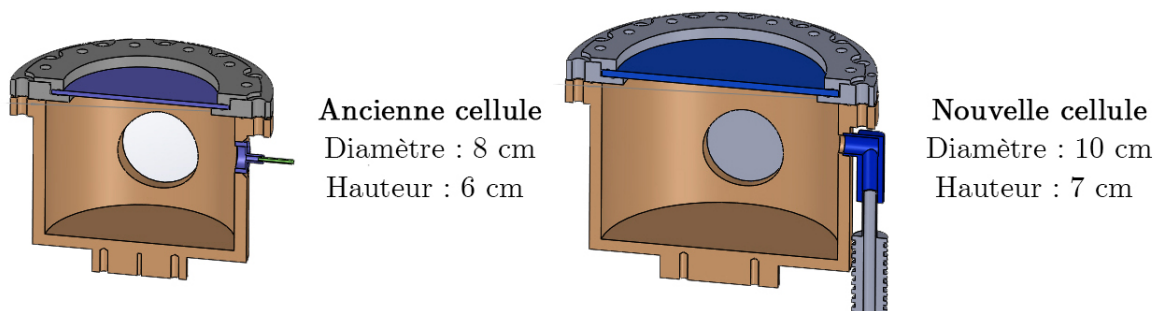


FIGURE 2.38 – Comparaison en coupe entre l'ancienne cellule et la nouvelle cellule. La nouvelle cellule a un volume beaucoup plus important. Le nouveau dispositif de chauffage du tuyau en inox débouchant dans la cellule est également indiqué en bleu, voir Fig 2.39 pour une photographie de ce dispositif.

L'expérience d'utilisation de la première cellule a permis de mettre en lumière certains problèmes et certaines limitations. Une deuxième cellule expérimentale a donc été conçue et construite lors de ma thèse pour apporter une solution à ces problèmes. Les limitations de la première cellule étaient principalement liées à sa taille : les possibilités géométriques des mesures en réflectance étaient contraintes par le diamètre de la bride supérieure en inox et la distance entre la vitre et la surface de l'échantillon dans la cellule : les angles limites d'observation/d'illumination du fond de la cellule étaient de 40° . De plus, la taille réduite de la fenêtre supérieure rendait le suivi des phénomènes morphologiques assez ardue. Le diamètre supérieur de la fenêtre a donc été élargi de 6.5 cm à 8.8 cm. Ce nouveau design de la cellule permet d'observer/d'illuminer la surface avec un angle de 53° , ce qui pourra permettre de commencer à réaliser des mesures photométriques sur la glace polycristalline de CO_2 . Ces mesures seraient particulièrement importantes pour l'étude des données hyperspectrales acquises avec différents angles d'observation, comme les observations CRISM. Conséquemment le diamètre de la cellule a été élargi à 10 cm. La hauteur

de la cellule a été augmenté pour rapprocher la vitre en spahir de la cellule de celle de l'enceinte, et permettre d'avoir des échantillons plus épais optiquement dans les régions non absorbantes du spectre. La nouvelle cellule sera donc haute de 7 cm et large de 10 cm pour un volume de 550 cm^3 . La nouvelle cellule est donc beaucoup plus massive et met plus de temps pour descendre en température : pour atteindre la température de fonctionnement nominal de 148.15 K, il faut désormais attendre 3 heures (2 heures auparavant).

Le second soucis concerne les capacités d'étanchéité de la première cellule. L'usage répété et ses ouvertures/fermetures répétées ont fini par fragiliser les pas de vis en cuivre, relativement maléables. Après la rupture d'un des pas de vis, vers la fin de ma thèse, il m'est devenu impossible de refermer correctement la cellule et d'obtenir un vide satisfaisant. Les expériences avec gaz non condensables présentées au chapitre 3 nécessitent une parfaite étanchéité pour le contrôle et la préservation du gaz non condensable injecté dans la cellule. Les joints en indium représentent une des meilleures solutions pour obtenir une étanchéité parfaite et ont donc été appliqués dans le cas de la nouvelle cellule, à la place du joint en graisse cryogénique utilisé auparavant. Des tests d'étanchéité de la cellule ont été réalisés et sont reportés section 2.7.2.1.

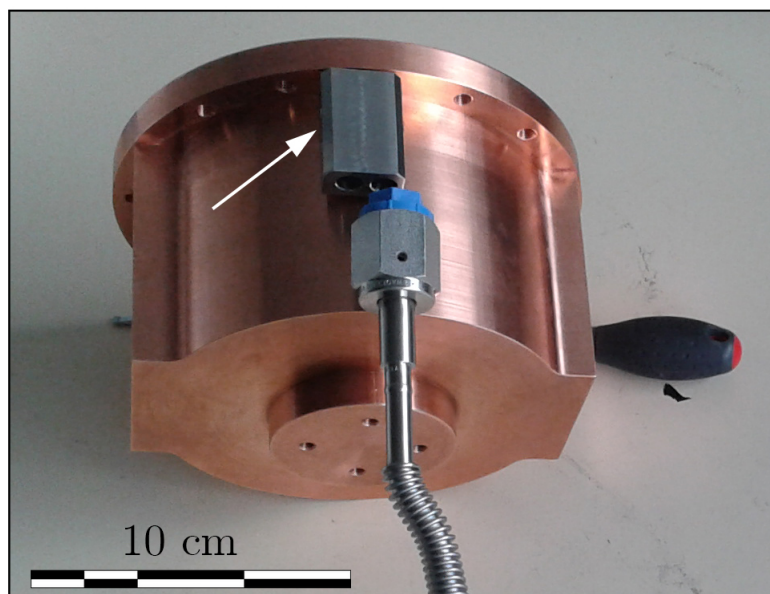


FIGURE 2.39 – Photographie latérale de la nouvelle cellule. Le dispositif de résistance chauffante ajouté pour réduire les phénomènes de bouchons de glace est indiqué par la flèche blanche.

Enfin, le dernier problème récurrent concerne la formation de bouchons de glace de CO_2 à l'extrémité du tuyau d'acheminement du gaz. À l'extrémité de ce tuyau, très proche de la cellule, la température est très proche de celle de la cellule, malgré la présence de la résistance chauffante en place. La principale limitation du montage à cet endroit a été identifiée comme étant la faible puissance que le fil métallique pouvait fournir au tuyau. Le nouveau système de fixation du tuyau de la nouvelle cellule a été entièrement revu et prévoit l'insertion d'une résistance chauffante (fournisseur Lakeshore) beaucoup plus puissante et pouvant délivrer 25 watts. Malheureusement, durant les expériences de condensation de

CO₂ en présence de gaz non condensables, cette solution s'est révélée décevante et l'extrémité du tuyau a continué à régulièrement se boucher malgré les fortes puissances imposées à cette résistance.

Une amélioration supplémentaire à apporter au dispositif expérimental serait le rapprochement, vis-à-vis de la cellule, du dispositif de mesure de pression, et idéalement, le placer à l'intérieur de la cellule elle-même. Un dispositif de ce type permettrait de suivre la pression à l'intérieur de la cellule plus précisément qu'à l'heure actuelle, en s'affranchissant des phénomènes d'adsorption de gaz dans le tuyau d'acheminement. Il permettrait également de suivre la pression dans la cellule, même si le tuyau s'est bouché. Cependant, les contraintes géométriques du dispositif sont pour le moment bien trop importantes pour pouvoir réaliser cette modification. Pour ce faire faudrait également trouver un capteur de pression suffisamment précis qui puisse fonctionner à très basse température et dans le vide de l'enceinte.

2.7.2.1 Étanchéité de la nouvelle cellule

Le nouvel assemblage expérimental avait également pour but de réduire les fuites le long du circuit d'acheminement du gaz depuis les bouteilles jusqu'à la cellule CarboN-IR. Ainsi, un maximum de joints coniques ont été remplacés par des joints VCR, beaucoup plus étanches. Le couvercle de la nouvelle cellule a également été doté d'un joint en indium pour remplacer la graisse cryogénique précédente, avec de plus nombreux pas de vis, pour que l'effort de traction sur chaque vis soit moindre et que les pas de vis en cuivre se déforment moins. Pour tester l'étanchéité de la nouvelle cellule, j'ai procédé à un test à l'aide d'azote. J'ai injecté 10 mbars d'azote dans la cellule placée dans l'enceinte. L'enceinte était pompée durant la mesure de pression et avait une pression oscillante entre 8×10^{-8} et 1.0×10^{-7} mbar. La pression à l'intérieur de la cellule a été mesurée en continue pendant 15 heures après l'injection. Les mesures de pression sont reportées sur la Fig. 2.40. Le test a été réalisé à température ambiante dans un premier temps, puis à la température standard à laquelle j'ai réalisé toutes mes expériences : 148.15 K. Dans les deux cas, la pression à l'intérieur de la cellule n'a absolument pas bougé, et elle peut être considérée comme parfaitement étanche pour la suite des expériences.

2.7.3 Matériaux utilisés lors des expériences

2.7.3.1 CO₂

Lors de mes expériences, la glace de CO₂ était soit sous une forme polycristalline compacte, soit sous une forme granulaire. Dans le cas de la glace polycristalline compacte, la formation de la glace est réalisée *in-situ* dans la cellule CarboN-IR par injection de gaz de CO₂. La condensation à l'équilibre du gaz produit la glace polycristalline. Dans le cas d'un échantillon de glace de CO₂ granulaire, la formation de l'échantillon est réalisée en dehors de la cellule, par le dispositif SnowPack. Ce dispositif, relié à une bouteille de gaz de CO₂ par un plongeur, permet d'atteindre le fond de la bouteille, où se situe du CO₂ liquide. La neige de CO₂ est ensuite produite par décompression de ce liquide dont la solidification est assurée par sa détente et le frittage opéré par une couche de micro-billes métalliques situées en sortie du tuyau. Le dispositif à un volume de 333 cm³, ce qui permet de créer

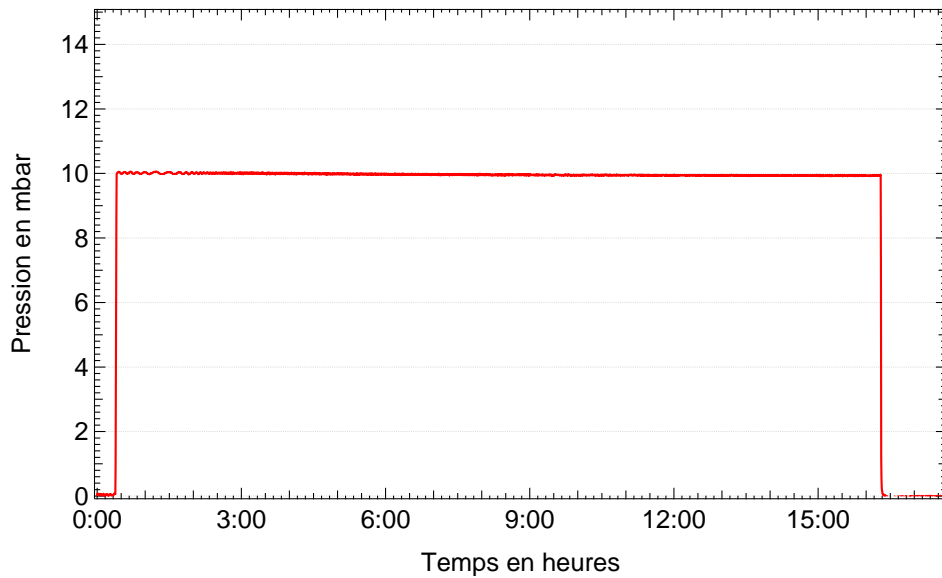


FIGURE 2.40 – Évolution de la pression à l'intérieur de la nouvelle cellule CarboN-IR suite à l'injection de 10 mbar d'azote.

des échantillons remplissant première cellule. La masse des échantillons formés est de 250 g, ce qui donne une masse volumique de 750 kg.m^{-3} . Considérant une masse volumique de la glace de CO_2 de 1562 kg.m^{-3} , on obtient ainsi des échantillons de neige granulaire de CO_2 avec 52 % de porosité. Ces échantillons doivent être rapidement transportés dans la chambre froide après formation pour limiter la condensation de vapeur d'eau à leur surface. Je montrerai dans le chapitre 5 que cette condensation d'eau est très difficile à éviter et que le signal spectroscopique de tout petits grains de glace d'eau se retrouve dans les spectres de neige de CO_2 formée avec toutes les précautions possibles.

2.7.3.2 Poussière

Le régolithe martien est recouvert d'une poussière fine, dont la granulométrie a pu être appréciée par les instruments de la sonde Phoenix (Goetz *et al.*, 2010). La granulométrie de la surface martienne est bimodale : une fraction de la poussière a des grains compris entre 20 et 150 μm et une fraction de poussière $< 25 \mu\text{m}$. Pour simuler le régolithe martien, j'ai utilisé comme analogue du tuff volcanique qui vient de la commune de Coirent, dans le Massif Central. Cette poussière avait été proposée comme analogue à la poussière martienne par Antoine Pommerol (Pommerol *et al.*, 2009). Elle se révèle un très bon analogue de la poussière martienne vis-à-vis des bandes d'absorption liées à l'hydratation (notamment la bande à 3 μm) mais est moins adéquate dans la gamme visible du spectre comparé à la poussière standard : la JSC-1. La pente rouge exhibée par notre analogue du régolithe martien est plus importante. Les caractéristiques spectrales de notre analogue de poussière martienne seront détaillées au chapitre 3.

J'ai broyé et concassé des échantillons de ce tuff pour en produire différentes classes granulométriques. J'ai utilisé la fraction fine de cette poussière pour recouvrir le fond de la cellule et contaminer la glace de CO_2 lors de mes expériences en me basant sur les granu-

lométries indiquées par Goetz *et al.* (2010). Il n'existe pas de mesure granulométrique de la poussière contaminant les dépôts saisonniers, mais l'on peut supposer que cette poussière étant mobile, elle doit représenter la fraction fine de la poussière du régolithe. J'ai ainsi toujours utilisé la fraction $< 25 \mu\text{m}$ obtenue par tamisage pour la contamination en poussière de mes échantillons de glace de CO_2 . Pour l'épaisseur de poussière au fond de la cellule, j'ai choisi 7 mm afin d'avoir une couche optiquement épaisse (des mesures faites au cours des tests de dimensionnement du goniomètre ont montré qu'aux longueurs d'onde les plus transparentes une épaisseur égale à 100 fois la taille des grains d'un matériau permet d'obtenir une couche optiquement épaisse). Cette couche permet de masquer le signal du cuivre lors des mesures spectroscopiques et permet également de visualiser le processus de condensation de la glace de CO_2 sur la poussière. L'analogie avec les conditions martiennes est valide dans ce cas.

2.7.4 Mesure de spectres en réflectance au laboratoire : Le Spectrogonio radiomètre

Toutes les mesures expérimentales en réflectance des échantillons analogues aux dépôts saisonniers martiens présentées dans cette thèse ont été acquises avec le Spectrogonio radiomètre de l'IPAG. Cet instrument a été développé au laboratoire par Bernard Schmitt, Olivier Brissaud et Nicolas Bonnefoy (Bonnefoy (2001) ; Brissaud *et al.* (2004)). Il permet de produire des spectres en réflectance d'analogues de surfaces planétaires depuis la surface souffrée de Io, en passant par les surfaces sombres des comètes et les surfaces glacées des satellites des planètes géantes ou des régions polaires martiennes, dans une gamme de longueur d'onde visible - proche infrarouge de 350 nm et 4.8 μm . La géométrie d'acquisition, ainsi que les caractéristiques spectrales des mesures sont grandement paramétrables, ce qui permet de comparer les spectres en réflectance expérimentaux avec les données hyperspectrales acquises par les différents spectro-imageurs en orbite autour des corps planétaires ou des télescopes. Pendant ma thèse, j'ai utilisé cet instrument pour caractériser spectralement les échantillons analogues aux dépôts saisonniers martiens, c'est à dire des échantillons de glace de CO_2 , soit polycristalline, soit granulaire, avec une contamination en glace d'eau ou en poussière.

2.7.4.1 Principe de fonctionnement

Le schéma de la Fig. 2.41 représente les différents éléments du spectrogonio-radiomètre. L'instrument est divisé en 3 unités : unité de production de lumière, unité de mesure de la réflectance, et goniomètre.

Source lumineuse

La lumière est produite à l'aide d'une lampe quartz-tungstène hallogène de 250 W. Cette lampe est alimentée par un générateur délivrant une puissance ajustable. Lors de ma thèse j'ai effectué des mesures avec des puissances de lampe variant entre 150 W à 250 W. La diminution de la puissance de la lampe n'affecte pas la qualité des spectres obtenus mais permet en revanche de grandement augmenter sa durée de vie. Un contrôleur d'intensité assure une stabilité du flux émis par la lampe, qui peut changer au cours du temps. En effet, l'intérieur de l'ampoule peut s'encrasser et s'opacifier avec le temps. Le filament se

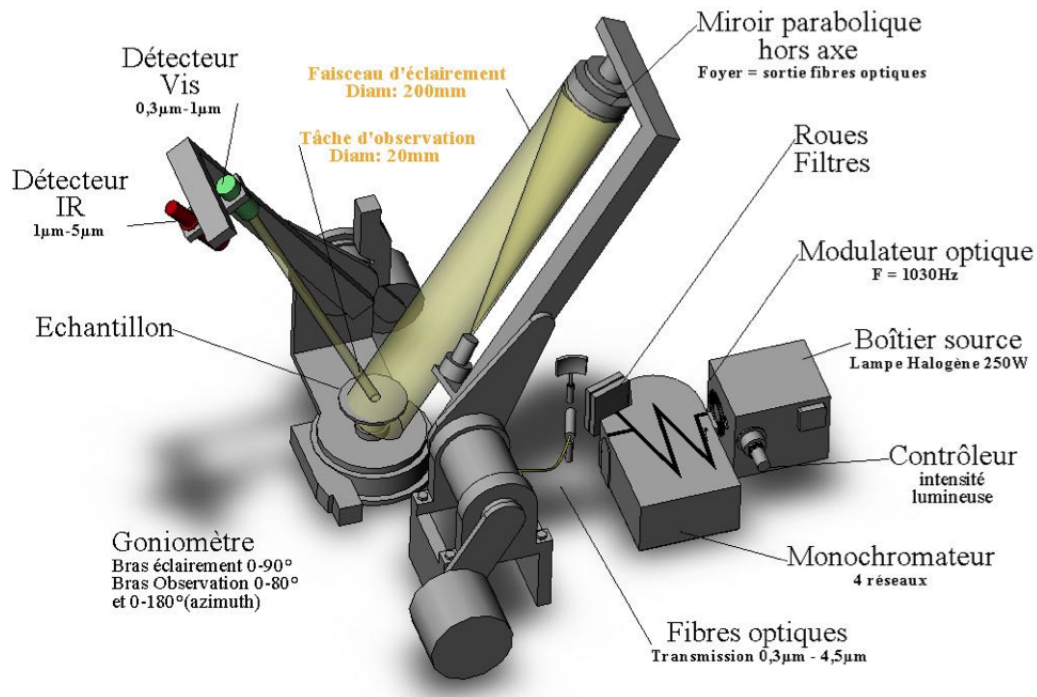


FIGURE 2.41 – Schéma d'ensemble en 3D du Spectrogonio radiomètre utilisé pour les mesures en réflectances des échantillons expérimentaux. Modifié d'après Grisolle (2013).

dégrade également petit à petit. Enfin, les fluctuations de températures de la pièce influent également sur la puissance émise. La lumière est focalisée sur la fente d'entrée du monochromateur placée derrière le modulateur optique motorisé qui module la lumière et permet une détection synchrone par les détecteurs visible et infrarouge : le signal renvoyé par l'échantillon est ainsi isolé des signaux parasites venant de l'émission thermique ou de lumière extérieure dans la pièce de mesure lors du traitement du signal. La lumière passe ensuite par un monochromateur. Celui-ci permet d'extraire une lumière monochromatique à partir de la lumière blanche de la lampe. Cette lumière passe ensuite par une seconde fente motorisée associée à deux roues comportant 8 filtres passe-haut et passe-bande. Les fentes permettent de contrôler la résolution spectrale imposée par la dispersion des réseaux de diffraction. On obtient au final, pour une ouverture maximale de fente de 1.5 mm aux résolutions spectrales indiquées dans le tableau 2.5. La lumière monochromatique échantillonnée est ensuite acheminée par un faisceau de fibres optiques. Elle est colimatée en sortie des fibres par un grand miroir parabolique hors axe afin d'éclairer l'échantillon avec un faisceau d'illumination quasi-parallèle ($\pm 0.1^\circ$) qui imite la lumière du soleil reçue par les surfaces planétaires avec une intensité lumineuse quasi-homogène sur toute la surface éclairée.

Mesure de la réflectance

La mesure de la réflectance est effectuée à l'aide de deux détecteurs : un détecteur UV-visible en silicium et un détecteur proche infrarouge InSb. Le détecteur infrarouge est refroidi à 77 K pour s'affranchir de son bruit thermique. Le détecteur visible est utilisé

pour l'acquisition spectrale entre 350 nm et 1030 nm. Le détecteur infrarouge fonctionne entre 1030 nm et 4800 nm. Le signal mesuré par les détecteurs est ensuite traité par la détection synchrone, calée sur la fréquence du modulateur optique pour enlever la lumière parasite et le fond thermique. La tâche d'observation des détecteurs varie en fonction de l'angle d'émergence choisi : de 2 cm de diamètre (et circulaire) pour une émergence de 0° , elle passe à 5.8 cm de grand axe (élliptique au delà de 0°) pour un angle d'émergence de 70° et 11.5 cm pour un angle de 80° .

Goniomètre

Le goniomètre permet la mesure des spectres en réflectance sous de nombreuses géométries d'angles d'incidence et d'émergence. Le miroir parabolique colimatant la lumière monochromatique en sortie des fibres, ainsi que les détecteurs visible et infrarouge sont fixés sur des bras. Il est possible de faire varier la position des bras à l'aide de moteurs pas-à-pas pour obtenir des angles d'incidence et d'émergence allant jusqu'à 80° en pratique, et d'azimut jusqu'à 180° . Il est également possible de faire tourner l'échantillon sur lui-même à l'aide d'un système rotatif. L'intérêt de la variation des conditions géométriques est l'étude de la photométrie des matériaux. Dans la pratique, les très grands angles sont rarement explorés. En effet, un angle d'émergence de 80° agrandi la tâche d'observation à 115 mm de longueur, ce qui nécessite de grandes surfaces d'échantillon. De plus, lorsque les spectres en réflectance sont effectués sur les échantillons à l'intérieur de la cellule CarboN-IR, cette gamme de géométries est beaucoup plus restreinte, car le fond de la cellule n'est observable que pour des gammes d'observation de 10° . Au delà, ce sont les parois de la cellule qui sont observées. Une autre limite des angles explorables est l'angle de phase minium : en dessous de 10° , la plateforme des détecteurs masque en partie le miroir parabolique et commence à faire diminuer le rayonnement lumineux reçu par l'échantillon. Je n'ai pas fait varier l'angle azimutal (possiblement modulable entre 0° et 180°) et toutes les mesures effectuées dans cette thèse sont effectuées dans le plan principal, défini comme le plan passant par l'échantillon, les détecteurs et le miroir d'éclairage à un azimut de 0° .

Pour donner de la cohérence aux mesures réalisées dans le cours de ma thèse, j'ai utilisé toujours le même ensemble de paramètres pour l'acquisition de mes spectres. Ainsi, tous les spectres ont été acquis entre 1000 et 4000 nm. Cette gamme spectrale a parfois été étendue jusqu'à 500 nm dans les expériences où l'échantillon de glace de CO_2 contenait de la poussière (voir chapitre 5). Les spectres ont tous été acquis avec un angle d'incidence de 0° et un angle d'émergence de 15° et dans le plan principal. Le pas (ou échantillonnage spectral) a été fixé à 10 nm afin d'apporter un échantillonnage spectral proche de l'instrument OMEGA. Le tableau 2.5 récapitule l'ensemble des paramètres génériques des mesures expérimentales de cette thèse. Ces paramètres sont rentrés dans un logiciel de pilotage automatique qui dirige l'acquisition des spectres.

2.7.4.2 Calibration des spectres

La calibration des spectres en réflectance s'effectue à l'aide d'un module de calibration codé sur IDL par Antoine Pommerol lors de sa thèse (Pommerol *et al.*, 2009). Je vais décrire les différentes étapes qui permettent d'obtenir le spectre en réflectance.

Gamme spectrale	Résolution spectrale spectrale	Pas d'échantillonnage	Angles d'incidence/émergence
600-700	5	10	
700-1600	10	10	$i=0^\circ$, $e=15^\circ$
1600-3000	19	10	
3000-4000	39	10	

TABLE 2.5 – Paramètres d'acquisition généraux du Spectrogonio radiomètre adoptés pour l'ensemble des spectres en réflectance expérimentaux de cette thèse.

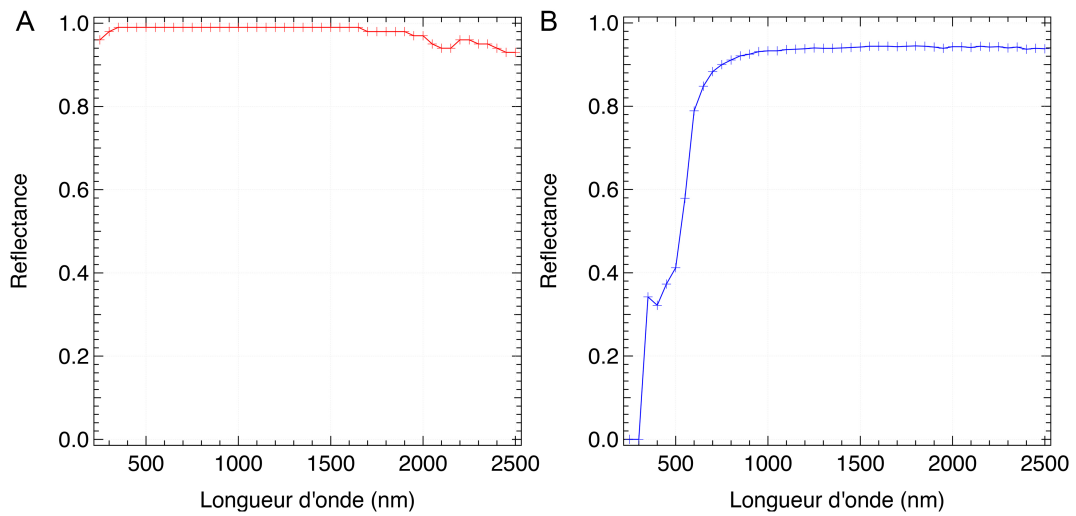


FIGURE 2.42 – Réflectance directionnelle hémisphérique pour les références de Spectralon A) et d'infragold B). Les données proviennent de Labsphere (1999).

Standards de référence : Spectralon et Infragold

La mesure de l'échantillon va tout d'abord être divisée par le spectre des références : le Spectralon et l'Infragold. Le Spectralon est un matériau blanc, très diffusant, constitué d'une résine thermoplastique en polytétrafluoroéthylène. La réflectance directionnelle hémisphérique du Spectralon est comprise entre 0.94 et 0.99 sur la gamme spectrale 300 - 2500 nm, Fig. 2.42 A. Lors de sa thèse, Nicolas Bonnefoy a réalisé la mesure complète de la BRDF du Spectralon, qui n'a montré un comportement lambertien que pour des gammes spectrales et géométriques restreintes (Bonnefoy, 2001). Ces mesures de BRDF servent donc à corriger le comportement non lambertien du Spectralon, ensuite utilisé pour calibrer photométriquement les spectres. L'Infragold est quand à lui constitué d'une plaque sur laquelle des fins grains d'or ont été pulvérisés. Il est très plat spectralement : sa réflectance directionnelle hémisphérique est de 0.94 sur une grande gamme spectrale de l'infrarouge proche entre 1000 nm et 20 000 nm, Fig. 2.42 B. La BRDF de l'Infragold n'a pas été réalisée car son comportement est très loin d'être lambertien. En effet, le Spectralon et l'Infragold possèdent une zone de recouvrement spectrale entre 2000 et 2500 nm qui a été utilisée par Antoine Pommerol pour corriger le comportement spectro-photométrique de l'Infragold par rapport à celui du Spectralon, parfaitement connu. Les mesures de référence du spectralon et de l'infragold ont été réalisées sous les deux fenêtres en saphir du dispo-

sitif expérimental CarboN-IR pour prendre en compte aussi la transmission de 70 % des deux fenêtres dans la gamme spectrale de mesure. Les spectres en réflectance seront donc calibrés à partir d'une référence de Spectralon entre 500 ou 1000 nm et 2500 nm, et par une référence d'Infragold entre 2500 et 4000 nm.

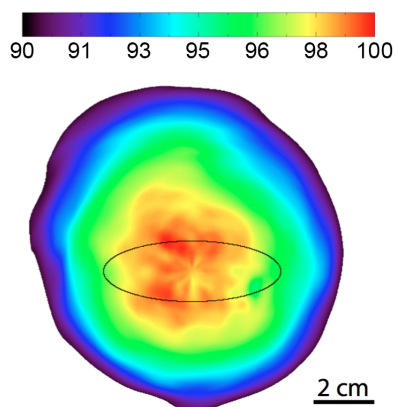


FIGURE 2.43 – Inhomogénéité de l'éclairage par la source du Spectrogonio radiomètre sur le plan de l'échantillon avec un angle d'incidence de 0° . L'ellipse noire représente la tâche d'observation des détecteurs visibles et infrarouges pour un angle d'émergence de 70° . L'échelle de couleur représente le pourcentage du flux reçu par rapport à la valeur maximale mesurée. Figure extraite de (Pommerol *et al.*, 2009).

Correction de l'inhomogénéité de l'éclairage

L'éclairage de l'échantillon n'est pas parfaitement homogène. La Fig. 2.43 montre la cartographie du flux lumineux obtenu pour une incidence de 0° au niveau du plan de l'échantillon. On peut voir que le flux reçu par l'échantillon décroît radialement. L'ellipse noire représente la tâche d'observation des détecteurs pour un angle d'émergence de 70° . Le flux reçu par l'échantillon varie entre 100 % de la valeur maximale mesurée jusqu'à 96 % aux extrémités de la tâche d'observation. Cette inhomogénéité est prise en compte et corrigée en intégrant le flux lumineux à l'intérieur de l'ellipse d'observation.

Au final, la précision photométrique obtenue pour les spectres en réflectance est environ meilleure à 1% quelque soit la longueur d'onde et la géométrie d'observation. Il est à noter que le Spectrogonio radiomètre est quand même limité pour la mesure en réflectance des matériaux sombres en terme de signal sur bruit. Ces matériaux sont le sujet d'étude d'une partie de l'équipe de planétologie au laboratoire dans le cadre de l'étude des comètes, des astéroïdes et de certaines planètes (Pluton). Ainsi, il y a actuellement au laboratoire une deuxième version de cet instrument en développement spécifiquement dédié à ce type de matériaux : Gognito. Il sera plus rapide que le Spectrogonio radiomètre et permettra d'obtenir un bien meilleur rapport signal/bruit par augmentation du flux sur l'échantillon grâce à l'inversion des géométries d'illumination/observation (tache d'éclairage contenue dans la tâche d'observation). Récemment, le matériau le plus sombre au monde, le Vantablack, composé de nanotubes de carbone, a été mesuré avec le prototype de cet instrument. Le spectre en réflectance obtenu est représenté sur la Fig. 2.44. Le signal sur bruit obtenu est très bon et permet l'analyse précise de la réflectance, même très basse : 0.00035 dans le visible! Ce nouvel instrument sera calibré pour mesurer la polarisation de la lumière par

la surface des matériaux, dans le but d'obtenir des informations physiques sur les surfaces planétaires via ce paramètre.

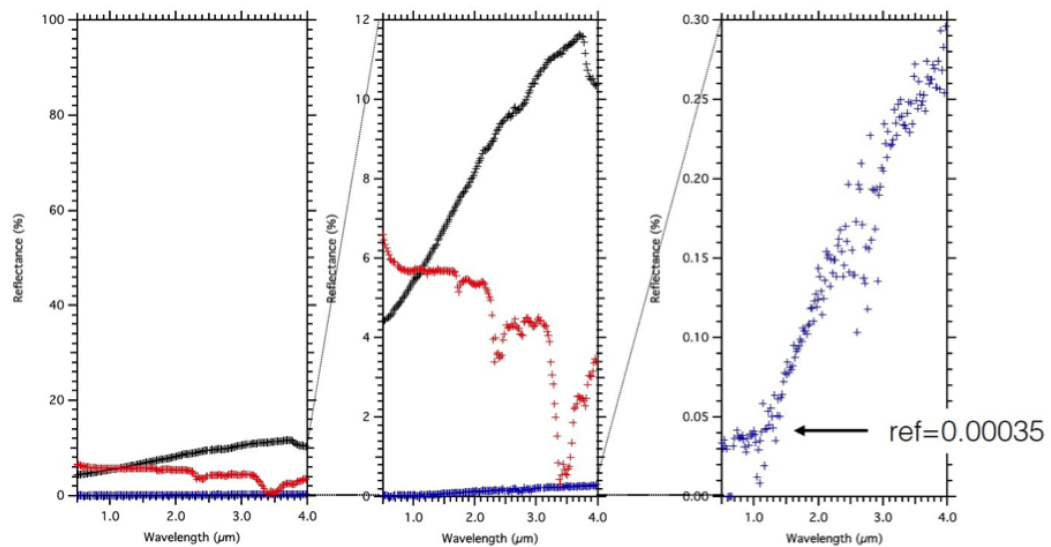


FIGURE 2.44 – Mesures de trois matériaux aux réflectances très faibles : en noir, un spectralon noir (LabSphere), en rouge un spectralon très noir (MetalVelvet, Aktar) et en bleu, le Vantablack. Les spectres en réflectance sont montrés sous différentes échelles. Le signal sur bruit obtenu est très bon pour le niveau de réflectance considéré (0.00035 pour le Vantablack!).

CHAPITRE 3

CONDENSATION DU CO₂ SOUS FORME DE GLACE POLYCRISTALLINE

La condensation directe du CO₂ durant l'automne sur Mars est un phénomène difficile à observer. Dans ce chapitre sera présentée la seconde observation de ce phénomène en utilisant les données du spectro-imageur OMEGA. La condensation directe de CO₂ dans l'hémisphère de Mars a déjà été observée sur quelques degrés en avance de la nuit polaire par Brown *et al.* (2010) qui conclue à une nature granulaire des dépôts saisonniers. L'inversion des spectres d'OMEGA à l'aide du transfert radiatif suggère toutefois que la glace de CO₂ se dépose à la surface de Mars sous la forme d'une couche de glace polycristalline, dense et dans un état très pur (Langevin *et al.*, 2006). L'épaisseur déterminée de cette couche de CO₂ est toutefois en désaccord avec les modèles climatiques, et cette différence sera discutée. Cette observation sera ensuite comparée avec un spectre de glace polycristalline de CO₂ condensée sur un substrat poussiéreux à l'intérieur de la cellule environnementale CarboN-IR. Des spectres en réflectance de cet échantillon ont été acquis et ajustent parfaitement le spectre des dépôts saisonniers martiens.

3.1 Introduction

Chaque hiver sur Mars, les dépôts saisonniers recouvrent la surface jusqu'à environ 45° de latitude. Plusieurs études ont montré que le CO₂ condense à la surface sous la forme d'une couche dense et transparente, référencée comme glace polycristalline (Kieffer (1970a); Kieffer (2000); Titus *et al.* (2001); Langevin *et al.* (2006); Langevin *et al.* (2007)), voir Fig. 3.1. Les dépôts résultant sont caractérisés par de fortes bandes de CO₂ et un faible albédo due aux parcours optiques importants dans la glace de CO₂, ce qui révèle sa nature transparente. Ces observations ont été faites dans l'infrarouge proche et lointain. Des observations dans le visible ont aussi permis de conclure à une nature polycristalline de la glace (grâce à l'imageur HiRISE, Hansen *et al.* (2010); Thomas *et al.* (2010); Portyankina *et al.* (2010)). Cependant, le mode de création principal de la glace de CO₂ à la surface reste débattu, dans la mesure où de nombreuses observations de chutes de neige de CO₂ sont observées dans la nuit polaire martienne (Forget *et al.* (1995); Titus *et al.* (2001)). Cette neige déposée à la surface pourrait subir un métamorphisme rapide

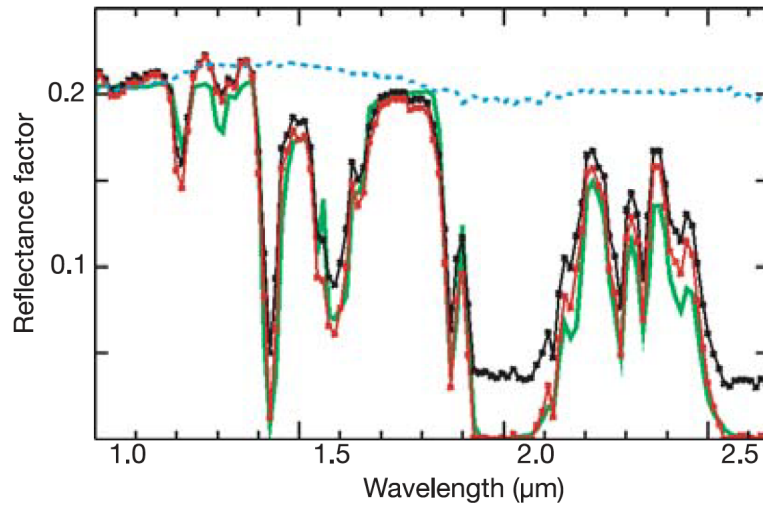


FIGURE 3.1 – Spectre en réflectance d’une région recouverte par les dépôts saisonniers acquis à $L_s = 142^\circ$ dans la région 344° E, 59° S. Le spectre en noir représente le spectre brut, en rouge corrigé des effets des aérosols et en vert la simulation de ce signal par 30 cm de glace polycristalline compacte sur un substrat poussiéreux. La limite supérieure de contamination de la glace polycristalline est de 0.02 % en volume par de la poussière et de la glace d’eau (taille de grain 10 - 100 μm). D’après Langevin *et al.* (2006).

à la surface, comme proposé par Eluszkiewicz (1993) et ainsi créer la couche de glace polycristalline observée au printemps. Ces chutes de neige, bien que détectées en grand nombre, semblent être un agent mineur de la construction des dépôts saisonniers martiens. Une estimation de 10% est fournie par Hayne *et al.* (2014), ce qui est cohérent avec la valeur proposée par Titus *et al.* (2001).

La condensation directe de CO₂ à la surface semble donc être le moyen principal de construction des dépôts saisonniers. Le bilan radiatif de la surface prédit que pendant l’avancée de la nuit polaire martienne, il pourrait être possible d’observer la condensation de glace de CO₂ en avance de la limite de la nuit polaire, sur quelques degrés de latitude. Cette observation a été rendue possible en 2010 grâce aux observations de l’instrument CRISM sur la sonde MRO (Brown *et al.*, 2010). Entre $L_s = 180^\circ$ (équinoxe d’automne) et $L_s = 270^\circ$ (solstice d’hiver) dans l’hémisphère nord (et entre $L_s=0^\circ$ et 90° dans l’hémisphère sud), la nuit polaire progresse vers les latitudes basses et le CO₂ condense à la surface. Cette étude a permis de voir que le CO₂ condense aussi loin que 10° en avance de la nuit polaire. Les auteurs concluent également sur une texture plutôt fine de la glace de CO₂ à partir de la faible absorption de la bande à 2.28 μm . Les observations de ce type sont plutôt rare en raison de la présence du brouillard polaire d’hiver, qui empêche l’observation de la surface autour de la nuit polaire. De plus, les conditions d’observation sont relativement compliquées en particulier due aux fortes incidences solaires (faible illumination, grand chemin optique atmosphérique). Des études se sont également intéressées à la condensation précoce des dépôts saisonniers dans l’hémisphère nord au niveau du site d’atterrissage de Phoenix (Cull *et al.* (2010a); Cull *et al.* (2010b)). Elles ont révélées que la glace d’eau condense avant le CO₂ à la surface. Cependant, du à un manque d’observations CRISM après $L_s = 177^\circ$, il n’a pas été possible d’observer la condensation précoce de CO₂.

Afin de mieux caractériser la composition et l'état physique des dépôts de glace de CO₂, j'ai cherché dans la base de données OMEGA des acquisitions réalisées proche de la nuit polaire qui pourraient éventuellement contenir la signature de glace de CO₂. Toutes les observations OMEGA acquises au dessus des régions polaires dans les gammes de temps spécifiées ont été fouillées pour voir si de la signature de glace de CO₂ pourrait être observée près de la limite de la nuit polaire, que ce soit pour les régions polaires de l'hémisphère nord ou sud. Ces observations regardent généralement près du terminator de Mars, avec un angle d'incidence élevé, ce qui complique les interprétations du signal spectroscopique. Dans une première partie, je décrirai la recherche d'observations OMEGA qui pourraient contenir de la signature de glace de CO₂ en automne. Deux cubes montrent une signature positive de glace de CO₂. La plus forte de ces signatures est localisée sur le cube 278_0 et c'est ce cube qui sera étudié dans le reste du chapitre. J'ai extrait un spectre typique des dépôts saisonniers présents à la surface et l'ai modélisé à l'aide de Spectirmag. Les paramètres physiques de l'épaisseur des dépôts, la taille de grain de la glace et le pourcentage de contamination de celle-ci ont été investigués. Certains de ces paramètres physiques peuvent être comparés avec les résultats obtenus par les modèles de circulation générale.

Dans une seconde partie, je présenterai une analogie expérimentale de cette condensation de glace de CO₂ sur Mars. Cette analogie a été réalisée à l'intérieur de la cellule expérimentale CarboN-IR. Lors de cette expérience, la condensation du CO₂ est effectuée sur un substrat pourriéreux afin de voir si le substrat sur lequel condense la glace de CO₂ a un impact sur son aspect morphologique. En effet, les premiers essais réalisés précédemment dans la cellule se déroulaient tous directement sur le fond en cuivre (Grisolle, 2013). Le substrat poussiéreux représentera le sol martien en terme de granulométrie et de caractéristiques spectrales. Des spectres en réflectance ont été acquis tout au long de l'expérience pour pouvoir comparer les spectres expérimentaux aux spectres OMEGA.

3.2 Procédure de recherche

Les données utilisées ont été sélectionnées parmi les données du spectromètre OMEGA. OMEGA fonctionne dans le visible et le proche infrarouge, à l'aide de deux spectromètres couvrant les domaines appelés bande C (0.93 - 2.73 μm) et bande L (2.55 - 5.1 μm) (Bibring *et al.*, 2004a). Je me suis focalisé sur l'analyse de la bande C qui contient les signatures des glaces de CO₂ et H₂O en raison de sa calibration très stable au cours du temps et de son ajustement à l'aide de modèles de transfert radiatif, beaucoup plus aisé que pour la voie L. La base de données OMEGA de l'IPAG a été investiguée entre les orbites 6 à 4597 (de Ls = 300°, 08/01/2004, année martienne 26 jusqu'à Ls = 288°, 02/08/2007, année martienne 28) afin de trouver de possibles observations correspondant aux conditions recherchées. Les données ont été sélectionnées en suivant les 3 critères suivants :

- Les cubes sont localisés soit dans l'hémisphère nord ou sud entre 55° de latitude et les pôles (la limite de la nuit polaire se situe vers 65°).
- Les cubes doivent avoir été acquis entre l'équinoxe d'automne et le solstice d'hiver pour l'hémisphère nord ou sud. Cela correspond à un intervalle de Ls de $180^\circ < Ls < 270^\circ$ pour l'hémisphère nord et $0^\circ < Ls < 90^\circ$ pour l'hémisphère sud.

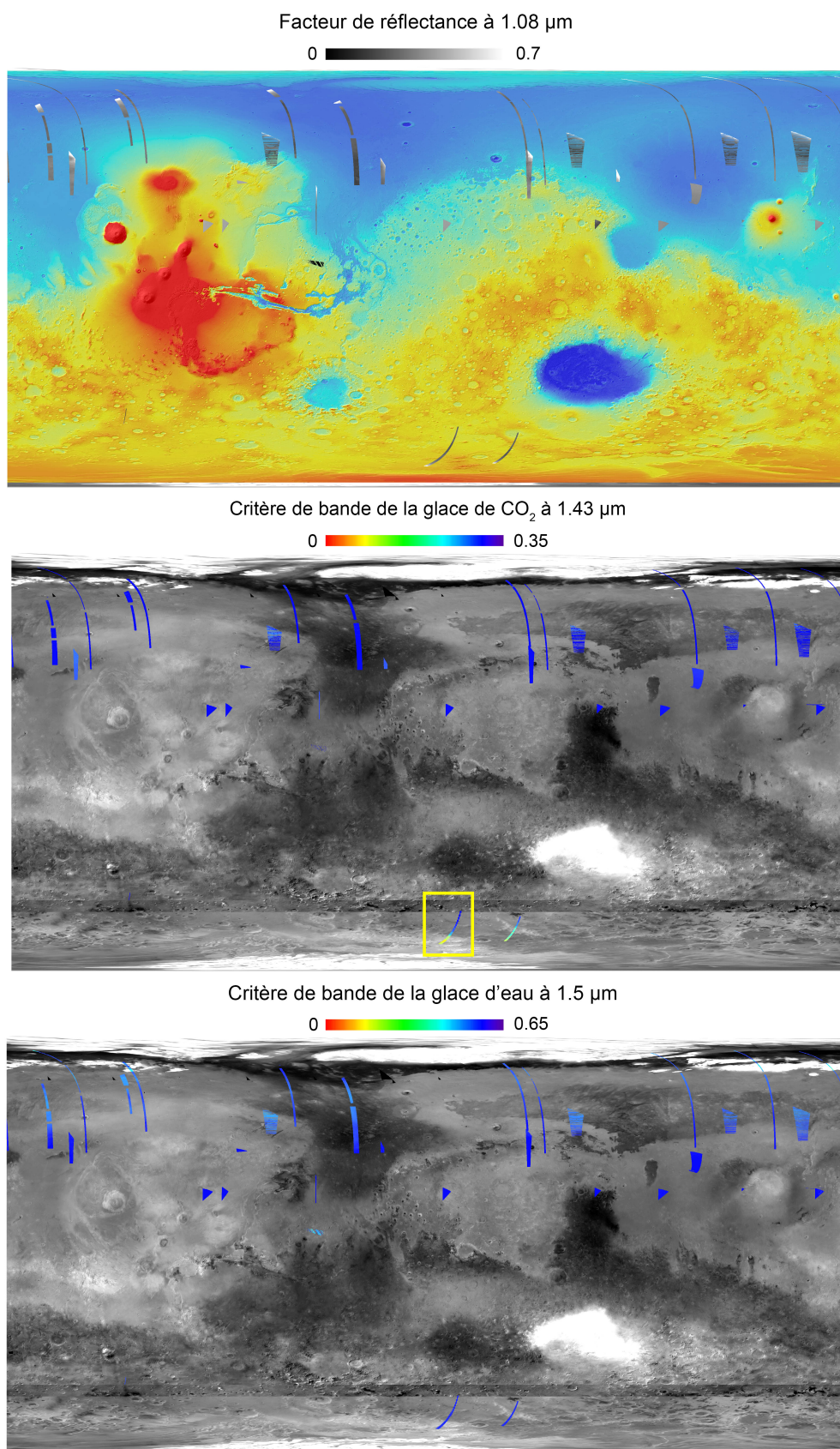


FIGURE 3.2 – Projection cylindrique des différents cubes OMEGA ayant été sélectionnés par les critères définis section 3.2. Le rectangle jaune indique la position du cube OMEGA 278_0, sur lequel un zoom est effectué sur l'image 3.3. Le détail du calcul des critères de bande est décrit section 3.4. Les plans de profondeur d'absorption sont superposés aux données d'albédo MOC acquises en été (Caplinger & Malin, 2001).

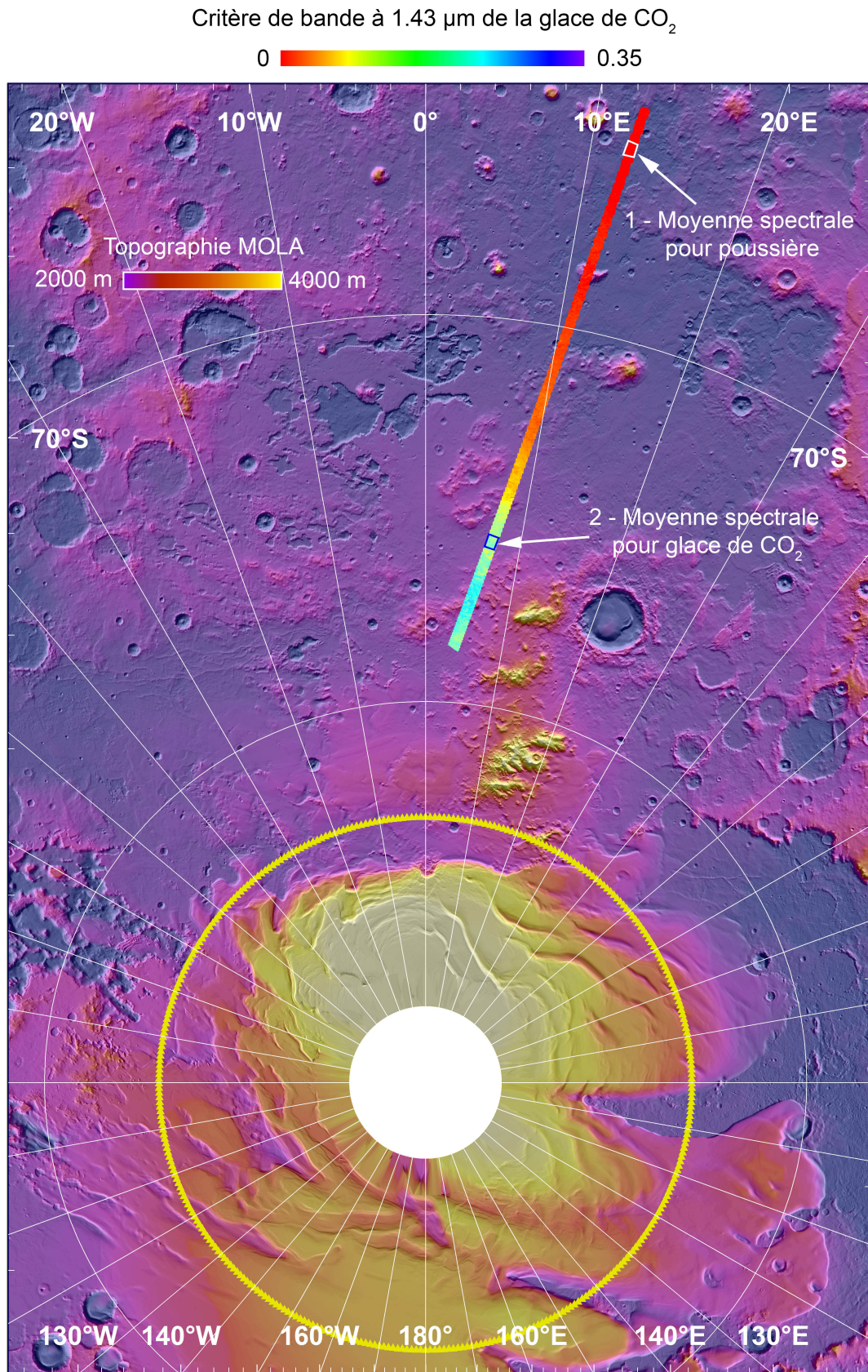


FIGURE 3.3 – Projection polaire du cube OMEGA 278_0 et représentation du critère de bande à $1.43 \mu\text{m}$. Triangles jaunes : la limite de la nuit polaire au moment de l'acquisition. Les rectangles blancs et bleus représentent les régions choisies pour les moyennes spectrales de poussière de glace de CO_2 . Le fond de l'image est constitué par la topographie MOLA.

- L'angle d'incidence limite est réhaussé à 87° (84° traditionnellement) pour limiter les effets spectroscopiques de diffusion et d'extinction dus aux aérosols tout en permettant l'exploration de la zone la plus haute sur le cube, potentiellement la plus proche de la nuit polaire.

Parmi tous les cubes correspondants à ces critères, j'ai cherché ceux qui contenaient la signature de glace de CO₂ en appliquant le critère de bande de Langevin *et al.* (2007) qui est sensible à la présence de la bande de glace de CO₂ à 1.43 μm. Un total de 67 cubes OMEGA correspondaient aux critères de présélection pour l'hémisphère nord et 6 correspondaient pour l'hémisphère sud. Une projection cylindrique de ces cubes est affichée sur la Fig. 3.2. Ces cartes montrent le facteur de réflectance à 1.08 μm, le critère de bande de la glace de CO₂ à 1.43 μm et le critère de bande de la glace d'eau à 1.5 μm. Seulement 2 cubes montrent une signature positive de glace de CO₂ à 1.43 μm : les cubes 278_0 et 294_0, dans l'hémisphère sud. Dans ce chapitre, je me concentrerai sur le cube 278_0 (entouré par le rectangle jaune sur la Fig. 3.2) car il montre une bande de CO₂ plus forte que le cube 294_0 (1.7 fois plus forte).

Le cube 278_0 a été acquis le 6 avril 2004 à Ls=15.73°, pendant l'automne de l'hémisphère sud. Il est localisé dans une zone entre 64° S - 13° E et 81° S - 2° W, dans le voisinage de la limite de la calotte polaire sud. L'altitude de la sonde Mars Express au moment de l'acquisition du cube était de 2772 km, ce qui donne une résolution à la surface d'environ 3.3 km. Les paramètres orbitaux varient le long de l'image : l'angle d'incidence varie entre 72.8° et 90°, l'angle d'émergence entre 0.68° et 1.74° et l'angle de phase entre 71.73° et 90°. Au moment de l'acquisition, la nuit polaire se trouve à 83.4° S de latitude.

La Fig. 3.3 montre un zoom effectué sur l'image 278_0 dans son contexte régional, en projection polaire. La topographie régionale est presque plane, légèrement croissante vers les hautes latitudes. Les régions d'intérêt 1 et 2 indiquées sur la carte, correspondent aux zones utilisées pour pouvoir extraire des moyennes spectrales et ainsi réduire le bruit des données. La première zone d'intérêt correspond à une zone poussiéreuse non recouverte de glace de CO₂ ou d'eau. Les moyennes spectrales de spectres poussiéreux montrés dans la suite de ce chapitre sont réalisées avec tous les pixels contenus dans le carré blanc (1243 pixels). La deuxième zone d'intérêt sera utilisée pour obtenir un spectre où les bandes de la glace de CO₂ seront présentes et suffisamment exprimées. Les moyennes spectrales de cette région utilisent 82 pixels. Le rectangle bleu indique seulement ici la localisation de cette zone. La localisation précise des pixels utilisés pour la moyenne spectrale seront indiqués sur la Fig. 3.8.

3.3 Correction atmosphérique

Pour corriger atmosphériquement le cube OMEGA 278_0, j'ai utilisé la technique du *volcano-scan* décrite dans le chapitre 2. La Fig. 3.4 montre l'effet de la correction atmosphérique sur un spectre de poussière représentant la moyenne spectrale des pixels contenus dans le rectangle blanc de la Fig. 3.3. La correction atmosphérique permet de bien enlever les bandes du gaz de CO₂ à 1.43 μm et à 2 μm. Cependant, les bandes atmosphériques

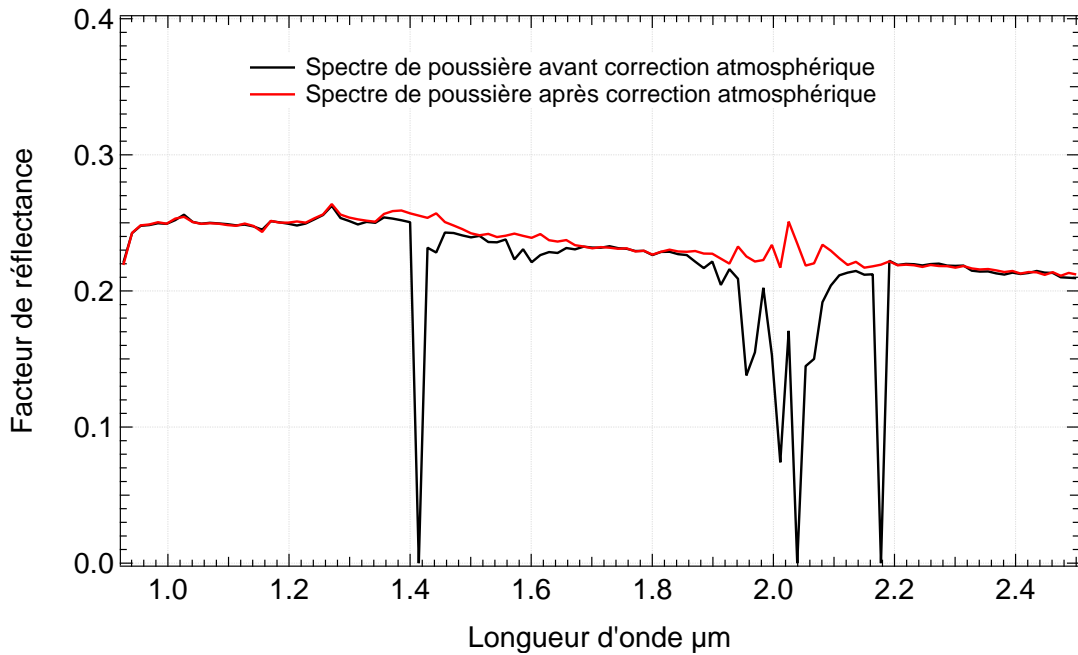


FIGURE 3.4 – Spectres d’une même zone de poussière avant et après correction atmosphérique. Les spectres représentent la moyenne de tous les spectres à l’intérieur de la région d’intérêt n°1 sur la Fig. 3.3. La correction atmosphérique permet de faire disparaître les bandes du CO_2 atmosphérique à $1.43 \mu\text{m}$ et à $2 \mu\text{m}$. On note toutefois une sur-correction atmosphérique de l’absorption gazeuse vers $2 \mu\text{m}$. Cette sur-correction sera visible dans les simulations numériques effectuées sur les spectres de glace de CO_2 .

du CO_2 à $2 \mu\text{m}$ sont sur-correctées. Cette sur-correction sera prise en compte dans la comparaison des spectres synthétiques générés à l’aide de Spectrimag et les spectres de surface.

L’atmosphère contient aussi des aérosols. Comme précisé dans le chapitre 2, la présence d’aérosols peut réduire le contraste spectral du spectre et réduire les bandes d’absorption. Je n’avais malheureusement pas à ma disposition de correction atmosphérique prenant en compte les aérosols. Cependant, des données TES acquises au même moment, indiquent que l’opacité des aérosols au dessus de la région est de 0.3 pour la longitude solaire considérée. Cette opacité atmosphérique peut être considérée comme standard pour le cas de l’atmosphère martienne (Wolff *et al.*, 2006). Les spectres de réflectance de la surface seront donc peu affectés par la présence d’aérosols dans l’atmosphère.

3.4 Critères de bande et indicateurs spectraux

Les données orbitales et expérimentales ont été analysées avec le même critère pour mesurer la bande de la glace de CO_2 telle que définie par (Langevin *et al.*, 2007) :

$$R(\text{CO}_2) = 1 - \frac{RF(1.429 \mu\text{m})}{RF(1.385 \mu\text{m})^{0.5} \times RF(1.443 \mu\text{m})^{0.5}} \quad (3.1)$$

Il peut sembler étrange que le spectel à $1.443 \mu\text{m}$ soit utilisé comme point d’ancrage

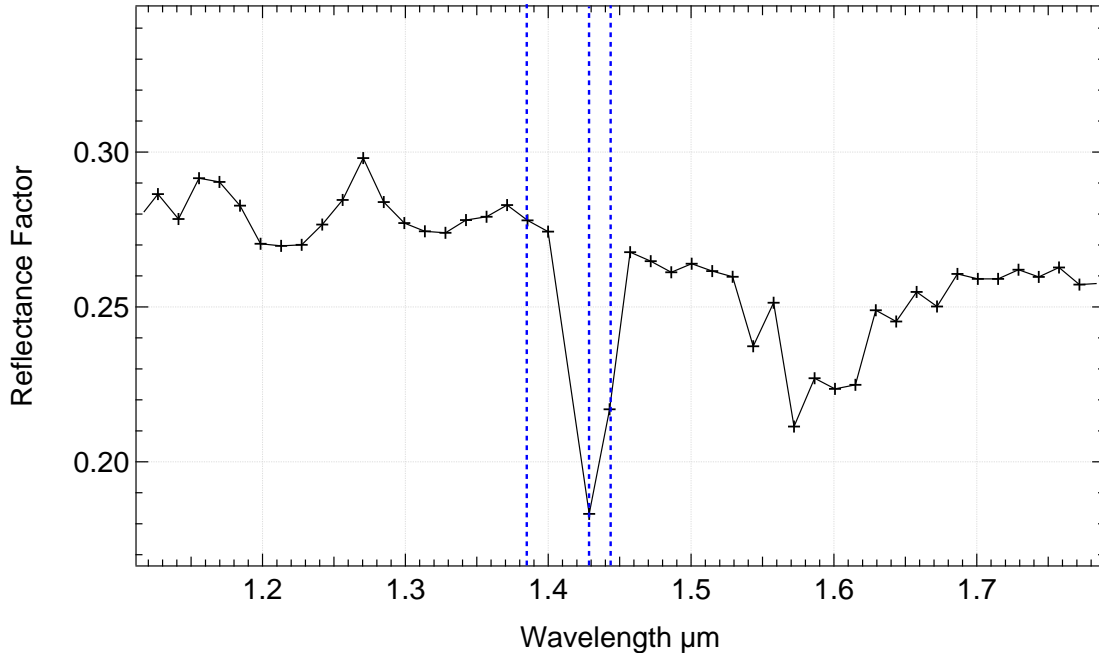


FIGURE 3.5 – Définition du critère de bande pour la glace de CO₂. Les lignes bleues pointillées indiquent les spectels qui seront utilisées dans le calcul du critère. Le spectel à 1.429 μm est utilisé pour sonder la profondeur de la bande (même si, pour les données expérimentales, l’absorption maximale est à 1.435 μm) et les deux autres spectels 1.385 et 1.443 μm sont utilisés comme points d’ancrage du continuum.

pour le CO₂, Fig. 3.5. C’est la présence de la bande de la glace d’eau à 1.5 μm qui justifie le choix de ce spectel. Pour la glace d’eau, j’ai également utilisé le critère de bande défini par (Langevin *et al.*, 2007) :

$$R(H_2O) = 1 - \frac{RF(1.5 \mu m)}{RF(1.385 \mu m)^{0.7} \times RF(1.772 \mu m)^{0.3}} \quad (3.2)$$

L’application de ces deux critères de bandes au cube 278_0 montre une valeur résiduelle pour le critère à 1.43 μm de la glace de CO₂ de 0.0157 et pour le critère à 1.5 μm de la glace d’eau de 0.03. Dans le cas du critère à 1.43 μm, la valeur positive du critère de bande ne correspond pas à la présence de glace de CO₂ à la surface (voir pas exemple le spectre de poussière de la section 3.3). Ce signal résiduel peut être dû à une variation de la minéralogie, ou à une variation de l’opacité atmosphérique Appéré (2012). J’ai pris en compte cet effet en modifiant l’expression du critère de bande pour prendre en compte ces valeurs positives non correctes :

$$R(CO_2) = 1 - \frac{RF(1.429 \mu m)}{RF(1.385 \mu m)^{0.5} \times RF(1.443 \mu m)^{0.5}} - 0.015 \quad (3.3)$$

Dans le cadre de l’eau, il faut vérifier que cette signature soit assimilable à de la glace d’eau atmosphérique ou à du givre de surface. Les spectres moyennés localement comportent une bande à 3 μm, essentiellement attribuable à l’hydratation minérale, Fig. 3.7. En revanche, ces spectres sont totalement dénués d’absorption à 1.5 μm et à 2 μm

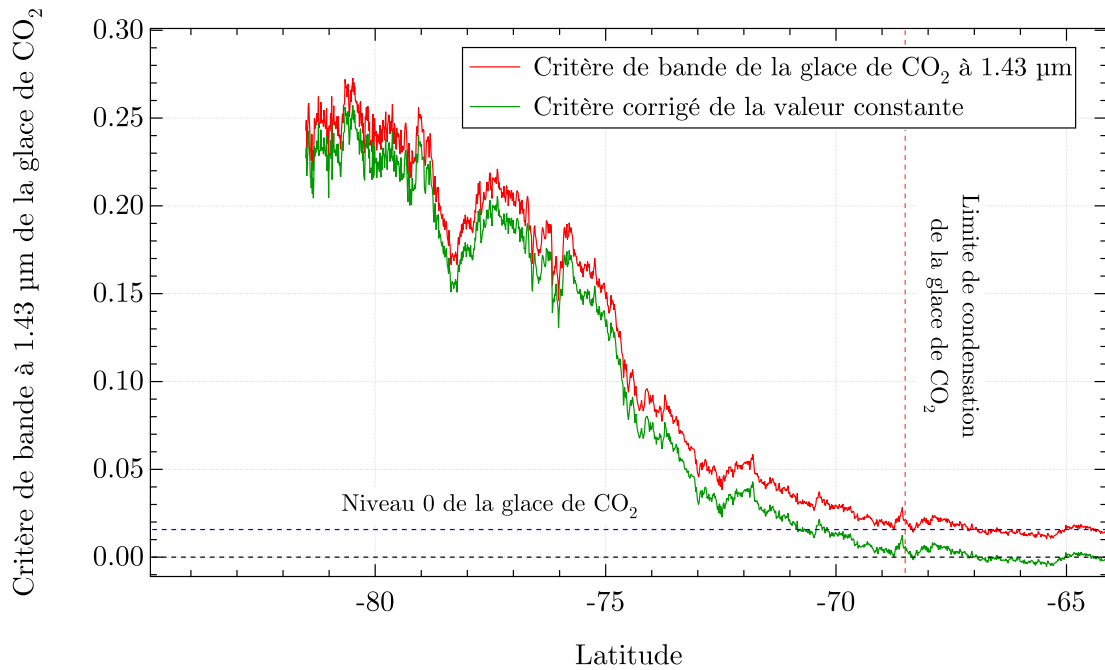


FIGURE 3.6 – Évolution du critère de bande à $1.43 \mu\text{m}$ de la glace de CO_2 selon un profil latitudinal sur l'entièreté du cube OMEGA 278_0. Le profil présente les valeurs du critère moyennées sur la largeur du cube (32 pixels). Le signal de la glace de CO_2 est positif à partir de 68.5° de latitude, et peut être considéré comme en dessous de cette latitude. La ligne rouge représente le critère de bande brut et la ligne verte représente le critère du CO_2 corrigé de cette valeur positive résiduelle.

caractéristiques de la glace d'eau, ce qui élimine la possibilité de givre d'eau en surface, dont le signal est visible même pour une faible contamination de la surface pour de petits grains (Cull *et al.*, 2010a). En revanche une présence de glace d'eau sous forme d'aérosols peut être envisagée, compte tenu du faible contraste des bandes des aérosols de glace d'eau Vincendon *et al.* (2011) et de la présence du *polar hood* à cette époque de l'année.

Le proxy de l'albédo sera le facteur de réflectance à $1.08 \mu\text{m}$.

3.5 Constantes optiques

Les constantes optiques de CO_2 et d'eau utilisées pour la modélisation des spectres sont celles décrites dans la section 2.3.2 du chapitre 2. La glace de CO_2 est cependant probablement contaminée par de la poussière, et la nature transparente de la glace permet à la lumière d'interagir avec la poussière en dessous. Les constantes optiques pour la poussière ont été estimées à partir d'un spectre de poussière provenant de la même image, sur une zone non contaminée en glace d'eau ou de CO_2 . Les dépôts saisonniers sud ont moins d'eau que les dépôts saisonniers nord. Du coup, il n'est pas nécessaire d'utiliser un spectre de poussière acquis durant l'été pour éviter une possible signature d'eau dans le spectre de poussière. De plus, la géométrie d'acquisition du cube 278_0 est plus standard aux faibles latitudes. J'ai donc extrait un spectre de poussière dans la partie nord du cube, là où il n'y a pas de glace de CO_2 en surface. Pour obtenir les paramètres n et k à partir du

spectre en réflectance de poussière martienne, j'ai utilisé la méthode décrite dans Shkuratov *et al.* (1999). Les hypothèses suivantes doivent être faites :

- La poussière présente à la surface de l'endroit échantillonné par le spectromètre doit être composée d'un seul matériau, à la composition chimique unique et homogène.
- La partie réelle n de l'indice est indépendante de la longueur d'onde et vaut 1.9, qui est la valeur de l'indice réel de l'olivine (Henning *et al.* , 1999). La formulation de Kramers-Konig doit permettre d'obtenir un couple cohérent (n, k) de façon itérative, mais la gamme de longueur d'onde disponible est trop restreinte pour y parvenir.
- La porosité de la poussière est fixée à 50 %, ce qui est généralement le cas pour les poudres minérales (Hargraves *et al.* , 1999). C'est également la porosité de surface sur les sols poussiéreux martiens. Des mesures ayant été réalisées au niveau du site d'atterrissage de l'atterrisseur Viking 2 (Moore *et al.* , 1997) et au niveau du site d'atterrissage de Phoenix (Cull *et al.* , 2010b) indiquent une porosité de 50%.
- Le diamètre des grains est fixé à 10 μm . Cette valeur est plus faible que la limite haute de la distribution en taille des particules éoliennes déposées sur la surface au niveau du site Viking et Pathfinder (Hargraves *et al.* , 1999). Plus récemment, les valeurs collectées par Phoenix permettent d'estimer une distribution en taille des plaines nord. Elle est bimodale : un des mode correspond à des particules avec un diamètre inférieur à 10 μm (particules éoliennes) et un mode pour les grains dont le diamètre est entre 20 et 100 μm . Un diamètre de 10 μm correspond aux plus grosses particules qui sont le plus susceptibles d'être incorporées dans le volume des dépôts saisonniers lors de leur formation.
- La poussière est considérée comme étant un matériau lambertien.

La Fig. 3.7 présente le spectre de poussière ayant été extrait du ROI n°1 ainsi que le spectre modélisé avec Spectrimag à partir des constantes optiques synthétiques donnant le meilleur ajustement. Dans cette simulation, le seul paramètre libre était la taille de grain de la poussière. L'ajustement du spectre est très bon sur la gamme 1 - 2.6 μm et il est obtenu pour une taille de grain de la poussière de 40 μm . Le très bon ajustement sur la gamme spectrale 1 - 2.6 μm va permettre de bien ajuster le continuum entre les bandes de la glace de CO₂.

3.5.1 Ajustement des spectres

L'ajustement des spectres à été réalisé à l'aide de la méthode décrite en section 2.3.4 du chapitre 2. Les poids spectraux ont été placés dans les gammes spectrales 1.32 - 1.70 μm et 1.91 - 2.09 μm afin d'ajuster correctement les bandes d'absorption de la glace de CO₂. Les artefacts spectraux liés à la correction atmosphérique sont pris en compte lors de la génération des constantes optiques synthétiques de poussière. Le reste du spectre a un poids spectral de 0.2.

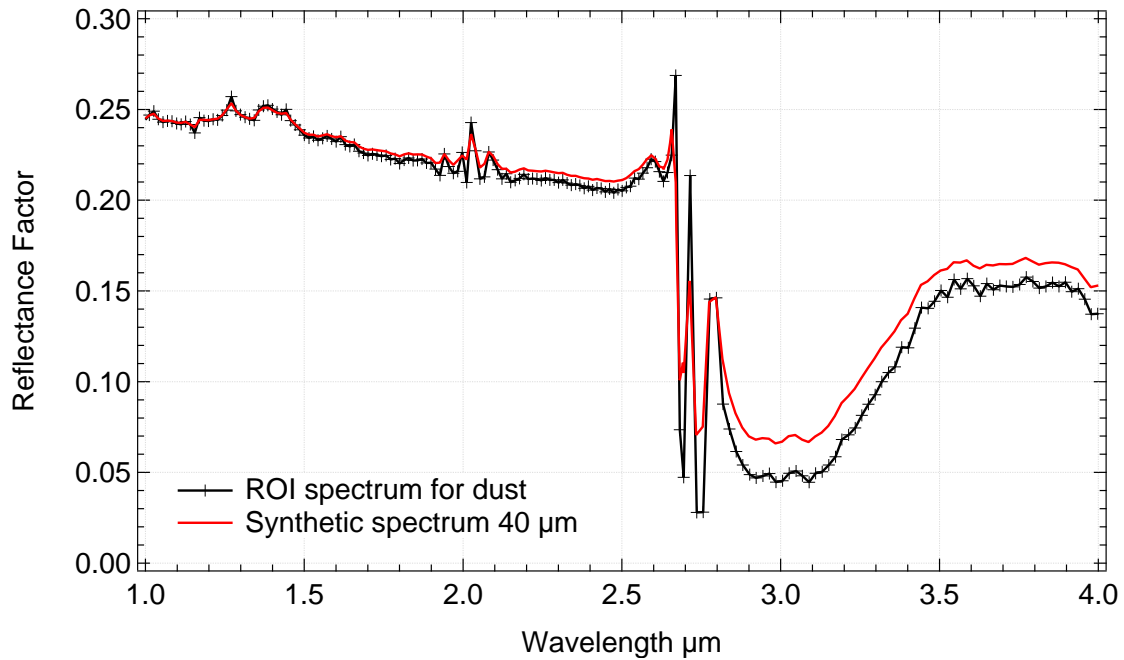


FIGURE 3.7 – Spectre de poussière extrait du ROI martien et meilleur ajustement au sens des moindres carrés obtenus à partir des constantes optiques synthétiques de poussière. Une taille de $40 \mu\text{m}$ permet de très bien reproduire le spectre dans la gamme $1 - 2.6 \mu\text{m}$.

3.6 Résultats

3.6.1 Analyse qualitative

La Fig. 3.8 présente la cartographie de l'albédo (ou plutôt le facteur de réflectance à $1.08 \mu\text{m}$ comme proxy), le critère de bande à $1.43 \mu\text{m}$ de la glace de CO_2 et le critère de bande à $1.5 \mu\text{m}$ de la glace d'eau pour le cube OMEGA 278_0. La Fig. 3.9 présente quand à elle les profils latitudinaux moyennés sur la largeur de l'image (32 pixels) pour ces différents critères. La ligne jaune sur la Fig. 3.3 et la ligne rose sur la Fig. 3.9 indiquent la limite de la nuit polaire au moment de l'acquisition. Les valeurs d'albédo oscillent principalement entre 0.24 et 0.30 sans tendance aucune, excepté pour la faible dépression entre les latitudes -70° et -75° et la forte augmentation à la fin du profil pour les valeurs d'angle d'incidence $\geq 79^\circ$. Au-delà de cet angle, le facteur de réflectance augmente exponentiellement du à une combinaison de rugosité de surface, au comportement photométrique et de petites erreurs dans les angles d'incidence (en tant que résultat de la division de la luminance par le facteur de conversion $1/\cos(i)$). La profondeur de bande de la glace de CO_2 à $1.43 \mu\text{m}$ a une valeur faible et quasiment constante à faible latitude. Cette valeur augmente rapidement au dessus de 71° jusqu'à la nuit polaire, avec une légère dépression autour de la latitude -78.3° , indiquant la présence de glace de CO_2 à la surface. Quand de forts angles d'incidence sont atteints, la valeur du critère de bande est plus bruitée. Pour vérifier que l'augmentation du critère de bande à $1.43 \mu\text{m}$ de la glace de CO_2 est dû à l'apparition de glace de CO_2 à la surface et non à une éventuelle contamination de la bande à $1.43 \mu\text{m}$ par l'absorption des gaz atmosphériques, on peut regarder la topographie de la région. Depuis les faibles latitudes jusqu'aux hautes latitudes, l'altitude augmente globalement,

ce qui devrait conduire à une diminution de la bande atmosphérique du CO₂ à 1.44 μm due à une diminution du chemin optique. Cependant, on peut voir sur les données que c'est l'inverse qui se produit. D'un autre côté, le CO₂ atmosphérique contribue sûrement au signal résiduel observé en dessous de 70° (Fig. 3.9). Enfin, le critère de bande à 1.5 μm de la glace d'eau a une valeur constante d'environ 0.03, sur tout le cube. Aucune variation particulière n'est observée. Cette observation diffère de celle réalisée par Cull *et al.* (2010a) où la condensation de glace de CO₂ à la surface était précédée par une condensation de glace d'eau. Les variations d'albédo ne sont pas corrélées avec les variations de la bande de CO₂ à 1.43 μm , renforçant ainsi l'idée que la glace de CO₂ présente à la surface à une texture compacte et translucide et recouvre la poussière sous jacente. Le critère de bande à 1.5 μm de la glace d'eau est constant tout le long du cube et légèrement positif.

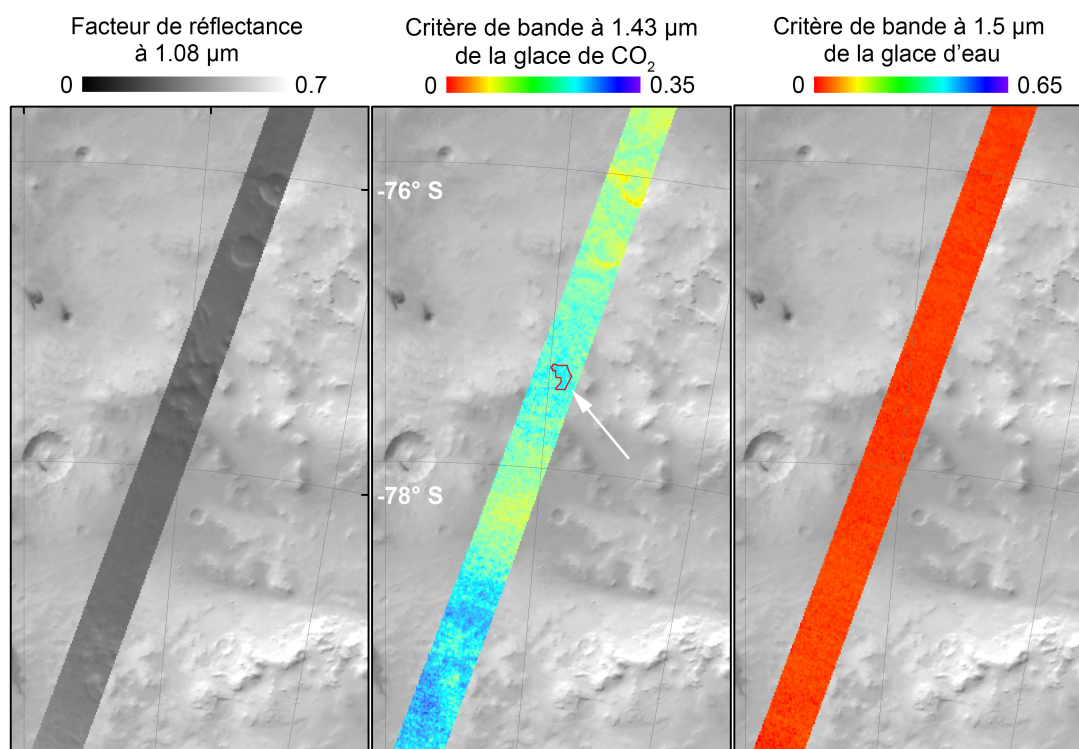


FIGURE 3.8 – Projection polaire des différents critères de bande : le zoom est effectué sur la zone d'où est extrait la moyenne spectrale mettant en évidence la signature de la glace de CO₂. De gauche à droite : Facteur de réflectance à 1.08 μm , profondeur de la bande d'absorption à 1.43 μm de la glace de CO₂ et profondeur de la bande d'absorption à 1.5 μm de la glace de H₂O pour le cube OMEGA 278_0. Les plans de profondeur d'absorption sont superposés aux données d'albédo MOC acquises en été (Caplinger & Malin, 2001). Le polygone rouge sur le plan du critère de bande à 1.43 μm de la glace de CO₂ indique la zone d'intérêt ayant été choisie pour l'extraction d'un spectre ayant la signature de la glace de CO₂. Tous les pixels à l'intérieur du polygone (82) sont moyennés pour produire le spectre Fig. 3.10.

Pour extraire le spectre où la glace de CO₂ sera clairement visible, j'ai choisi une zone où le critère de bande à 1.43 μm de la glace de CO₂ est fort, et le plus proche de la nuit polaire. Cependant, plus on se rapproche de la nuit polaire, plus l'angle d'incidence est

fort et plus le rapport S/B est faible. La zone contenue dans le carré rouge sur la Fig. 3.8, localisée à 77.5° S et 5.2° E, montre de fortes valeurs pour la profondeur de bande à $1.43 \mu\text{m}$. Dans cette zone, l'incidence solaire est de 85.7° et l'émergence est de 0.8° au moment de l'acquisition. J'ai choisi de moyenniser les spectres à l'intérieur de cette zone comme un bon compromis. La localisation de la zone de moyennage est présentée sur la Fig. 3.9 par la flèche noire. La Fig. 3.10 présente le spectre moyenné de cette région. Ce spectre est une moyenne des 82 pixels sélectionnés de la zone localisée dans la boîte rouge, Fig. 3.8. Ces pixels ont été sélectionnés pour leur forte signature de CO_2 . La signature du CO_2 est clairement visible avec la bande à $1.43 \mu\text{m}$, le groupe autour de $1.6 \mu\text{m}$ et le groupe de bandes à $2 \mu\text{m}$. Le niveau de réflectance du spectre dans le continuum est 0.3 et les bandes du CO_2 sont profondes, ce qui montre de grands parcours optiques au sein de la glace de CO_2 . L'incidence solaire au moment de l'observation, 85.7° , est assez extrême comparée à la limite supérieure généralement considérée pour des données exploitables, qui est 80° d'incidence. Ces conditions extrêmes d'observation résultent en un bruit élevé du spectre, même pour une moyenne de 82 spectres. La détection de glace de CO_2 ne saurait être ambiguë toutefois. Il est impossible que des nuages de glace de CO_2 puissent créer de telles bandes de CO_2 , car ils sont composés de grains extrêmement fins de CO_2 , avec une taille comprise entre 0.5 et $2 \mu\text{m}$ (Vincendon *et al.*, 2011). De plus, cela amènerait à une réflectance forte du spectre combinée à de faibles bandes d'absorption (Vincendon *et al.*, 2011) alors que le spectre du ROI a de profondes bandes d'absorption combinées avec une réflectance faible.

3.6.2 Modélisation - Analyse quantitative

Sur la Fig. 3.10, le spectre moyenné de la zone d'intérêt de la Fig. 3.8 est comparé au spectre synthétique issu de la librairie spectrale générée par Spectrimag qui minimise le paramètre de χ^2 . La meilleure représentation de surface est affichée en haut du graphique. Elle est composée d'une couche de CO_2 pur polycristalline qui recouvre une surface poussiéreuse sur $86\% \pm 3.5\%$ de la surface du ROI. L'épaisseur de la glace polycristalline est d'environ 8.6 ± 0.02 mm. La contamination de la couche de glace de CO_2 en glace d'eau et en poussière est inférieure à 140 ppm, car la meilleure solution d'ajustement est donnée avec une compacité de 1 ± 140 ppm de porosité. Le spectre de la zone d'intérêt ne montre pas de bande à $1.5 \mu\text{m}$, ce qui tend à indiquer l'absence de glace d'eau. Cette absence de glace d'eau a déjà été indiquée par la valeur constante et quasi nulle du critère à $1.5 \mu\text{m}$ de la glace d'eau, Fig. 3.8, 3.9. L'ajustement du spectre synthétique est excellent entre 1 et $1.9 \mu\text{m}$ et également très bon entre 2.05 et $2.55 \mu\text{m}$. Le décalage observé entre le groupe de bandes à $2 \mu\text{m}$ sur le spectre martien et le spectre d'ajustement peut être attribué à une sur-corrrection de l'atmosphère. Le petit décalage entre les deux spectres observé pour le plateau entre 2.1 et $2.5 \mu\text{m}$ peut être dû aux aérosols dans l'atmosphère au moment de l'observation car ils peuvent ajouter une pente spectrale dans les données. Les aérosols ont également la propriété de réduire les profondeurs de bande entre 2 et $2.6 \mu\text{m}$, ce qui permet aussi d'expliquer les légers désaccord entre les 2 spectres à cet endroit là.

Quelles sont les incertitudes sur cette inversion ? La Fig. 3.11 indique la variation du paramètre de χ^2 pour l'épaisseur de glace polycristalline en fonction de 3 paramètres : a) la proportion de surface recouverte de glace polycristalline, b) la compacité de cette glace (et donc la proportion de contaminants en volume) et c) le pourcentage d'eau parmi les

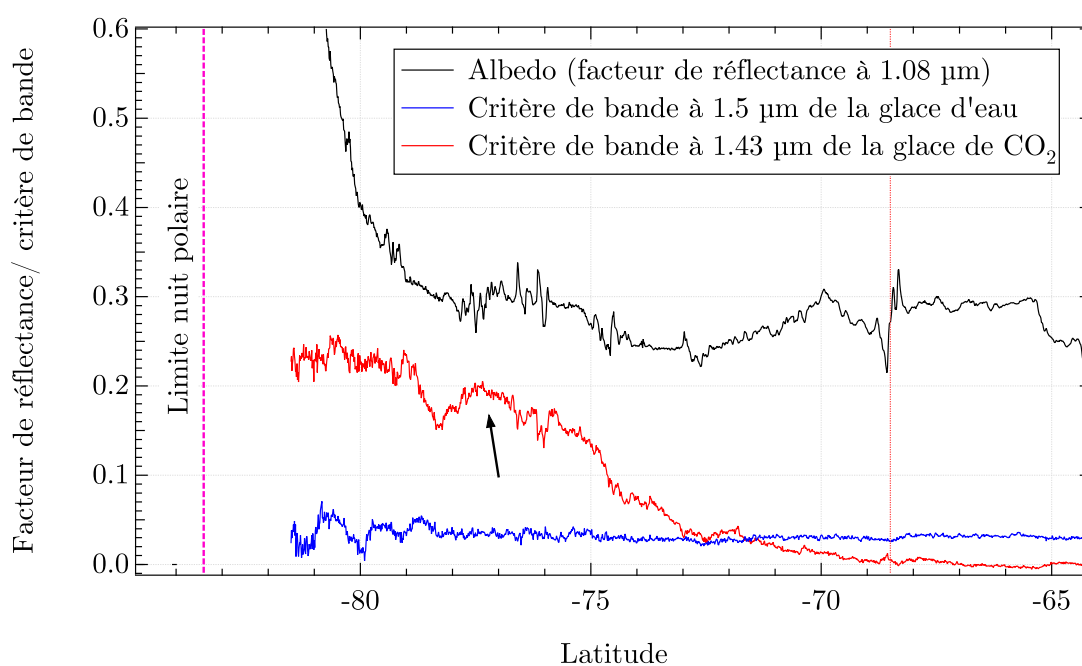


FIGURE 3.9 – Profils latitudinaux pour les différents critères spectraux. Les critères sont moyennés sur l'ensemble de la largeur de l'image (32 pixels). Les variations de l'albédo (en noir), de la profondeur de bande à 1.43 μm de la glace de CO₂ (en rouge) et de la profondeur de bande à 1.5 μm de la glace d'eau (bleu) sont représentées. La flèche noire présente la latitude à laquelle se trouve la région d'intérêt dont a été extrait le spectre de glace de CO₂ se situe, Fig. 3.10. La ligne rose en pointillés indique la limite de la nuit polaire à la date d'acquisition. La ligne rouge pointillée indique la limite de condensation du CO₂.

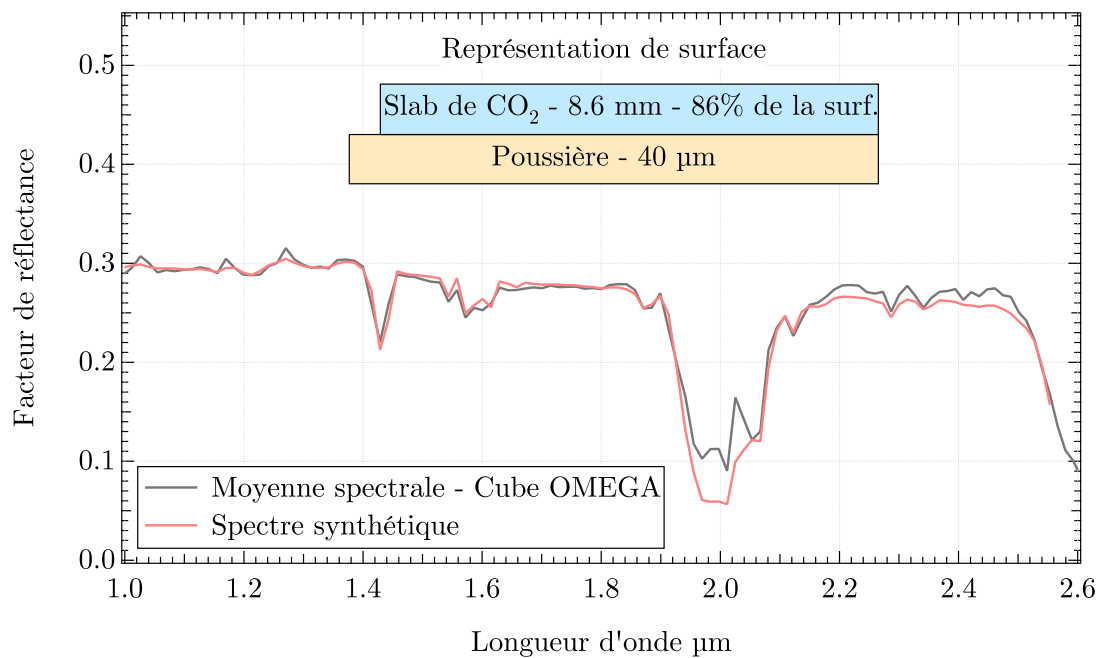


FIGURE 3.10 – Spectre moyenné (82 pixels) extrait de la région d'intérêt indiquée sur la Fig. 3.8 avec le spectre du meilleur ajustement au sens des moindres carrés (rouge). Les boîtes colorées indiquent la représentation de surface fournissant le meilleur ajustement : un dépôt de glace polycristalline de CO₂ de 8.6 mm d'épaisseur sur de la poussière. La glace recouvre la poussière sur 86 % de la surface. Cette glace de CO₂ n'est ni contaminée en poussière, ni en glace d'eau.

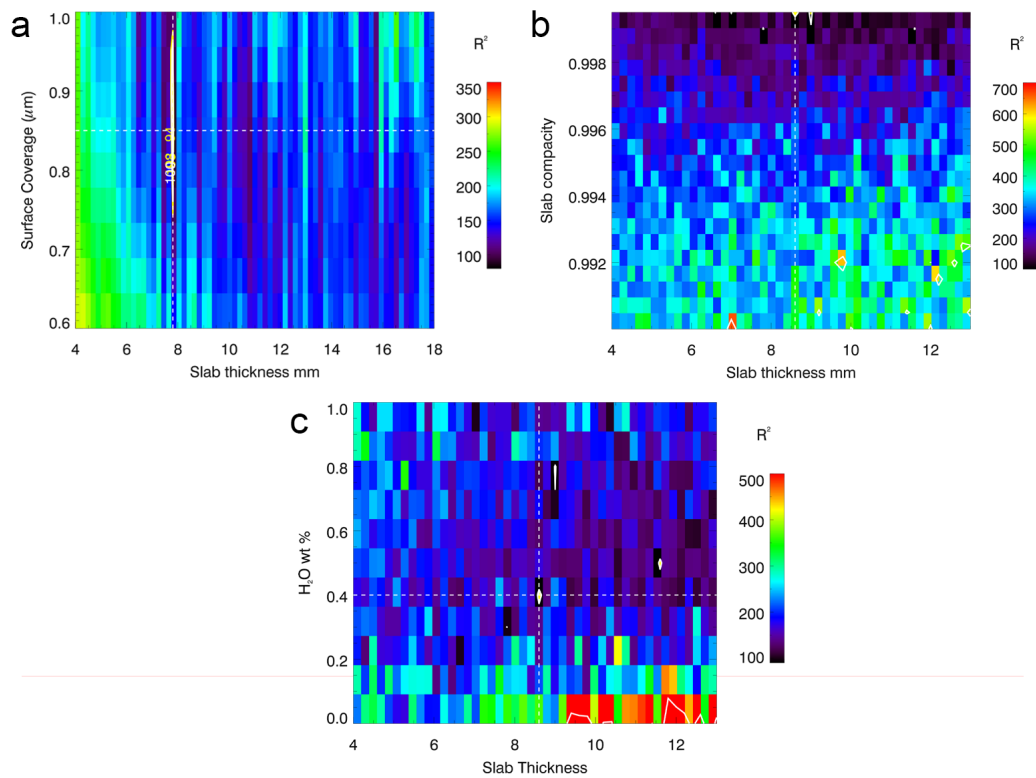


FIGURE 3.11 – Plan de variation du paramètre χ^2 entre le spectre du ROI martien et les spectres synthétiques de la base de données. Les paramètres suivants varient en fonction de l'épaisseur de glace polycristalline : a) fraction de surface couverte de glace, b) compacité de la glace de CO₂ et c) pourcentage d'eau remplissant les vides. Les lignes pointillées blanches donnent la position du spectre minimisant le χ^2 .

contaminants (la glace d'eau ajoutée à la fraction de poussière fait 100 %). Les graphiques indiquent que le paramètre le plus contraint de notre simulation est la densité de la glace. La meilleure simulation retourne une compacité de 100 % ± 0 , avec une incertitude de 140 ppm sur la contamination en eau ou en poussière. Cela indique que le spectre de glace que l'on a est celui d'une glace très pure : l'ajout de glace d'eau ou de poussière, même en très petite quantité, dégrade fortement l'ajustement du spectre, quel que soient les proportions de glace d'eau ou de poussière, dont les proportions respectives sont explorées sur l'image c). La proportion d'eau ou de poussière dans la glace polycristalline de CO₂ étant nulle, le domaine de variation du χ^2 pour l'épaisseur de glace polycristalline en fonction d'un mélange de contaminants glace d'eau - poussière n'a pas de motif particulier, ni vraiment d'importance. Les proportions entre glace d'eau et poussière résultent ainsi d'un forçage du modèle qui retourne surtout une glace peu contaminée. La modélisation retourne ainsi une proportion de 40% de contamination en eau - le reste en poussière - pour une contamination nulle. Le diagramme a) montre enfin que la variation de la surface couverte par la glace polycristalline est elle aussi, peu contrainte par les modélisations, comme l'indique les formes adoptées pour les contours de valeurs de χ^2 a). La proportion de surface qui permet le meilleur ajustement est de 86 % avec une incertitude assez importante de ± 3.5 %. Ce résultat est toutefois intéressant et indique que la glace de CO₂ ne recouvre pas toute la surface, et que certaines zones du régolithe doivent encore être à nues, notamment certaines pentes dont l'orientation favorise des angles d'incidence plus verticaux des rayons solaires en journée et empêche la persistance au sol de la glace de CO₂ se déposant à la surface lors de la nuit.

J'ai également essayé de modéliser le spectre martien avec l'option granulaire du modèle Spectrimag, afin de confirmer une nouvelle fois la nature polycristalline du dépôt. Dans ces simulations, la taille de grain est un paramètre libre, variant entre 20 et 800 μm . La représentation de surface est toutefois gardée identique au spectre de meilleur ajustement obtenu avec la modélisation de glace compacte avec inclusion : la glace recouvre la surface sur 84% et la porosité de la neige est fixée à 50%. Pour conserver la même quantité de glace qu'obtenu auparavant, l'épaisseur du dépôt est fixée à 17.2 mm. Le meilleur ajustement obtenu par cette méthode est présenté Fig. 3.12. La taille de grain obtenue est énorme : 760 μm , ce qui exclut, là encore, une texture granulaire pour la glace de CO₂. Les bandes du CO₂ sont toutefois pas assez creusées. Cela est sans doute dû à une limite du modèle qui n'arrive plus à gérer de telles tailles de grains sur une si faible épaisseur. Il est possible de creuser les bandes du CO₂ en faisant se rapprocher la texture de la glace granulaire vers une texture polycristalline, c'est-à-dire en réduisant la porosité.

La Fig. 3.13 présente ces modélisations additionnelles pour différentes tailles de grain de CO₂ : 10, 20, 50, 100 et 200 μm . La représentation de surface adoptée ici est équivalente à celle déduite de la modélisation précédente (90% de la surface est couverte par la glace de CO₂). Le CO₂ est dans un état granulaire avec une épaisseur de 10.8 mm et une porosité de 50% pour garder le même rapport en masse de CO₂ sous forme granulaire et sous forme de glace polycristalline. La Fig. 3.13 montre que tous les spectres modélisés possèdent de fortes valeurs de réflectance (autour de 0.7) et de faibles bandes d'absorption de CO₂ comparées au spectre martien. Afin d'augmenter la profondeur de bande de la glace de CO₂ dans ces modélisations, j'ai laissé à la couche de CO₂ la possibilité d'être plus épaisse ou de

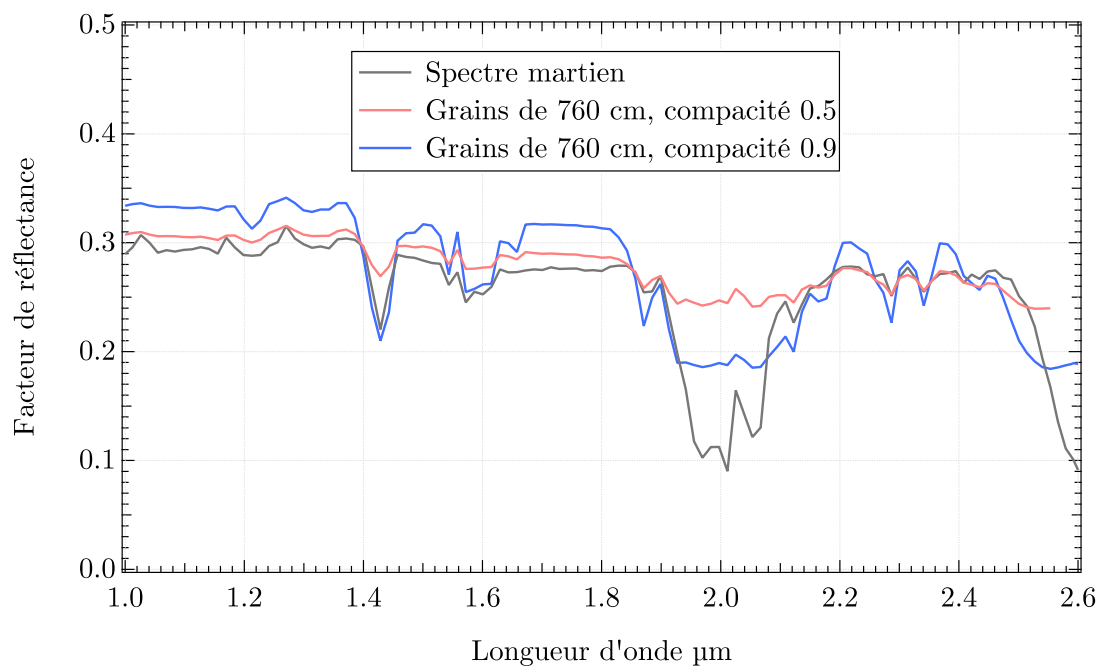


FIGURE 3.12 – Spectre en réflectance modélisé via Spectrimag pour une représentation de surface où la glace de CO₂ est traitée avec l’option granulaire et non l’option de glace compacte avec inclusions. La représentation de surface adoptée pour le spectre rouge est la suivante : la glace couvre la surfac poussiéreuse sur 84%, l’épaisseur de la couche de neige est de 16 mm, et la porosité est de 50%. La quantité de CO₂ au sol reste donc la même. Il est possible de creuser les bandes d’absorption en réduisant la porosité à 10% (spectre bleu), ce qui indique une texture de la glace compacte.

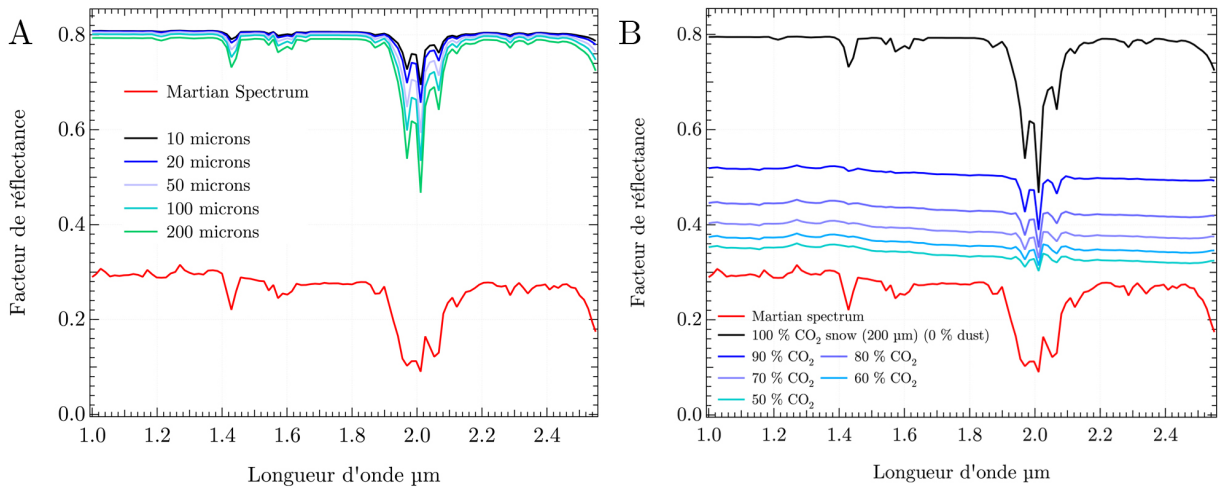


FIGURE 3.13 – Spectres en réflectance modélisés via Spectrimag pour différentes représentations de surface de glace de CO_2 sur la poussière. La glace de CO_2 est sous forme granulaire. Sur la gauche, les modélisations sont réalisées avec différentes tailles de grain pour le CO_2 . Sur la droite, la glace de CO_2 (200 μm) est contaminée avec différentes proportions de poussière en volume. Dans toutes les modélisations, la surface occupée par les modélisations est la même que celle trouvée par inversion (90 %) et l'épaisseur est doublée (10.8 mm).

couvrir une plus grande surface de poussière. Cependant, dans les 2 cas, le spectre montre un facteur de réflectance plus fort sur l'ensemble du spectre que le spectre martien. Cette réflectance est bien trop haute pour correspondre au spectre des condensats saisonniers, et donc exclue une quelconque texture granulaire pour ceux-ci : on ne peut pas avoir du CO_2 granulaire à la surface.

3.7 Discussion

3.7.1 Pureté - Proportion de contaminants

La glace polycristalline fraîchement condensée près du pôle sud est donc très pure. Une contamination en glace d'eau et en poussière à l'intérieur de la couche de glace n'est pas nécessaire pour obtenir un bon ajustement du spectre. Cependant, et de façon générale, les spectres des dépôts saisonniers obtenus au printemps présentent des indices spectroscopiques de contamination. Le retrait des dépôts saisonniers sud durant l'année martienne 28 a été étudié par Langevin *et al.* (2007). Des mosaïques des critères de bande à 1.5 μm de la glace d'eau et de la glace de CO_2 ont été produites à partir des données OMEGA. Les mosaïques entre $L_s = 129^\circ$ et $L_s = 192.5^\circ$ indiquent une contamination des dépôts saisonniers en glace de H_2O qui disparaît rapidement. Cette contamination en glace d'eau est liée à la condensation de vapeur d'eau en surface de la couche de glace de CO_2 , vapeur d'eau qui provient de la sublimation de la glace d'eau condensée dans Hellas Planitia. La couche de glace de CO_2 condensant pendant la nuit polaire est donc très pure (ce qui est visible sur la Fig. 3.1), et les processus de contamination de la surface en glace d'eau sont

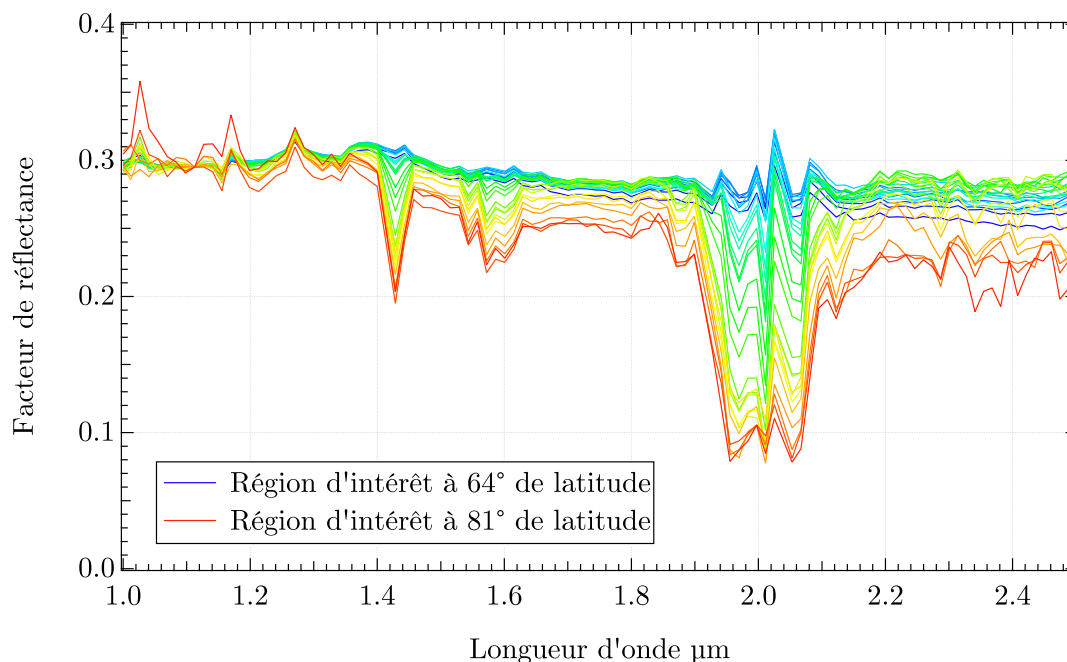


FIGURE 3.14 – Évolution des moyennes spectrales des 28 régions d'intérêt entre 64.5 ° et 81 ° de latitude sud.

essentiellement liés à l'activité printanière du cycle de vapeur d'eau.

3.7.2 Comparaison avec les modèles - GCM

Afin d'obtenir l'épaisseur des dépôts saisonniers en fonction de la latitude, j'ai défini 28 régions d'intérêt sur le cube entre les latitudes 64 ° et 81 °, à intervalles de latitude réguliers, qui comportent chacun 1400 pixels. La Fig. 3.18 représente les moyennes spectrales de ces différentes zones, normalisées à 1.1 μm . De la même façon que le critère de bande à 1.43 μm de la glace de CO₂ augmente avec la latitude, l'augmentation de la bande à 1.43 μm et des bandes à 2 μm est bien visible sur ces spectres. J'ai inversé chacun de ces spectres afin d'obtenir l'épaisseur de glace de CO₂ correspondante. Pour comparaison, j'ai également utilisé les valeurs de masse de glace de CO₂ condensée au sol fournies par la MCD, converties en épaisseur en considérant une masse volumique de 1606 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ pour la glace de CO₂ (Kieffer (2007); Thomas *et al.* (2011)). Les valeurs d'épaisseur de glace sont reportées dans le tableau 3.1. L'épaisseur de glace de CO₂ obtenue par inversion des spectres martiens est également reportée si l'on pondère l'épaisseur par la proportion de la surface couverte par la glace (Je fais ici l'hypothèse que cette conversion garde l'équivalence du signal spectroscopique, voir section 2.3.3 du chapitre 2 pour une démonstration plus précise). Les épaisseurs calculées via transfert radiatif et par la MCD sont également reportées sur la Fig. 3.15.

On voit que l'épaisseur calculée par la MCD et à l'aide des données OMEGA diffère. Entre les deux séries d'épaisseurs, on peut voir que les valeurs de la MCD sont systématiquement plus grandes, et la différence entre les deux séries augmente avec la latitude. La détection de glace en surface par l'analyse des bandes d'absorption de CO₂ devient positive

Comparaison de l'épaisseur de glace de CO ₂ condensée obtenue par inversion des spectres OMEGA et les données issues de la Mars Climate Database				
Latitude	Épaisseur de glace de CO ₂ en mm	Couverture surfacique de la couche	Masse condensée MCD, en kg.m ⁻²	Épaisseur équivalente MCD, en mm
64.51 °	0	0	0.776	0.48
65.18 °	0	0	1.020	0.64
65.79 °	0	0	1.242	0.77
66.47 °	0	0	1.489	0.93
67.08 °	0	0	1.711	1.06
67.73 °	0	0	2.280	1.42
68.40 °	0	0	3.491	2.17
69.02 °	0.03	30%	4.613	2.87
69.64 °	0.06	60%	5.734	3.57
70.29 °	0.1	60%	6.910	4.3
70.91 °	0.11	70%	8.031	5.00
71.54 °	0.24	60%	9.222	5.74
72.17 °	0.39	60%	10.474	6.52
72.75 °	0.32	60%	11.626	7.24
73.36 °	0.77	60%	12.834	7.99
73.97 °	1.24	60%	14.048	8.75
74.60 °	1.88	60%	15.300	9.53
75.20 °	3.98	60%	18.023	11.22
75.80 °	5.10	60%	23.808	14.82
76.38 °	5.31	60%	29.40	18.31
76.97 °	6.84	60%	35.090	21.85
77.54 °	8.00	60%	40.586	25.27
78.14 °	9.95	50%	46.371	28.87
78.71 °	10.56	60%	51.867	32.30
79.27 °	14.86	60%	53.768	33.48
79.84 °	18.71	60%	55.428	34.51
80.41 °	24.67	60%	57.088	35.55
80.97 °	16.19	70%	58.719	36.56

TABLE 3.1 – Épaisseur de glace polycristalline de CO₂ modélisée par l'inversion de spectres synthétiques et comparaison avec les valeurs de condensation à la surface fournies par la MCD.

pour une épaisseur de glace de CO₂ condensée de 2.87 mm. Comment peut-on expliquer cette différence ? Tout d'abord, il faut préciser que nos données n'ayant pas été corrigées des aérosols, les bandes d'absorption de la glace de CO₂ peuvent être atténuées, et l'épaisseur de glace de CO₂ sous-estimée par le modèle. L'augmentation de la différence en fonction de la latitude est en accord avec cette théorie car le parcours optique dans l'atmosphère augmente fortement avec les grands angles d'incidence et les aérosols contribuent d'autant plus au signal. Cependant, les bandes d'absorption de la glace de CO₂ à 1.43 μm et 2 μm sont très sensibles à la présence de glace de CO₂ en surface. Il est impossible qu'une épaisseur de glace de 3 mm de CO₂ ne soit pas détectée dans le signal spectroscopique.

Les profils d'épaisseur des dépôts saisonniers sont comparés avec la température de surface mesurée par TES au même endroit (0 - 20 ° de longitude) et la même période (15 < Ls < 16.5 °). Le signal spectroscopique de la glace de CO₂ disparaît à la latitude de 68 ° S dans les données OMEGA. À cette latitude, la température de surface est entre 160 et 165 K. Une telle température de surface de 165 K est tout à fait compatible avec la présence de glace de CO₂ en surface : Appéré *et al.* (2011) avait calculé que pour les dépôts saisonniers nord, cette température de surface correspondait à une couverture de la surface par 71 % de glace de CO₂. Pour les valeurs de glace de CO₂ condensée à la surface, il y a encore de la glace à la surface pour une latitude de 64.5 °. À cette latitude, la température de surface se situe entre 175 et 185 K. Une simulation du bilan local énergétique permettrait de déterminer si la glace de CO₂ peut être présente à la surface à cette température, et si oui, dans quelle proportion.

Une dernière possibilité expliquant la différence entre les données de la MCD et OMEGA serait la condensation, d'une partie de la glace de CO₂, au niveau de la subsurface, favorisée par la variation journalière de la température à la surface du régolithe. Le point favorable de condensation de la glace de CO₂ se situerait à quelques centimètres sous la subsurface, dans la mesure de la possibilité de diffusion du gaz de CO₂ à travers les pores du régolithe et la texture résultante serait une glace compacte contaminée en poussière à hauteur de 50 %. Le signal spectroscopique de ce type de mélange a été étudié à l'aide de simulations en transfert radiatif. Le résultat est indiqué sur la Fig. 3.17.

3.8 Validation expérimentale - Condensation de glace de CO₂ sur substrat poussiéreux

J'ai réalisé une expérience afin de reproduire ce dépôts de glace sur substrat poussiéreux à l'intérieur de la cellule CarboN-IR. Cette expérience a été combinée à des mesures de spectroscopie en réflectance effectuées par le spectrogonio-radiomètre. Cette expérience a été créée pour étudier les processus microphysiques de condensation de la glace de CO₂ sur une surface similaire au substrat poussiéreux martien et pour enregistrer des spectres en réflectance de l'échantillon au cours de la croissance de celui-ci. Cette étude comporte trois questions auxquelles elle veut répondre :

- Comment les grains de CO₂ nucléent à la surface ?
- Comment est-ce que la glace de CO₂ se forme sur la poussière ? Quelle est la taille de grain des cristaux de CO₂ de la couche de glace polycristalline ?

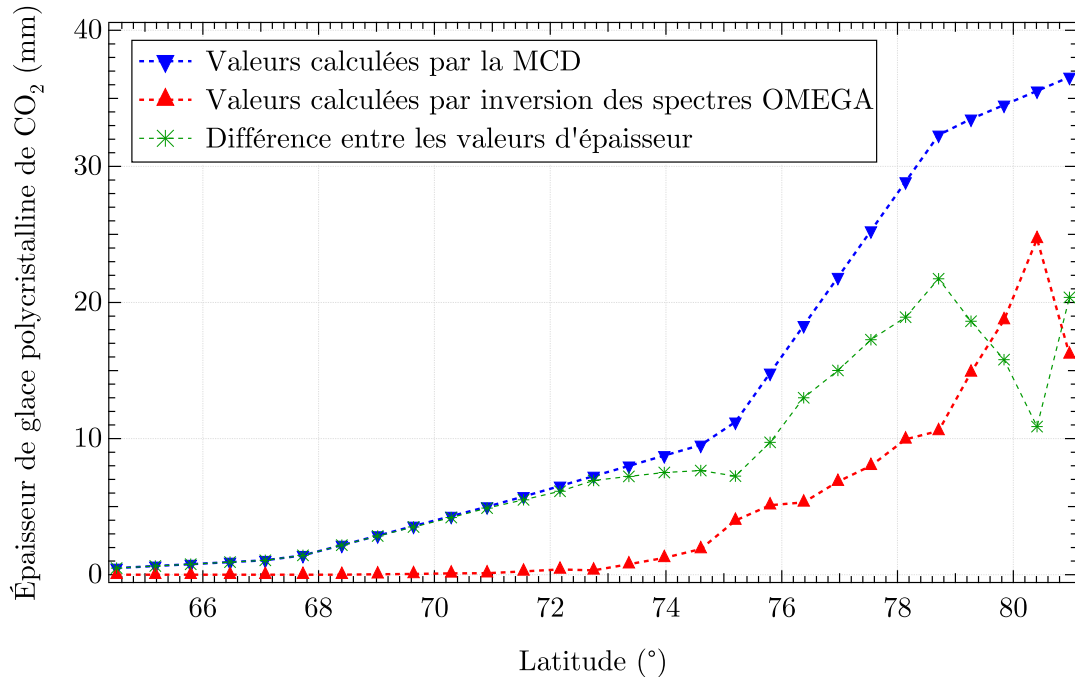


FIGURE 3.15 – Évolution de l'épaisseur des dépôts calculée à l'aide de l'inversion des spectres du cube OMEGA 278_0 (triangles rouges) et à partir de la MCD (triangles bleus). La différence entre les deux modèles est indiquée par la ligne verte.

- Comment évolue la réflectance de la couche de CO₂ durant sa croissance ?

Les réponses à ces questions doivent permettre de résoudre les questions suivantes pertinentes vis à vis des processus martiens :

- Comment et sous quelle forme le CO₂ se condense pendant l'hiver martien ?
- Est-ce que le CO₂ a une phase granulaire précoce et se métamorphose ensuite en glace polycristalline ?
- Comment se comparent les spectres en réflectance de laboratoire avec les spectres martiens ?

3.8.1 Description de la poussière

J'ai utilisé la poussière décrite dans Pommerol (2008) comme analogue pour la poussière martienne. Ce tuff volcanique vient de Corent, dans le Massif Central. C'est un bon analogue pour la poussière martienne dans le proche infrarouge. Elle n'a que de faibles absorptions entre 2.2 μm et 2.75 μm attribuées à des ions hydroxylys, avec la bande de l'eau à 3 μm également Pommerol *et al.* (2009). Ces bandes d'absorption sont plus similaires, en terme de forme et de variabilité, aux bandes observées sur les spectres martiens que celles de l'analogue standard de la poussière martienne : la palagonite JSC Mars-1 Pommerol *et al.* (2009), Fig. 3.18. L'analogie est moins bonne dans la gamme visible - proche infrarouge : le tuff volcanique possède en effet une pente rouge qui diffère de la poussière martienne. Les roches ont été broyées manuellement puis tamisées pour obtenir différentes tailles de grains. Pour cette expérience, j'ai utilisé la fraction fine de la poussière obtenue, entre 25

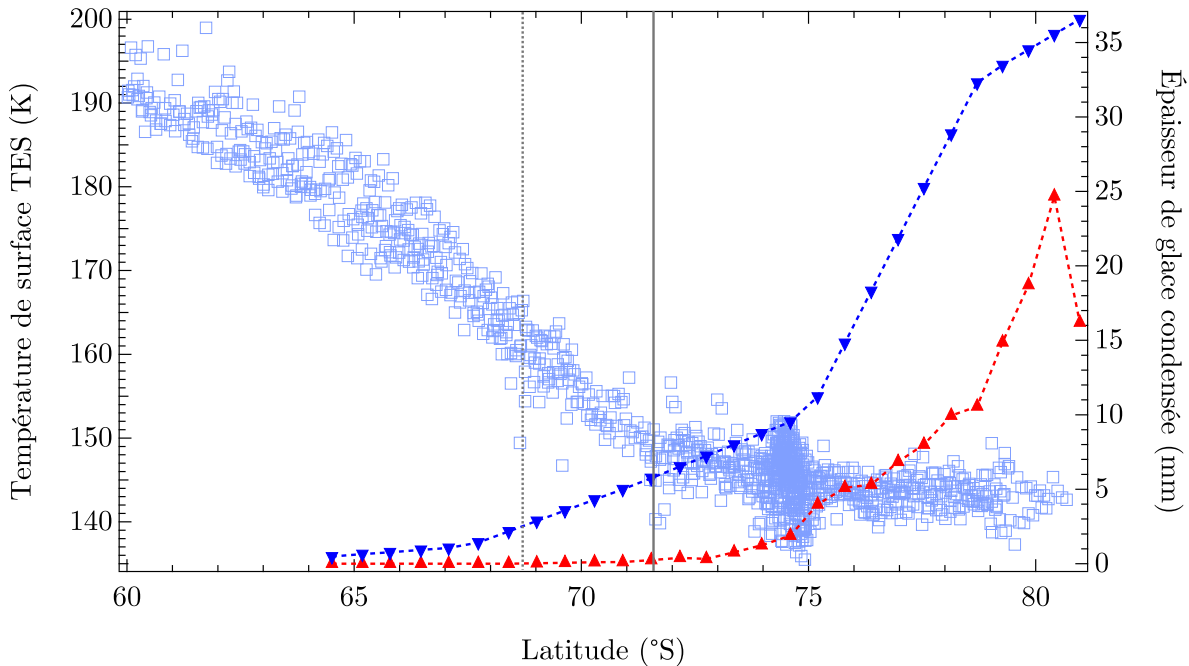


FIGURE 3.16 – Évolution de l'épaisseur des dépôts calculée à l'aide de l'inversion des spectres du cube OMEGA 278_0 (triangles rouges) et à partir de la MCD (triangles bleus). La température de surface obtenue par l'instrument TES est également reportée (carrés bleus). La ligne grise pleine sépare deux zones : celles où la température de surface est diagnostique de glace de CO₂ en surface (145 - 150 K) des zones progressivement dégivrées. La ligne grise en pointillés indique la limite de détection de glace de CO₂ en surface à partir des données OMEGA qui correspond à une température de surface de 160 K. La différence de latitude entre l'inflexion de la courbe de température de surface et le niveau 0 de la détection de glace avait déjà été observée par Appéré *et al.* (2011) (2°, et 2.5° dans notre cas). Cette zone correspond à un morcelage de la couverture de surface en glace de CO₂.

et 100 μm . La gamme de taille de grain est en accord avec la gamme de gros grains présents dans les distributions bimodales de taille de grain observés sur Mars par l'atterrisseur Phoenix Goetz *et al.* (2010). L'autre gamme de grains, plus fine, représente la population de particules éoliennes entre 0 et 10 μm . On fera ici l'hypothèse que la distribution en taille des particules de poussière est identique pour l'hémisphère Nord et l'hémisphère Sud. Le fond de la cellule CarboN-IR a été recouvert par 7 mm de cette poussière afin de produire une couche optiquement épaisse et masquer ainsi le fond en cuivre de la cellule. Le spectre en réflectance de la poussière sur la Fig. 3.18 est acquis à la température de 148.15 K.

3.8.2 Nucléation des grains de CO₂ et croissance

La cellule CarboN-IR a été remplie de poussière sur le fond puis pompée sous vide avant de la refroidir à 148.15 K. Le gaz de CO₂ a été injecté dans la cellule à un rythme permettant une croissance de 1 mm/jour. La croissance des grains de CO₂ est observée à travers les larges fenêtres en saphir de la cellule. Dès que l'injection de CO₂ démarre, les grains de CO₂ condensent sur la surface poussiéreuse, sur des points locaux légèrement plus froids. Cette condensation se déroule principalement au centre de la cellule à cause

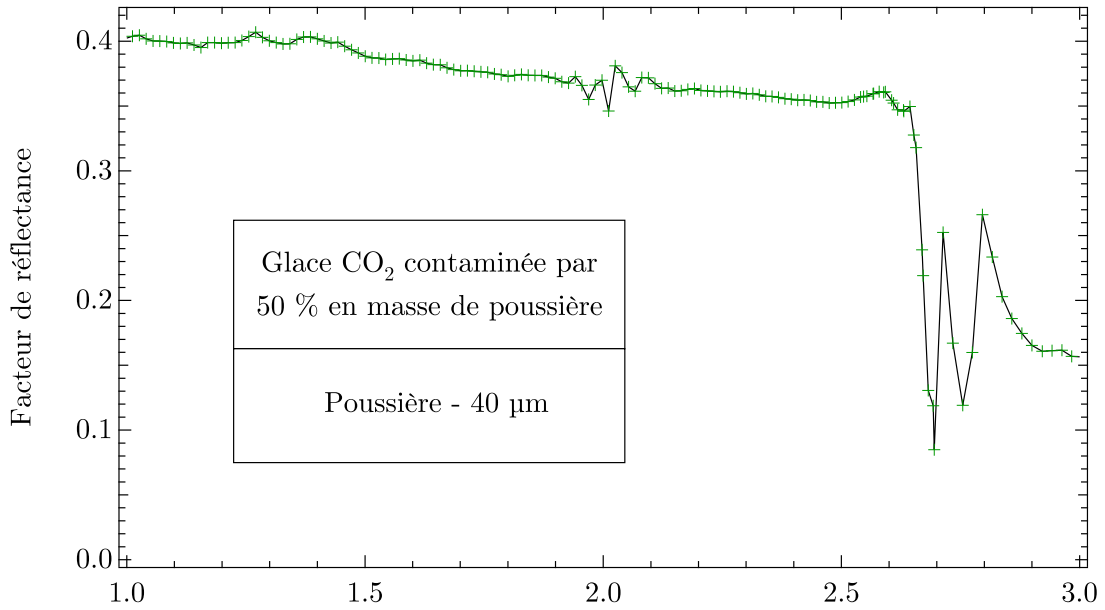


FIGURE 3.17 – Spectre synthétique de glace de CO₂ compacte contaminée par 50 % en masse de poussière. Les bandes d'absorption de la glace de CO₂ sont absentes.

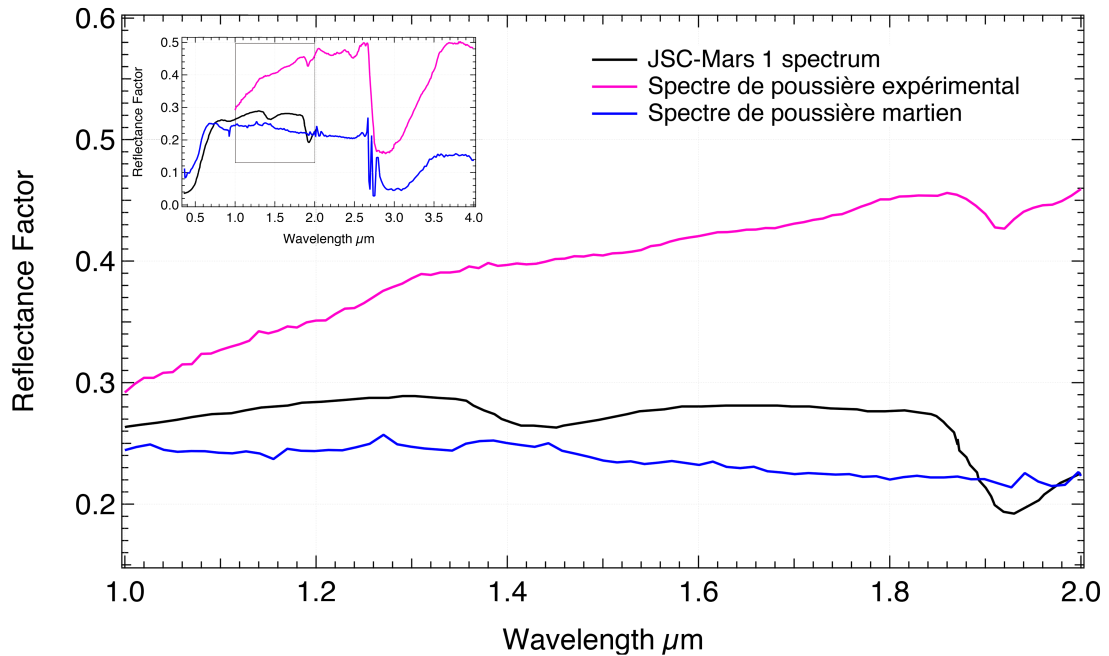


FIGURE 3.18 – Comparaison entre le spectre du tuff volcanique de Corrent déposé sur le fond de la cellule (violet) avec le spectre de la poussière JSC Mars-1 (noir) dans la gamme spectrale 1 - 2 μm.

du gradient thermique sur le fond de la cellule entre le centre et les côtés (moins de +0.5 K) qui favorise une condensation près de la connection de la cellule avec le dispositif de

reroidissement. Cette phase précoce de condensation de CO_2 est représentée sur la Fig. 3.19. Les grains de CO_2 ont une taille qui atteint déjà plusieurs centaines de microns dans la partie centrale de la surface, bien plus grande que la taille caractéristique des particules.

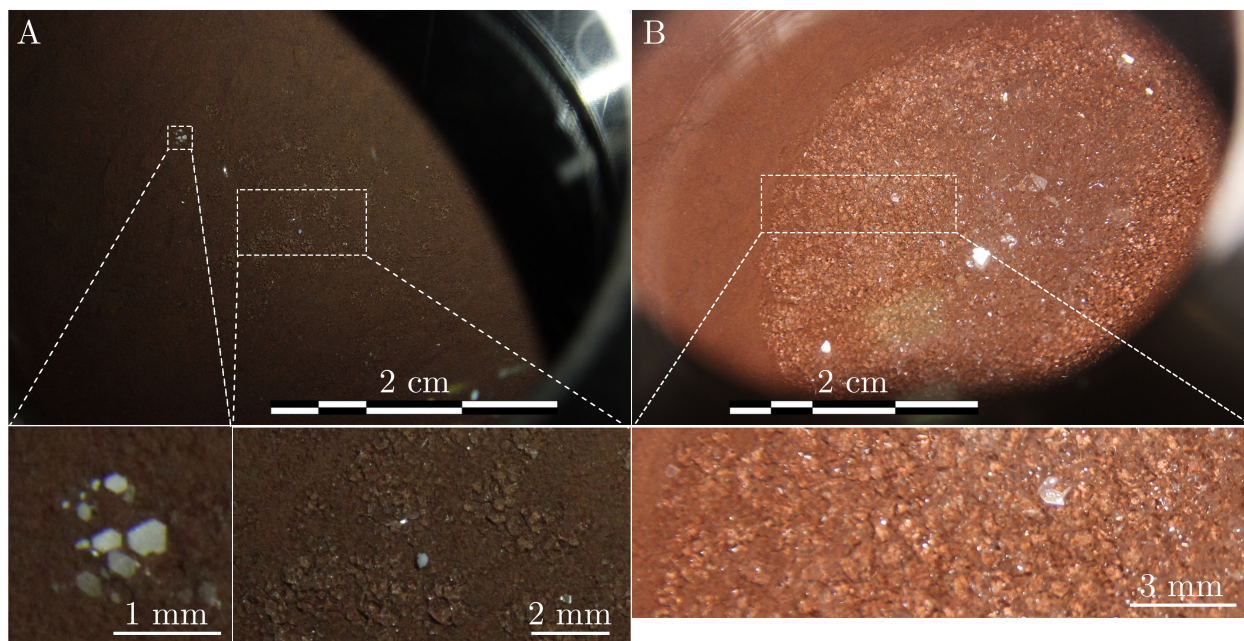


FIGURE 3.19 – Premiers stades de condensation du CO_2 sur la surface poussiéreuse. A) morphologie des cristaux de CO_2 après 8 heures de condensation, B) morphologie des cristaux après 1 jour de condensation. Les inserts servent à mieux distinguer la morphologie des cristaux de CO_2 .

La condensation d'une couche de glace polycristalline de CO_2 au fond de la cellule a été très compliquée car il est plus intéressant en terme de bilan d'énergie pour le CO_2 de condenser sur les parois nues en cuivre de la cellule plutôt que sur le fond. En effet, la poussière, due à son albédo faible, absorbe facilement les rayonnements et a tendance à chauffer. De plus, contrairement à la cellule quasiment isotherme, la conductivité thermique de la couche de poussière poreuse est mauvaise. Le flux de gaz arrivant dans la cellule provoque une pression juste plus élevée que la pression de saturation du CO_2 à la température de la cellule : 148.15 K. Une fois que les grains de CO_2 ont condensé à la surface, ils grossissent radialement. Il se rejoignent finalement et grossissent verticalement dans une seconde phase, montré par la Fig. 3.19 B. À ce moment, après 24 heures de condensation, la couche de glace de CO_2 mesure 1.5 mm d'épaisseur en son centre. Il y a alors un gradient de taille de grain entre la limite de la zone de condensation où ceux-ci sont encore petits, comme sur la vue A (quelques centaines de microns) à des tailles plus importantes au centre de la cellule où certains grains atteignent des tailles de plusieurs millimètres.

Après une semaine, l'échantillon a atteint une épaisseur de 7 mm (au centre de la cellule), a une texture compacte et montre de très grosses taille de grain : ceux-ci font entre 3 et 4 mm de largeur, et sont parfaitement jointifs, si bien que la diffusion de la lumière par la couche de CO_2 au dessus de la poussière est minimale. La surface de la poussière est d'ailleurs parfaitement observable et reconnaissable à travers l'échantillon,

Fig. 3.24, A. Cette condensation de la glace de CO₂ au centre de la cellule ne s'est pas réalisée sans difficultés. La poussière fait en effet un mauvais support de condensation pour la glace de CO₂ à cause de sa porosité : pour initier la condensation, le gaz de CO₂ doit diffuser à travers les pores de la poussière pour condenser sur le fond de la cellule. Aussi, la condensation de la glace de CO₂ s'est réalisée tout d'abord sur les parois de la cellule, ce qui est représenté sur la Fig. 3.20.

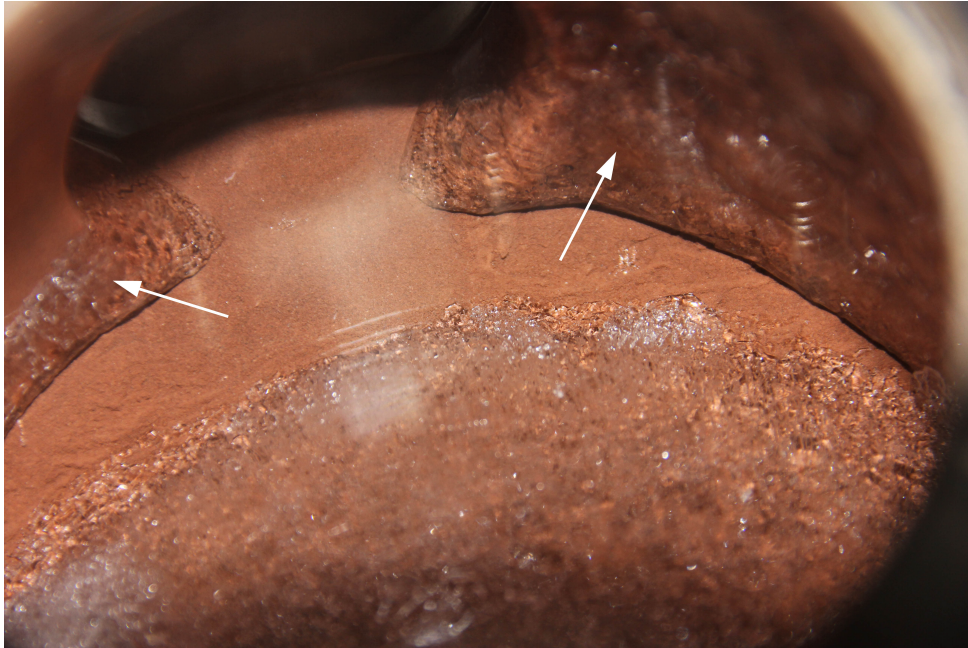


FIGURE 3.20 – Illustration de la difficulté à condenser le CO₂ sur la poussière : au début de l'expérience, le CO₂ a préférentiellement condensé sur les parois en cuivre nues de la cellule. Les flèches blanches indiquent cette condensation précoce du CO₂ sur les parois.

L'évolution spectrale de l'échantillon mesurée au cours de sa condensation est représentée sur la Fig. 3.21. L'évolution spectrale de l'échantillon est mesurée pendant les 7 jours nécessaires pour obtenir un dépôt de glace pouvant être comparé au dépôt martien observé. Le premier spectre, en noir, représente la poussière sur le fond de la cellule, encore à nue, et est similaire au spectre de la Fig. 3.18. Au fur et à mesure de la condensation de l'échantillon, deux phénomènes travaillent de façon synchrone : l'albédo de l'échantillon diminue de façon modérée et les bandes d'absorption de la glace de CO₂ apparaissent petit à petit. L'évolution du facteur de réflectance à 1.08 μm et le critère de bande à 1.43 μm sont représentés Fig. 3.22. On peut noter que le critère de bande à 1.43 μm de la glace de CO₂ de notre échantillon, après une semaine de condensation, est égal à celui des dépôts saisonniers martiens à l'endroit où a été extrait le ROI, Fig. 3.9, c'est à dire 0.2. Ces bandes vont totalement changer la forme du spectre dans la gamme 2.5 - 2.9 μm , qui était dominée par l'absorption de l'eau et qui maintenant voit sa réflectance remontée par la faible absorption du CO₂ entre 2.9 et 3.25 μm . La bande d'absorption la plus forte est maintenant localisée entre 2.6 et 2.9 μm et est caractéristique du CO₂. La gamme de longueur d'onde entre 1 μm et 2.5 μm présente des changements spectraux plus réduits, avec les bandes d'absorption du CO₂ qui viennent simplement rogner le continuum de la poussière qui conserve partiellement sa pente dans le rouge. Chaque spectre de la série est une moyenne de 7 spectres acquis sur un intervalle de quatorze heures.

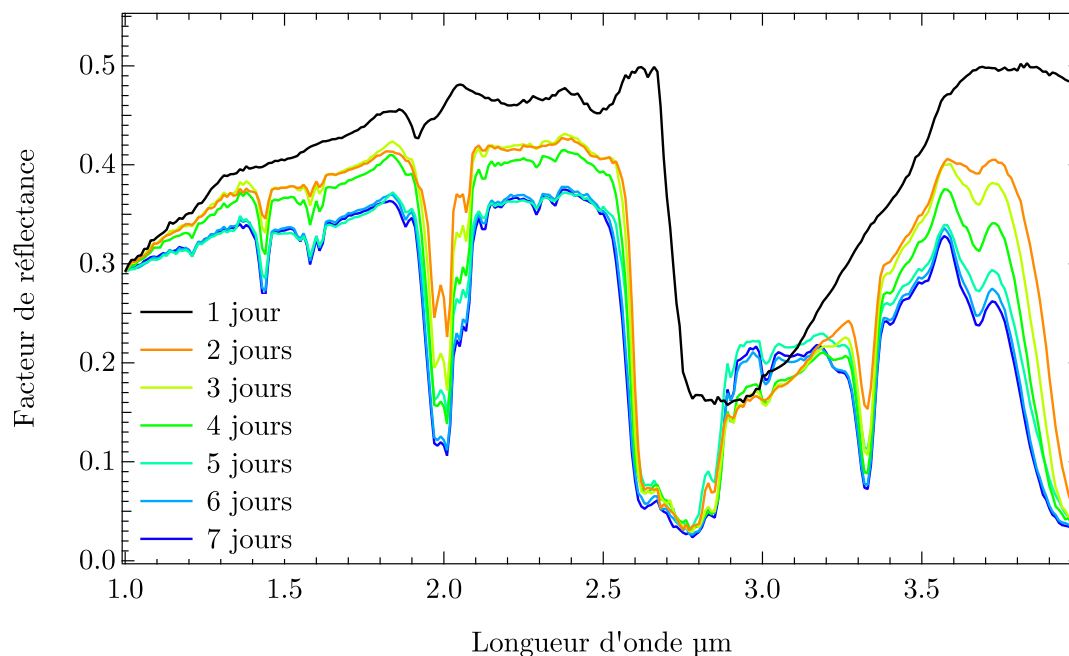


FIGURE 3.21 – Évolution spectrale de la glace polycristalline de CO₂ durant la phase de condensation de 7 jours amenant à la création d'un échantillon ayant les mêmes propriétés spectroscopiques que le spectre des dépôts saisonniers martiens de l'hémisphère sud acquis à $L_s = 15.73^\circ$. La glace de CO₂ condense sur le tuff volcanique (granulométrie 25 - 100 μm) recouvrant le fond de la cellule CarboN-IR.

3.8.3 Mesure d'un spectre en réflectance de glace de CO₂ polycristalline expérimentale et comparaison avec le spectre martien

Des spectres en réflectance de l'échantillon dans son état final ont été acquis. L'échantillonnage spectral choisi pour les spectres expérimentaux permet leur comparaison avec les spectres OMEGA. Les spectres ont été acquis avec le Spectrogonio radiomètre de l'IPAG (Brissaud *et al.*, 2004). Les mesures ont été faites dans la gamme 1 - 4 μm avec un pas d'acquisition de 10 nm. La résolution spectral varie entre 19 nm entre 1 - 3 μm à 39 nm entre 3 - 4 μm . Ces paramètres autorisent une comparaison directe entre les données spectrales et les données OMEGA (bande C : 0.93 - 2.73 μm , 13 nm de résolution - bande L : 2.55 - 5.1 μm , 20 nm de résolution). La géométrie de la cellule expérimentale contraint la géométrie d'observation qui peut être explorée. Un angle d'incidence de 0° et un angle d'émergence de 15° ont été choisis. L'effet d'opposition ou un effet spéculaire n'est pas attendu avec cette géométrie. Les spectres ont été calibrés avec la procédure décrite en section 3.8.1.

La Fig. 3.23 présente le spectre en réflectance du dépôt de glace polycristalline de CO₂ formé au fond de la cellule (ligne bleue pointillée). La morphologie de la glace est visible sur la Fig. 3.24. Ce spectre représente la moyenne de 10 spectres moyennés pour augmenter le rapport SSB. Par comparaison, le spectre martien est également représenté (rouge). Les valeurs de réflectance des deux spectres dans le continuum sont similaires. Cependant, le

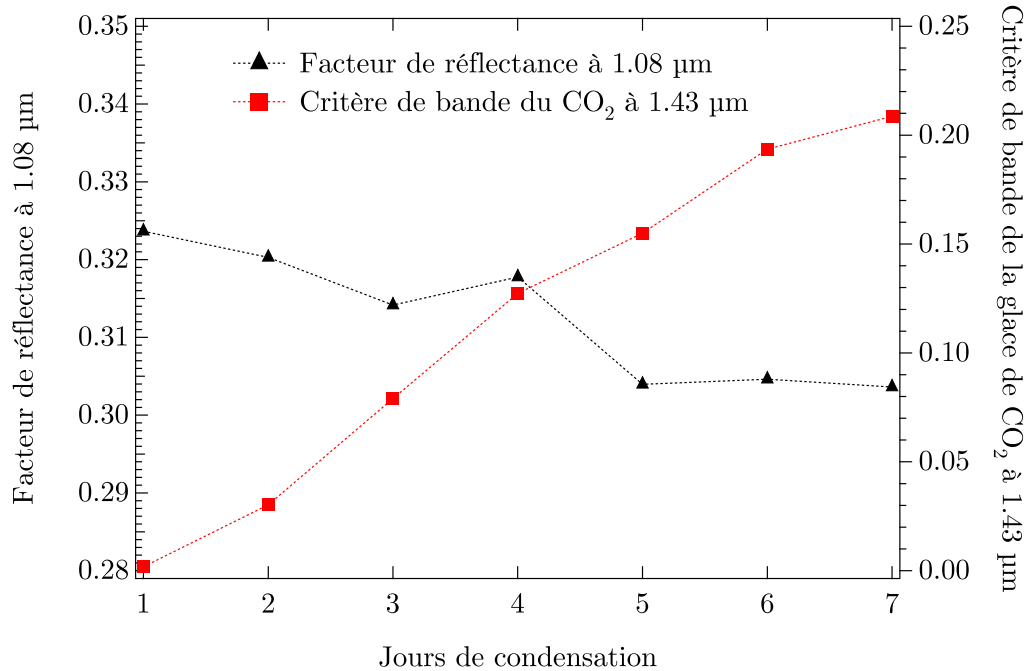


FIGURE 3.22 – Évolution du facteur de réflectance à 1.08 μm (triangles noirs) et du critère de bande de la glace de CO₂ à 1.43 μm (carrés rouges) pour l'ensemble des spectres de la Fig. 3.21.

spectre expérimental montre une pente dans le rouge qui affecte son continuum. Cette pente est due à la nature spectrale de notre analogue de poussière déposé au fond de la cellule, cette pente étant la différence spectrale majeure entre notre analogue de poussière et la poussière du sol martien comme mentionné plus haut (voir section 3.8.1). Afin de corriger cette pente, j'ai divisé le spectre de l'échantillon par le spectre de la poussière nue. J'ai ensuite corrigé la petite différence absolue du continuum résultante par une normalisation du spectre expérimental par rapport au spectre martien à 1.1 μm (spectre noir).

La similitude obtenue entre les deux spectres est très forte ! Dans ce cas, les niveaux de réflectance sont difficiles à comparer, compte tenu des deux étapes précédentes de calibration. Il est donc plus judicieux de comparer les spectres en terme de bandes d'absorption. Les deux spectres montrent les mêmes bandes d'absorption avec les mêmes formes spectrales et intensités. La différence principale à ce niveau se situe dans le groupe de bande à 2 μm , car le spectre martien a été corrigé de l'absorption atmosphérique, mais imparfaitement comme nous l'avons remarqué à l'aide des modélisations. On peut noter également que le spectre martien est plus bruité que le spectre expérimental. Si l'on s'attarde sur la bande à 1.43 μm , on peut noter que les bandes des deux spectres sont identiques en terme de forme et d'intensité. L'épaulement des deux bandes à 1.5 μm exhibe, dans les deux cas (et si ce n'est de façon encore plus prononcée sur le spectre martien) une absence d'absorption, ce qui élimine la présence de glace d'eau dans les deux cas.

Cette forte similitude entre les spectres confirme que la glace de CO₂ qui se condense sur Mars lors de la formation des dépôts saisonniers, pour l'aire étudiée du moins, a la même apparence que la glace polycristalline formée dans notre cellule. Cette glace polycristalline a de très gros grains, est translucide, et n'est pas contaminée (en volume ou en surface)

que ce soit par de la poussière ou de la glace d'eau. Cette absence de contamination par de l'eau et de la poussière peut s'expliquer par l'observation très précoce du dépôt (il n'est pas formé depuis longtemps).

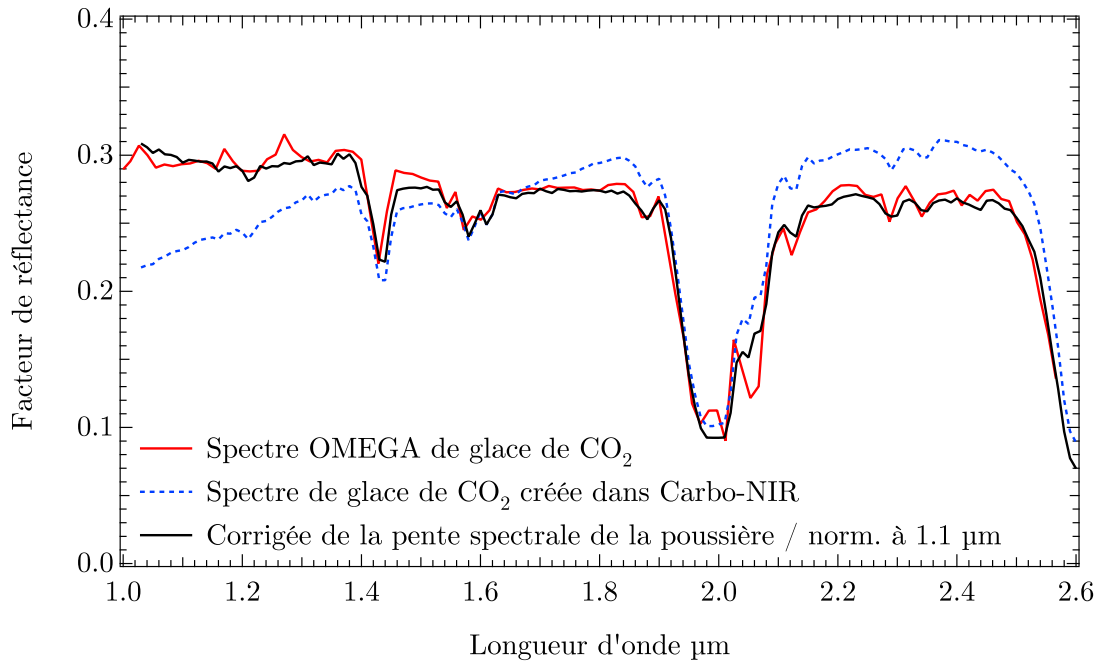


FIGURE 3.23 – Comparaison entre le spectre martien extrait du ROI (spectre rouge) montrant une signature de glace de CO₂ et le spectre du dépôt de glace polycristalline créée au fond de la cellule CarboN-IR (ligne bleue pointillée). Le spectre expérimental montre une pente rouge, due aux propriétés spectrales de la poussière qui recouvre le fond de la cellule. Le spectre expérimental divisé par le spectre de poussière et normalisé à 1.1 μm est en noir. La similitude entre le spectre noir et le spectre martien est très grande.

3.8.3.1 Considérations photométriques

Quel impact la photométrie peut avoir sur le spectre en réflectance martien ? Et comment comparer ce spectre avec notre spectre expérimental ? La grosse différence entre le spectre martien et l'acquisition du labo est l'angle d'incidence avec lequel les spectres ont été acquis. Sur Mars, l'angle d'incidence est très élevé (85°), alors que le spectre expérimental a été éclairé avec un angle d'incidence de 0°. Pour pouvoir comparer les deux spectres, il faudrait que le comportement photométrique de la glace polycristalline soit peu dépendant des conditions d'observations (proche d'un comportement lambertien). Seulement, le comportement classique des matériaux est l'augmentation de leur réflectance lorsque l'angle de phase augmente. La neige ne déroge pas à cette règle.

Il existe peu de mesures en réflectance des surfaces polycristallines, mais de récentes expériences de laboratoire, effectuées sur des échantillons de neige de glace d'eau recouverte par une couche de glace polycristalline d'eau, tendent à affirmer que la présence d'une couche de glace polycristalline sur le substrat de neige permet l'isotropisation du rayonnement et supprime l'augmentation de la réflectance aux forts angles de phase, donnant

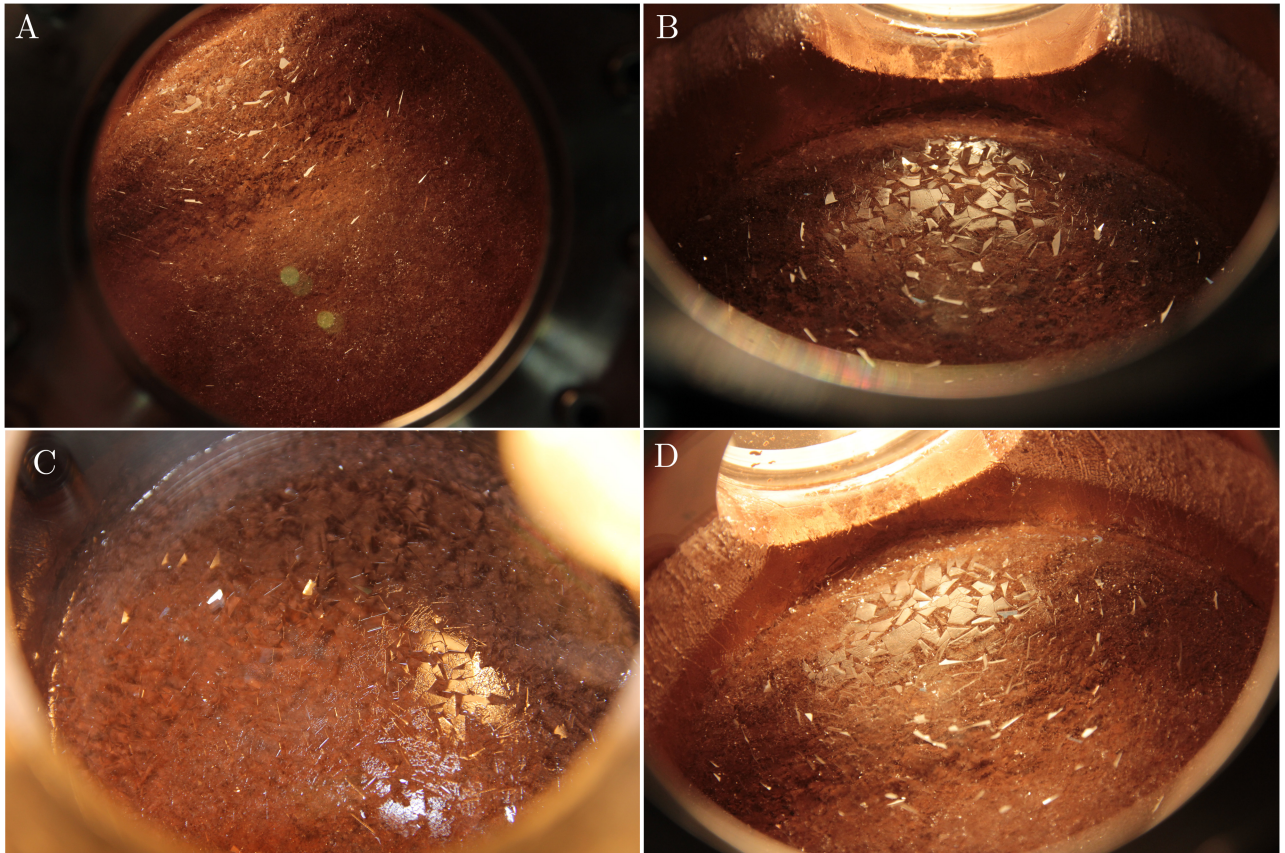


FIGURE 3.24 – Morphologie de la glace polycristalline de CO_2 formée à la surface de la couche de poussière au bout d’une semaine de condensation. Cette morphologie correspond au spectre utilisé pour la comparaison avec le spectre martien. A) Vue verticale de l’échantillon avec éclairage rasant. La glace déposée sur le fond de la cellule est très transparente et le fond poussiéreux peut être distingué sans difficulté. B) vue latérale de l’échantillon. Les vues C) et D) sont acquises en biais par rapport à la surface de l’échantillon et permettent d’apprécier la taille multi-millimétrique des grains.

au matériau un caractère plus lambertien (Andrieu *et al.*, 2016). La lumière préférentiellement diffusée aux grands angles par la neige de glace d’eau est plus facilement réfléchi à l’interface de la plaque de glace polycristalline supérieure. Les corrections lambertiennes effectuées sur l’observation OMEGA et sur le spectre expérimental (ainsi que lors de la génération des spectres synthétiques) sont donc validées par des mesures expérimentales et permettent ici la comparaison satisfaisante entre les deux spectres.

3.9 Conclusion

A partir de la sélection des données OMEGA, j’ai mis en évidence la formation de glace polycristalline de CO_2 à la surface de Mars, pendant l’automne martien. Cette observation a été validée à l’aide de l’inversion des données via la modélisation en transfert radiatif. La texture et le spectre dans le proche-infrarouge est ensuite comparé avec un spectre expérimental d’un échantillon créé dans la cellule CarboN-IR. Les conclusions suivantes peuvent être déjà tirées :

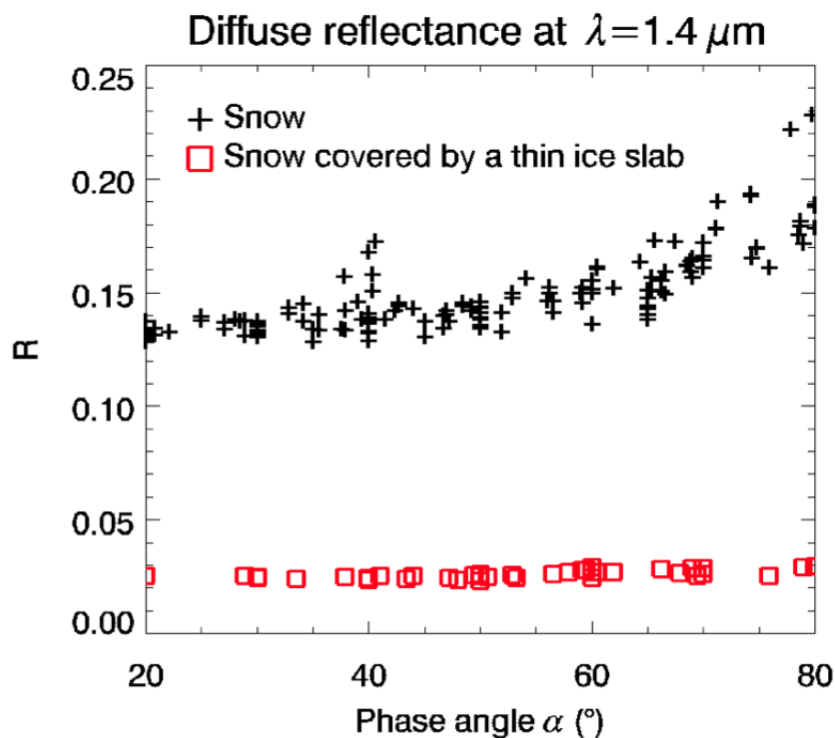


FIGURE 3.25 – Mesures de laboratoire du facteur de réflectance à $1.4 \mu\text{m}$ d'un substrat de neige granulaire d'eau surmonté par une lame de glace polycristalline d'eau (2 mm). Les croix noires représentent la réflectance de l'échantillon sans la lame de glace polycristalline et les carrés rouges avec la lame de glace polycristalline. Les mesures de l'échantillon avec la lame de glace polycristalline sont plus faibles et beaucoup plus homogènes/isotropes. La divergence des valeurs est bien visible aux grands angles de phase. Figure extraite de Andrieu (2015).

- 1 - Le CO₂ se condense directement à la surface de Mars lors de l'automne au sud sous la forme d'une couche de glace compacte et polycristalline et ne passe pas par une phase granulaire.
- 2 - La condensation se produit jusqu'à 14° en avance de la limite de la nuit polaire dans l'hémisphère sud, comme observé par Brown *et al.* (2010) grâce à l'instrument CRISM.
- 3 - La glace polycristalline de CO₂ ainsi créée est très pure (contamination < 140 ppm de glace d'eau et/ou de poussière) et transparente.

Cependant, les preuves qui indiquent la contamination de la surface des dépôts saisonniers sont nombreuses. La valeur du critère de la glace d'eau à $1.5 \mu\text{m}$ affiche une valeur positive pour les dépôts saisonniers sud entre $129^\circ < \text{Ls} < 192.5^\circ$ (Langevin *et al.*, 2007).

Cependant, il y a des preuves pour une contamination en surface par de la poussière et de l'eau parce que les dépôts saisonniers observés durant le printemps présentent des contaminations (Langevin *et al.*, 2007).

Il y a donc des processus atmosphériques printaniers qui participent à la contamination de la glace de CO₂ en poussière et en eau. Pour l'hémisphère sud, la condensation d'eau

en surface de la glace de CO₂ peut être bien expliquée par la vapeur d'eau fournie par la glace se sublimant dans Hellas Planitia. La poussière quand à elle peut être amenée en surface de la glace de CO₂ par les processus de geysers décrit en introduction. La contamination en surface par ces processus peut être plus ou moins importante et peut amener à des changements radicaux de comportement au printemps (exemple de la région cryptique). Des questions liées à la microphysique de condensation du CO₂ restent toutefois en suspend :

- Est-ce que le CO₂ se forme également sous forme de glace polycristalline dans l'hémisphère Nord? Est il aussi très pur?
- Est-ce que cette formation dépend de la texture et de la minéralogie du sol?
- Est-ce que cette formation se produit également pour de la glace de CO₂ contaminée par de la poussière et/ou de l'eau?
- Est-ce que cette formation de glace polycristalline se produit tout au long de la nuit polaire?
- Comment est-elle affectée par les précipitations locales de neige de CO₂ pendant la nuit polaire?
- Comment est-elle affectée par l'accumulation de gaz non condensables dans la nuit polaire?
- Qu'est ce qui affecte cette texture de glace polycristalline pour donner lieu à l'augmentation d'albédo des dépôts saisonniers au printemps?

Seulement, uniquement 2 observations OMEGA semblent atteindre la latitude suffisamment près de la nuit polaire pour voir cette condensation initiale de CO₂. Cela empêche de pouvoir dériver des caractéristiques générales de condensation au niveau de la symétrie des dépôts et de la vitesse de croissance. Ce travail pourrait être étendu en réanalysant la base de données CRISM explorée par Brown *et al.* (2010) avec les mêmes critères que ceux utilisés dans cette étude pour voir si la glace polycristalline de CO₂ peut être observée à plus haute résolution spatiale et dériver des propriétés photométriques à partir d'observations multi-angulaires. La couverture temporelle et spatiale des données CRISM durant les automnes des hémisphères sud et nord permettrait de confirmer et cartographier la pureté de la glace polycristalline de CO₂ lors de sa condensation. De plus, une demande de temps d'observation sur les instruments sur CRISM et HiRISE permettrait de faire une observation systématique du cycle de condensation durant l'automne, pour les deux hémisphères. Ces instruments seront bientôt remplacés par une nouvelle génération embarqués à bord de la sonde ExoMars Trace Gas Orbiter qui arrivera en orbite martienne en décembre 2016. Cette sonde disposera d'une caméra : CASSIS qui permettra d'étudier la surface à haute résolution spatiale (5 m/pixel) et d'un spectromètre : NOMAD (*Nadir and Occultation for Mars Discovery*), constitué d'un ensemble de trois spectromètres dont l'un d'entre eux, LNO, pourra effectuer des mesures nadir de la surface entre 2.2 et 3.8 μm à 0.3 cm^{-1} de résolution et pourra ainsi suivre la couverture spatiale et la composition des dépôts saisonniers. La suite ACS (*Atmospheric Chemistry Suite*) fera également des mesures nadir sur la gamme spectrale 0.7 - 1.7 μm ($R > 20000$) et sur la gamme 2 - 17 μm ($R = 1.6 \text{ cm}^{-1}$).

3.10 Influence des gaz non condensables sur la condensation de CO₂

Malgré les preuves d'une condensation du CO₂ sous une forme polycristalline à la surface, a-t-on des indices sur les paramètres influençant cette condensation ? Durant sa thèse, Florence Grisolle a réussi à condenser du CO₂ sous une forme beaucoup plus granulaire que l'on ne peut l'observer habituellement. Cette condensation granulaire avait eu lieu à l'occasion d'une fuite dans la cellule, qui avait introduit une certaine proportion de gaz atmosphérique dans la cellule en plus du gaz de CO₂. C'est probablement cet apport en gaz qui a modifié le régime de condensation du CO₂. Cet apport de gaz n'avait toutefois pas été quantifié et il était difficile de conclure sur la proportion pouvant influencer sur la condensation du CO₂. J'ai donc décidé de réitérer cette expérience, en contrôlant cette fois-ci la quantité de gaz non condensable injectée dans la cellule. Cette section présente les premiers résultats obtenus pour la condensation de CO₂ en présence d'une proportion de gaz non condensable quantifié. Ces résultats sont encourageants concernant l'effet d'une atmosphère de gaz non condensables sur la dynamique de condensation du CO₂.

3.11 Contexte

Les gaz non condensables de l'atmosphère martienne sont tous les gaz qui ne se condensent pas à la surface de la planète lorsque la température baisse au cours de l'hiver (≈ 145 K). Ces gaz sont les suivants : l'argon (1.93 %), le N₂ (1.89 %), l'O₂ (0.145 %) et le CO (0.07 %). En hiver, il se produit un phénomène d'enrichissement relatif de ces gaz aux niveaux des pôles par rapport au CO₂ qui condense à la surface : au fur et à mesure que le CO₂ condense à la surface, les rapports Ar/CO₂ et Ar/N₂ augmentent. Cet enrichissement a été mesuré et caractérisé par le spectromètre à rayons gamma de la sonde Mars Odyssey (Sprague *et al.* (2004) ; Sprague *et al.* (2007)). Les gaz non condensables, qui constituent environ 4 % de l'atmosphère martienne dans les conditions normales peuvent représenter jusqu'à 30 % de l'atmosphère martienne au-dessus des pôles au niveau du solstice d'hiver. Cet enrichissement est une valeur globale de la colonne atmosphérique, mais il est possible qu'il y ait un gradient d'enrichissement des gaz le long de la colonne lié aux masses moléculaires des gaz de CO₂ et N₂/Ar, difficile à mesurer. L'augmentation du rapport de mélange de l'argon est d'un facteur 6 au-dessus des régions polaires sud, et de 2-3 pour les régions polaires nord.

Très tôt, il a été imaginé que les gaz non condensables pourraient modifier la condensation du CO₂. Cette condensation est imaginée comme produisant des grains de CO₂ plus petits que lorsque le CO₂ est pur (Kieffer, 1968). La théorie simple et les expériences de laboratoire le montrent souvent, la condensation de gaz en phase mineure amène à la création de cristaux petits, et la création de gros cristaux est en général compliquée.

Comme indiqué en introduction, des expériences préliminaires réalisées par Florence Grisolle ont montré les premiers effets de condensation sous atmosphère de gaz non condensable, Fig. 3.26. J'ai essayé de reproduire ces phénomènes dans des conditions expérimentales plus contrôlées. L'objectif est d'analyser morphologiquement et spectroscopiquement la différence de condensation de CO₂ en présence de gaz non condensable ou pas. Les expériences devaient idéalement être réalisées avec différents pourcentages de gaz non condensables en volume : 0 %, 5 %, 10 %, 15 % et 20 %. Ces expériences devaient également

permettre de former des épaisseurs de glace de CO₂ assez importantes pour que le signal soit spectroscopiquement intéressant à étudier et que leur structure. À la suite d'accumulation des problèmes de bouchons dans le tuyau, et par manque de temps, je n'ai pu réaliser que les expériences permettant de comparer la condensation du CO₂ pur et la condensation du CO₂ sous une atmosphère de 20 % de N₂. Ces expériences n'ont également pas permis de construire un échantillon de glace polycristalline suffisamment épais pour que soient pratiquées des acquisitions de spectres en réflectance. Cependant, l'évolution morphologique des deux échantillons est différente et très reproductible. Il est encourageant de poursuivre dans cette voie.

3.12 Protocole

Pour tester l'impact des gaz non condensables sur la condensation de CO₂, j'ai procédé à deux expériences. La première consistera en la condensation de CO₂ pur sur le fond de la cellule, et une autre avec la présence de 20 % de gaz non condensable. Le gaz non condensable choisi pour l'expérience sera de l'azote, injecté dans la cellule sous forme gazeuse. Le N₂ injecté dans cette expérience vient est fourni par Air Liquide, du type ALPHAGAZ 1 N₂ pur à 99.999 %. La pression d'azote injectée dans la cellule sera de 1.29 mbar, ce qui correspond à 20% de la pression de vapeur saturante du CO₂ à 148.15 K. Dans les deux cas, le CO₂ est injecté dans la cellule sous forme de gaz grâce à un débitmètre. Le débit d'injection est resté égal à 3 sccm dans les deux expériences. Ce débit de gaz permet une croissance des cristaux de 1 mm/jour. Le CO₂ utilisé dans cette expérience a les mêmes caractéristiques que celui dans le chapitre précédent. Je n'ai pas déposé de poussière au fond de la cellule dans le cadre de cette expérience pour m'affranchir d'effets éventuels liés au régolithe pour bénéficier de meilleures conditions de prise de vue car la poussière complique la prise des photographies lors de la croissance des grains de CO₂. Les cycles de condensation durent 8 heures.

3.12.0.2 Évolution morphologique

Croissance CO₂ pur

La Fig. 3.27 montre la croissance des cristaux de glace de CO₂ lorsque le gaz de CO₂ est injecté pur dans la cellule. Le temps de condensation couvert par les photographies est de 8 heures. Les grains de glace de CO₂ s'initient aléatoirement sur le fond de la cellule. Le nombre de grains condensant à la surface est relativement faible, et l'on peut en dénombrer 11 au total après 2 heures de condensation (image B). Il est impossible de voir microscopiquement cette initiation des grains de CO₂ sur le fond de la cellule, mais de précédentes études suggèrent que les grains de CO₂ se forment initialement sous la forme de bipyramides Foster *et al.* (1998). À partir de 2 heures de condensation, le nombre de cristaux va rester constant. Les grains grossissent rapidement, et après une heure de condensation, nombre d'entre eux ont déjà assez grandi pour se rejoindre. La croissance des grains est, dans un premier temps, essentiellement radiale, jusqu'à ce qu'ils se rejoignent. Une fois que leur étendue radiale est maximale, ils croissent verticalement.

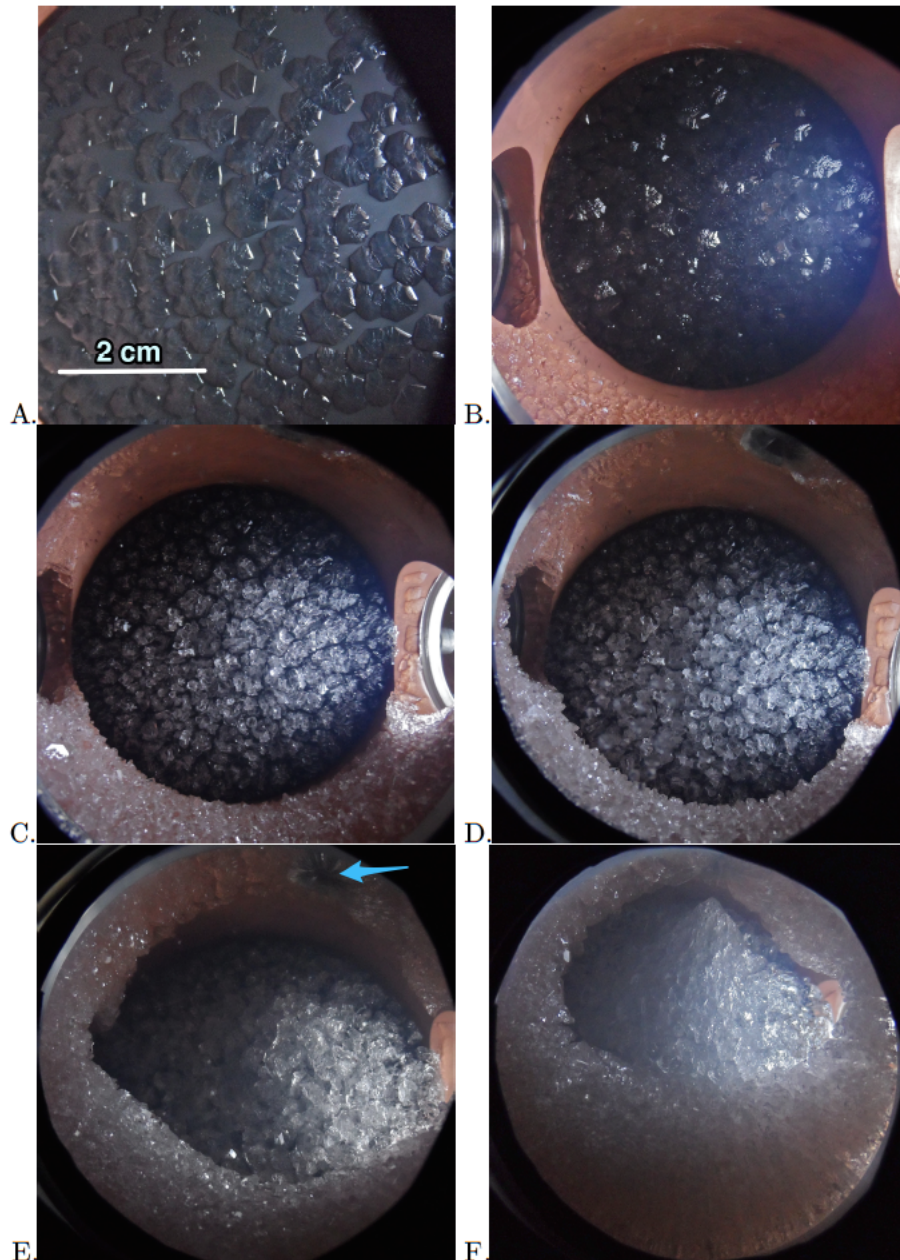


FIGURE 3.26 – Échantillon de glace de CO₂ formée en présence de gaz non condensable, d'après Grisolle (2013).

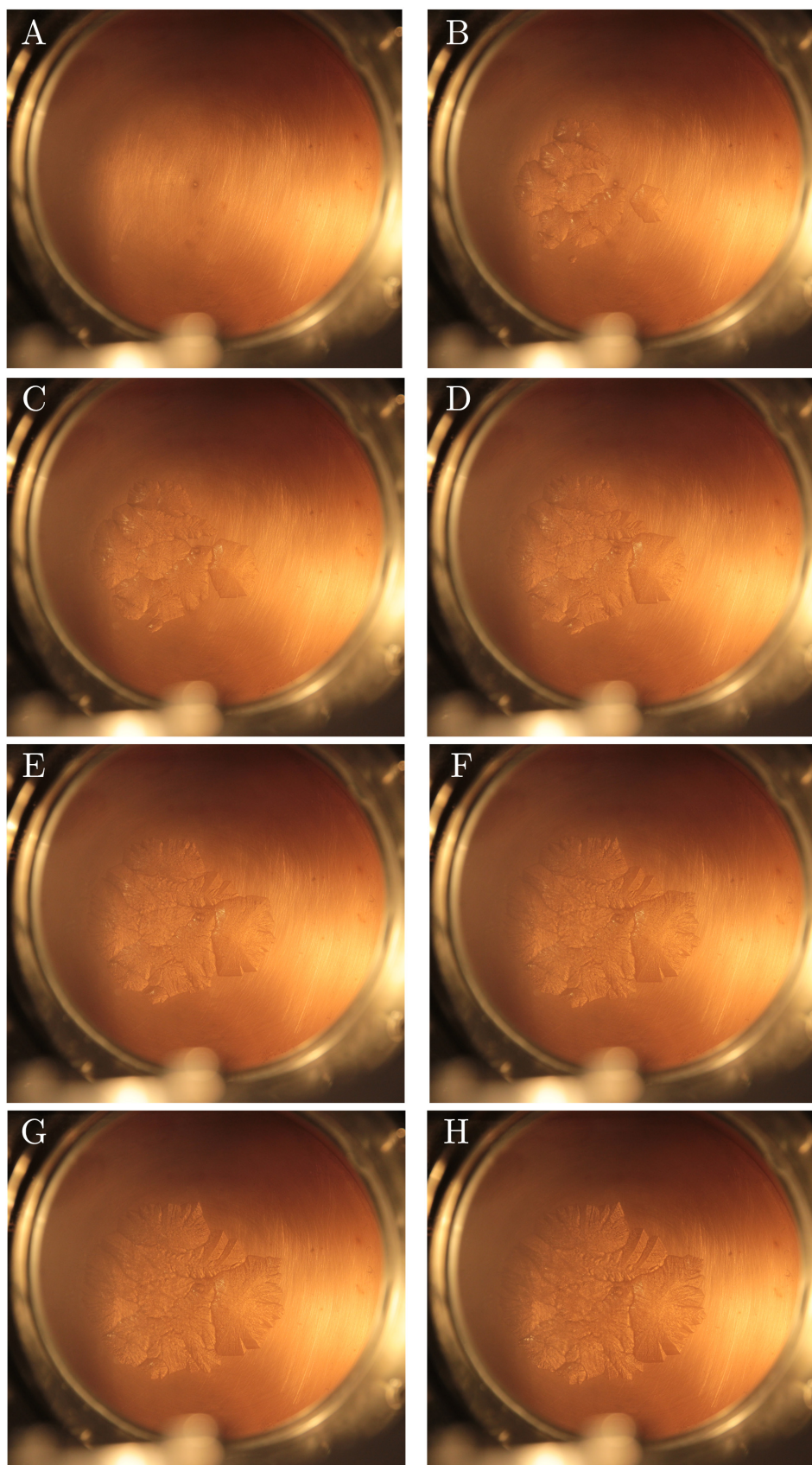


FIGURE 3.27 – Séquence de condensation du CO_2 pur. Chaque prise de vue est espacée de 2 heures. La photo A représente le fond nu de la cellule, au début de la condensation, et la photo H représente l'échantillon de glace de CO_2 après 8h de condensation.

Croissance CO₂ avec 20% de N₂ en volume

La Fig. 3.28 montre la croissance des cristaux de glace de CO₂ quand il est en présence de 20% de N₂. On peut voir que la croissance des grains est très différente du cas où le CO₂ est pur. Tout d'abord, les grains s'initiant au fond de la cellule sont plus nombreux. On peut en compter 65 après 2 heures, 6 fois plus que lorsque le CO₂ condense pur. Cette population de cristaux a une taille moyenne inférieure à celle des grains formés à partir de CO₂ pur : ils mesurent en moyenne 2 mm (8 mm dans le cas de CO₂ pur). Leur forme est beaucoup plus dendritique. Après 4 heures de condensation, un phénomène particulier se produit : les cristaux de CO₂ déjà formés au fond de la cellule ne vont plus croître, et une deuxième phase de condensation de CO₂ va avoir lieu. Les cristaux formés à la surface vont être beaucoup plus petits, et moins dendritiques. Cette seconde population de petits grains se développe entre les grains précédents et vient peut-être combler les espaces.

3.13 Conclusions

Les expériences menées jusqu'à présent ont permis de mettre en évidence, pour une condensation de CO₂ avec une proportion non négligeable d'azote, que la dynamique de condensation est affectée par la présence du N₂ dans l'enceinte. Cette influence se voit sur la dynamique de condensation des grains, qui condensent et se nucléent sur la surface du fond de la cellule avec une taille plus petite que lorsque le CO₂ pur. Même si ça n'a pas pu être réalisé dans le cadre de cette expérience, il est très probable que la condensation prolongée de ces petits grains amène à la création d'une glace moins polycristalline, voire granulaire, qui aurait des propriétés spectroscopiques très différentes de la glace formée avec du CO₂ pur ce que les expériences effectuées par (Grisolle, 2013) avaient montré.

Cette condensation de glace de CO₂ sous forme plus granulaire entrainerait la création d'une glace plus diffusante, ce qui amènerait à une glace plus brillante. Les spectres infrarouges de cette glace présenteraient des bandes d'absorption plus grandes, et une réflectance dans le continuum plus élevée. L'émissivité de la glace serait également modifiée, et une glace de CO₂ non compacte avec une faible taille de grain pourrait voir son émissivité baisser.

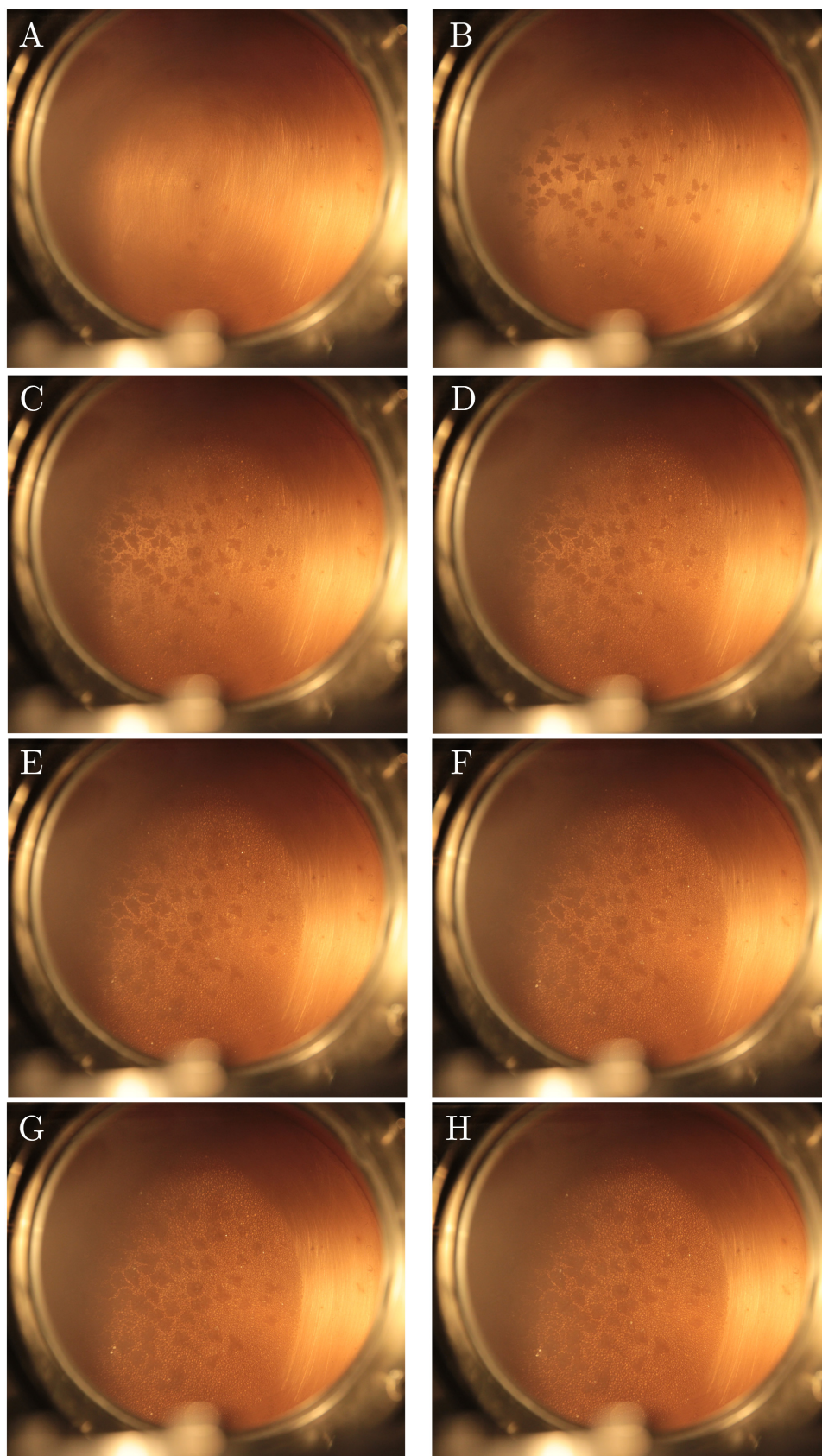


FIGURE 3.28 – Séquence de condensation du CO_2 avec 20% de N_2 en volume. Chaque prise de vue est espacée de 2 heures. La photo A représente le fond nu de la cellule, au début de la condensation, et la photo H représente l'échantillon de glace de CO_2 après 8h de condensation.

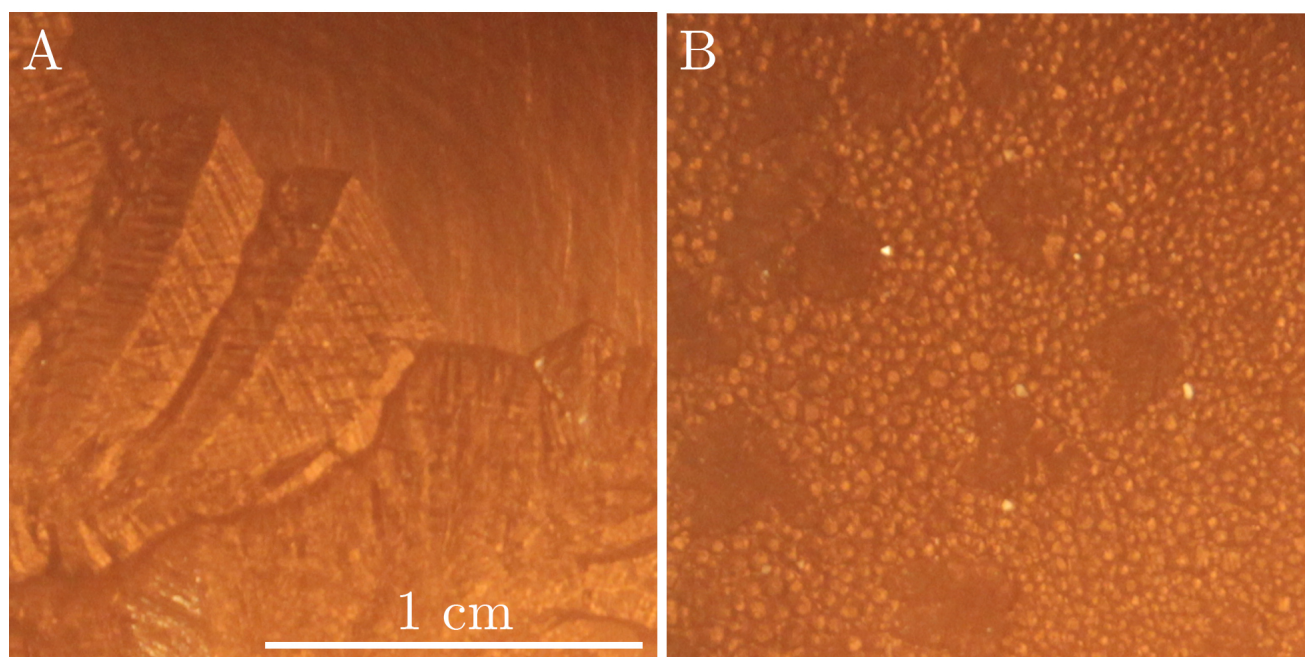


FIGURE 3.29 – Différence de taille et morphologie des grains obtenus par condensation avec CO₂ pur en A) et CO₂ avec 20% de N₂ en B).

CHAPITRE 4

SUBLIMATION DES DÉPÔTS SAISONNIERS : INFLUENCE DE L'EAU

Comme on l'a vu en introduction, on ne sait pas exactement ce qu'il advient de la glace d'eau contenue en volume dans les dépôts saisonniers de glace polycristalline de CO₂ lors de leur sublimation, même si les observations spectroscopiques indiquent que cette glace d'eau s'accumulerait sous la forme d'une couche à la surface de la glace de CO₂. De plus, la source d'augmentation de la signature de la glace d'eau au printemps dans les dépôts saisonniers est inconnue. Dans ce chapitre, je me propose de tester l'hypothèse de Appéré *et al.* (2011) qui suggère que l'eau s'accumulant en surface des dépôts saisonniers martiens proviennent en majorité du volume de la glace polycristalline de CO₂, et que la sublimation différentielle entre les glaces d'eau et de CO₂ amène à sa ségrégation en surface.

Pour ce faire, j'ai développé un protocole expérimental reproduisant la sublimation d'un large échantillon de CO₂ - H₂O et la possibilité de la création d'une couche de glace d'eau qui s'accumulerait en surface de la glace de CO₂ par sublimation différentielle. La capacité de la couche d'eau à cacher la signature spectroscopique du CO₂ est également intéressante à suivre. Le phénomène de masquage spectroscopique du CO₂ avait déjà été réalisé par Kieffer (1968), mais dans des conditions de condensation de vapeur d'eau sur de la glace de CO₂, et non en conditions de sublimation (voir le chapitre 1 pour plus d'informations). Cette expérience se focalise sur les dépôts saisonniers nord où le phénomène a été mis en évidence (Appéré *et al.*, 2011). Cette expérience est moins pertinente dans le cas des dépôts saisonniers sud car ils sont moins contaminés en glace d'eau et de façon plus sporadique (Langevin *et al.* (2006); Douté *et al.* (2007)). Lors de cette expérience, j'ai voulu quantifier les différents paramètres physiques de la couche de glace d'eau se formant en surface de la glace de CO₂ : sa couverture de la surface, le diamètre des grains la constituant et son épaisseur afin de pouvoir les comparer avec les observations des dépôts saisonniers martiens. Les paramètres physiques de la couche de glace d'eau seront obtenus grâce à l'inversion de spectres synthétiques générés avec le modèle de transfert radiatif Spectrimag, car une fois l'échantillon en place dans la cellule il est impossible d'y accéder et parce que cette méthode est également utilisée pour l'inversion des spectres en réflectance de la surface martienne. L'expérience s'est déroulée dans des conditions analogues à Mars totalement contrôlées (température, pression, composition) mais avec un flux incident lors

des séquences de sublimation plus fort, afin de prendre en compte l'échelle de notre dispositif et donner à notre expérience une dimension temporelle raisonnable.

Dans une première partie, je décrirai la préparation de l'échantillon et le protocole expérimental de sublimation. La présentation des résultats, spectroscopiques et morphologiques, viendra dans une deuxième partie et sera comparée aux données OMEGA. Enfin, l'analogie de notre expérience avec les dépôts saisonniers martiens sera discutée et les questions restantes seront exposées.

4.1 Protocole

4.1.1 Préparation de l'échantillon

Afin de reproduire les dépôts saisonniers martiens le matériau de départ est constitué d'un mélange homogène de glace de CO₂ et de grains de glace d'eau dispersés à l'intérieur du volume de l'échantillon. Ce mélange correspond à l'état physique attendu des dépôts saisonniers à la fin de l'hiver. La différence de cette échantillon avec les dépôts saisonniers martiens est l'absence de contamination en poussière. En effet, la poussière n'a pas été ajoutée au mélange afin de se focaliser sur le rôle de la glace d'eau et ne pas compliquer les processus éventuels pouvant survenir durant la sublimation. Le CO₂ est présent dans notre échantillon sous une forme granulaire relativement fine, et pas sous forme polycristalline comme sur Mars. Cela est dû au fait que la glace de CO₂ est obtenue à partir de la décompression de CO₂ liquide à travers l'appareil SnowPack[®]. Le pain de glace de CO₂ créé sous forme granulaire est d'un volume de 312.5 cm³. La taille des grains constitutifs des glaces de CO₂ et H₂O a été mesurée au microscope afin de vérifier leur distribution en taille et de la comparer avec les tailles de grains obtenues par inversion des mesures en réflectance par des spectres synthétiques calculés avec Spectrimag. Le diamètre des grains est calculé d'après les mesures microscopiques comme celui d'un disque de même surface que les grains observés. Les mesures au microscope de la glace de CO₂ et de la glace d'eau sont visibles sur la Fig. 4.1. Pour le CO₂, la taille moyenne des grains est de 150 μm.

La glace d'eau est produite à partir d'un bloc de glace, broyé et tamisé entre 250 μm et 280 μm afin de reproduire la taille de 250 μm modélisée par Appéré (2012) des grains d'eau contaminants les dépôts saisonniers sur Mars. La taille moyenne des grains d'eau observée au microscope est de 320 μm, Fig. 4.1. L'écart entre le diamètre observé au microscope et la gamme de tamisage pourrait provenir du frittage rapide de la glace d'eau à la température de la chambre froide (- 4 °C). En effet, certains des grains d'eau ont l'air composés de plusieurs grains plus petits, agglomérés entre eux. La production des grains d'eau est réalisée juste avant la création du pain de CO₂ afin de minimiser le frittage de la glace d'eau qui peut potentiellement survenir, même à ces faibles températures.

La valeur typique de contamination en glace d'eau des dépôts saisonniers Nord sur Mars a été estimée à 0.04 % en masse par Appéré (2012). J'ai cependant introduit de plus grandes quantités d'eau dans les mélanges. La raison de ce choix est la faible hauteur de la cellule (6 cm) comparé à l'épaisseur des dépôts saisonniers (plusieurs décimètres, jusqu'à 1 m). Le mélange doit donc être assez riche en glace d'eau pour pouvoir construire une couche d'eau assez épaisse qui cachera la signature spectrale du CO₂, et ce, avant que l'échantillon ne devienne optiquement fin et que les mesures spectrales soient affectées par

le fond de la cellule (ce qui se produit lorsque l'échantillon fait moins de 3 cm de hauteur). Dans le même temps, la quantité d'eau doit être assez faible pour ne pas complètement écraser la signature du CO₂ dès le début de l'expérience, afin de pouvoir suivre l'évolution spectrale de celui-ci au cours de la sublimation. Après plusieurs tests, il s'est avéré que 1.5 % en masse en eau était un bon compromis pour valider toutes ces conditions.

Une fois le pain de glace de CO₂ créé et la glace d'eau tamisée, les deux glaces sont mélangées et incorporées dans la cellule CarboN-IR refroidie à la température de - 125 ° C (148.15 K - cette température est typique des dépôts saisonniers à la fin de l'hiver). À cette température, la pression d'équilibre du CO₂ est de 6.47 mbar. La porosité de l'échantillon est de 50 %. Le fond de la cellule a été recouvert de 5 mm de l'analogue de poussière martienne décrit au chapitre précédent, afin de rendre l'expérience la plus fidèle possible. Toutes les étapes de préparation de l'échantillon sont réalisées en chambre froide afin de limiter au maximum la condensation de vapeur d'eau sur la glace de CO₂ ou sur la cellule en elle-même.

4.1.2 Séquences de sublimation

Les séquences de sublimation de l'échantillon sont réalisées avec la lampe hallogène, dont les propriétés sont décrites en Annexe 1. L'éclairement de l'échantillon se fait à 10 cm de sa surface, et augmente progressivement lors de sa sublimation. L'énergie reçue par l'échantillon à cette distance est de 2250 W.m⁻². Cette valeur est bien supérieure au flux solaire reçu par les dépôts saisonniers en sortie de l'hiver : typiquement, au niveau du site d'atterrissage de Phoenix, le flux solaire est de 179 W.m⁻² (heure locale 12h00, Ls = 10 °, résultat obtenu avec la MCD <http://www-mars.lmd.jussieu.fr>, Forget *et al.* (1999); Forget *et al.* (2006); Millour *et al.* (2012); Millour *et al.* (2014)).

La durée des séquences de sublimation varie de 10 minutes pour les 12 premières étapes à 20 minutes pour les étapes 12 à 23. La raison de cette augmentation de la durée des séquences de sublimation résulte dans le fait que l'évolution spectrale de l'échantillon diminue au cours du temps en raison de la baisse d'énergie reçue par l'échantillon lorsque celui-ci voit sa hauteur diminuer dans la cellule (voir Annexe 1). Le réservoir infini représenté par l'atmosphère martienne est simulé en pompant la cellule pour garder une pression d'équilibre entre 0.85 et 1 fois la valeur de la pression d'équilibre du CO₂ à 148.15 K.

4.1.3 Mesures en réflectance

Les mesures en réflectance ont été acquises avec le Spectrophoto-goniomètre à l'IPAG (Brissaud *et al.*, 2004). Les mesures ont été effectuées dans la gamme 1 - 4 μm avec un pas d'acquisition de 10 nm. La résolution spectrale varie de 19 nm dans la gamme 1-3 μm à 39 nm dans la gamme 3-4 μm. Ces paramètres de mesure vont permettre une comparaison directe avec les données OMEGA (bande C : 0.93 - 2.73 μm, 13 nm de résolution - bande L : 2.55 - 5.1 μm, 20 nm de résolution). Les mesures sont réalisées avec un angle d'incidence de 0 ° et un angle d'émergence de 15 °. Pour ces angles d'observation, on ne s'attend pas à voir d'effet d'opposition ni de réflexion spéculaire.

L'acquisition d'un spectre prend environ 2 heures et la séquence complète de sublimation dure plus d'une semaine. Les spectres en réflectance sont très sensibles à la vapeur d'eau atmosphérique dans certaines gammes de longueur d'onde (vers 2.7 μm par exemple).

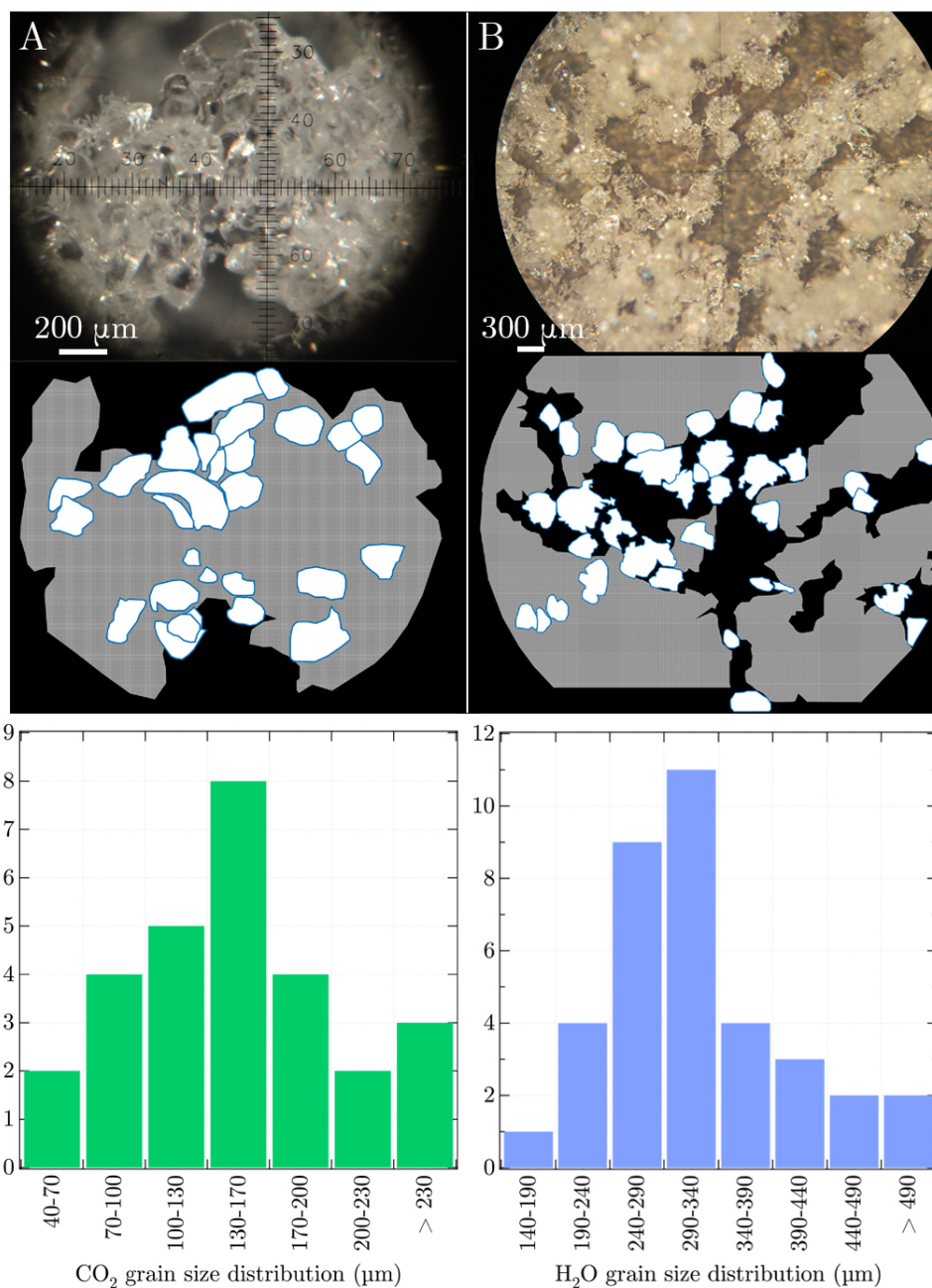


FIGURE 4.1 – Photographies des grains de glace de CO₂ générés par le dispositif SnowPack[®] et de grains de glace d'eau produite par broyage puis tamisage à l'aide d'un microscope. Les deux images en A représentent les grains de glace de CO₂ et l'interprétation schématique de leur taille et de leur forme. Les images en B représentent les grains de glace d'eau. Les deux histogrammes montrent la distribution en taille des diamètres optiques équivalents pour les différents grains identifiés sur les plans schématiques.

Pour de longues durées d'expérience, la teneur en vapeur d'eau atmosphérique peut varier de façon importante. Pour limiter ces effets, les mesures ont été effectuées en chambre froide (-4 °C) où la température et l'humidité sont gardées constantes.

4.1.4 Définition des critères de bande

Pour le CO₂, 2 critères de bande différents ont été utilisés. Pour les données orbitales, le critère de bande à 1.43 μm de la glace de CO₂ calculé par Appéré (2012) suit la définition donnée par Langevin *et al.* (2007) :

$$BD(CO_2) = 1 - \frac{RF(1.429 \mu m)}{RF(1.385 \mu m)^{0.5} \times RF(1.443 \mu m)^{0.5}} \quad (4.1)$$

Pour les données expérimentales en revanche, j'ai du établir le critère de bande de la glace de CO₂ à un autre endroit, car la bande de la glace de CO₂ à 1.43 μm est très faible en début d'expérience et a complètement disparu entre le 3^e et le 4^e spectre. J'ai défini un nouveau critère centré sur la bande du CO₂ à 2.01 μm car elle est bien visible au début de l'expérience et le reste après la disparition de celle à 1.43 μm. La définition de ce critère est la suivante :

$$BD(CO_2) = 1 - \frac{RF(2.01 \mu m)}{RF(1.99 \mu m)^{0.5} \times RF(2.04 \mu m)^{0.5}} \quad (4.2)$$

Ce critère de bande est représenté sur la Fig. 4.2 pour différents spectres de la séquence de sublimation.

Pour la glace d'eau, j'ai utilisé le même critère que Appéré (2012), dont la définition est également donnée par Langevin *et al.* (2007) :

$$BD(H_2O) = 1 - \frac{RF(1.5 \mu m)}{RF(1.385 \mu m)^{0.7} \times RF(1.772 \mu m)^{0.3}} \quad (4.3)$$

Enfin, l'albedo de notre échantillon sera donné comme étant le facteur de réflectance dans le continuum à 1.08 μm.

4.1.5 Modélisation spectrale et ajustement des spectres

De larges bibliothèques spectrales ont été produites avec le modèle de transfert radiatif. Ces bibliothèques échantillonnent les paramètres physiques du modèle sur une gamme réaliste de valeurs. Ces gammes de valeurs sont déterminées à partir des mesures microscopiques des grains, de la masse volumique du pain de glace de CO₂ et de la quantité de glace d'eau injectée dans la glace de CO₂. Une porosité de 50 % sera utilisée lors des simulations et pour les 2 glaces. Cette porosité est bien calibrée au moins pour la glace de CO₂ : le volume de 312 cm³ de glace de CO₂ pèse 239 g. Pour une densité de 1562 kg.m⁻³, on obtient une porosité de 49 % pour la glace de CO₂. On supposera que la glace d'eau a également la même porosité.

Parce que le modèle de transfert radiatif utilisé fait l'hypothèse de l'optique géométrique, les particules inférieures à la longueur d'onde minimale sont interdites (en pratique, plusieurs fois la longueur d'onde, ce qui équivaut à environ 10 μ pour notre gamme de longueur d'onde). Cependant, une petite quantité de très petits grains d'eau (1 μm) a été introduite pour ajuster nos spectres dans la gamme 2.8 - 3.5 μm, une gamme de longueur d'onde où l'eau absorbe fortement. Comme je le montrerai, seulement de très petits grains

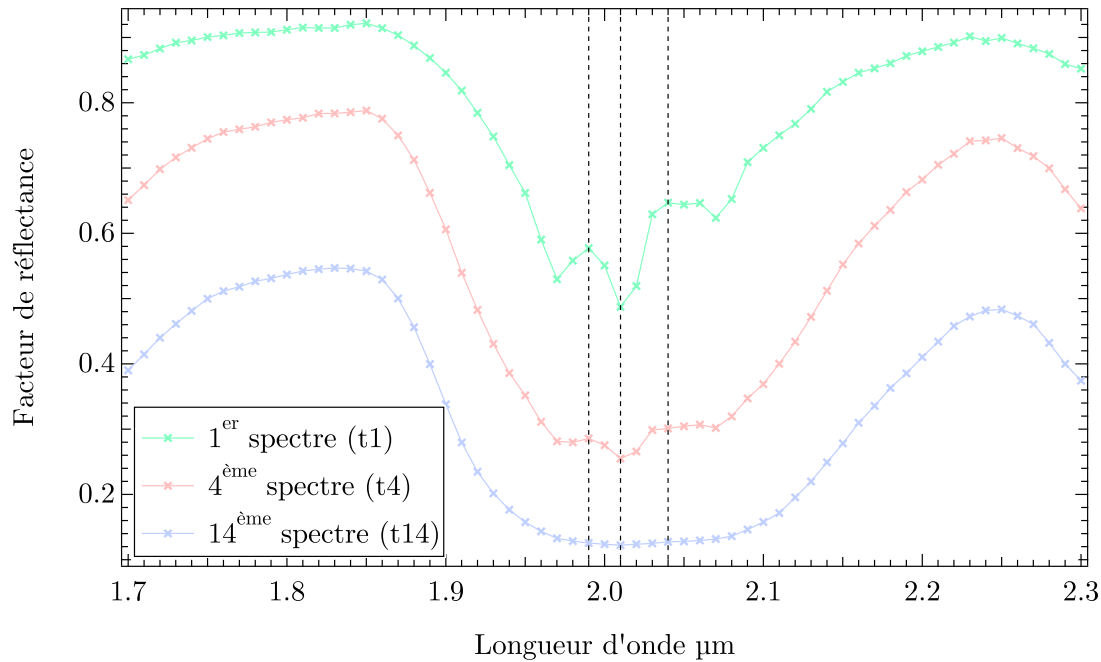


FIGURE 4.2 – Evolution de la bande du CO_2 à $2.01 \mu\text{m}$ au cours de la séquence de sublimation. Les différents spectres ont été choisis en tout début d'expérience (t1), lors d'une étape intermédiaire (t4) et lorsque la bande disparaît (t14). Les lignes en pointillés indiquent les longueurs d'onde utilisées pour le calcul du critère.

vont pouvoir reproduire certaines formes dans le spectre. Le spectre du meilleur ajustement est choisi parmi ceux de la librairie spectrale synthétique à l'aide de la méthode d'ajustement par les moindres carrés, décrite au chapitre 2. J'ai affecté des poids (ω_λ) qui prennent en compte l'incertitude dans certaines gammes des constantes optiques. Comme je me concentre ici sur la proportion entre CO_2 et H_2O , avec une possible stratification des deux glaces, des poids spécifiques ont également été définis dans des gammes spectrales spéciales pour être le plus sensibles à ces paramètres. Un poids de zéro a été appliqué dans les gammes $1.0 - 1.4 \mu\text{m}$ et $2.7 - 4.0 \mu\text{m}$. En effet, il m'a été impossible de reproduire l'intensité dans le continuum dans la gamme $1.0 - 1.4 \mu\text{m}$ dans aucunes des simulations : celles-ci montrant systématiquement un facteur de réflectance plus grand que le spectre expérimental. De plus, la très forte absorption de l'eau dans la gamme $2.7 - 4.0 \mu\text{m}$ rend la forme de la bande extrêmement sensible à la présence, même faible, de glace d'eau en contamination dans l'échantillon (surface ou volume) et rend très difficile l'appréciation de sa forme. Je montrerai qu'une telle contamination de l'échantillon est en effet présente. Un poids de trois a été appliqué aux zones spectrales $1.4 - 1.6 \mu\text{m}$ et $1.9 - 2.1 \mu\text{m}$ où les bandes de glace d'eau et de CO_2 sont les mieux définies et les moins sujettes à la contamination exposée plus haut, et ainsi, les bandes les plus importantes à ajuster. Enfin, un poids de un a été appliqué au continuum entre 1.6 et $1.9 \mu\text{m}$.

4.2 Résultats

4.2.1 Spectres en réflectance - Évolution globale

La Fig. 4.3 présente la série de spectres en réflectance acquis aux différentes étapes de sublimation de l'échantillon. Les positions des bandes majeures de CO₂ et d'H₂O dans cette série de spectres sont indiquées sur la Fig. 4.4. Elle n'est pas exhaustive et indique seulement les bandes bien visibles dans les spectres. L'évolution globale de l'échantillon montre deux phénomènes synchrones :

- La signature spectrale de la glace de CO₂ (à 1.43 μm , 2 μm , 2.7 μm et la forme du spectre dans la gamme 2.8 - 4 μm) décroît de façon constante au fur et à mesure de la sublimation de l'échantillon. La bande à 1.43 μm généralement utilisée sur Mars comme marqueur de la glace de CO₂ (Langevin *et al.*, 2007) est seulement présente sur les quatre premiers spectres de la série. De plus, cette bande est relativement faible comparée à celle observée par OMEGA dans les dépôts saisonniers au début du printemps. Cette différence est expliquée par les textures non-identiques de notre échantillon granulaire et la texture polycristalline de la glace martienne. Les bandes de la glace de CO₂ autour de 2 μm en revanche sont bien présentes en début de sublimation et ne disparaissent qu'au 14^e spectre. J'ai donc considéré que la glace de CO₂ est complètement masquée spectralement par la glace d'eau après la 13^e séquence de sublimation car l'échantillon est encore riche en CO₂ (3 cm d'épaisseur) ce qui indique que la glace d'eau recouvre totalement la surface à ce moment.
- La signature de la glace d'eau devient de plus en plus prononcée au fur et à mesure des séquences de sublimation. Cette évolution est particulièrement visible au niveau de la bande à 1.5 μm utilisée sur Mars pour caractériser sa présence, ainsi que pour les bandes à 2 μm et dans la gamme spectrale 2.7 - 3.5 μm . L'état initial de l'échantillon apparaît comme enrichi en eau par rapport aux dépôts saisonniers martiens typiques, et ceci en raison du fort pourcentage d'eau introduit volontairement dans l'échantillon en début d'expérience.

En terme d'albedo, il est constant entre le premier spectre et le spectre 15. Cela signifie que, après ce point, l'échantillon n'est plus optiquement épais dans les gammes spectrales du continuum et que la poussière volcanique déposée en fond de cellule commence à être aperçue et contribue de façon croissante à la réflectance de l'échantillon. Il faut noter qu'au niveau du spectre 14, lorsque l'échantillon est encore optiquement épais, la glace de CO₂ n'est déjà plus visible et est complètement masquée spectralement par la glace d'eau.

4.2.2 Évolution morphologique

L'évolution morphologique de l'échantillon est présentée Fig. 4.5. La figure présente l'aspect visuel de l'échantillon pour 5 différentes étapes de la sublimation. La première image (A) représente l'état initial de l'échantillon, c'est à dire le mélange homogène entre les glaces de CO₂ et de H₂O. La surface est à ce stade lisse et uniforme.

Quelques séquences de sublimation plus tard (30 minutes au total), la surface a commencé à évoluer (B). De petits trous à la surface de l'échantillon peuvent être observés (entre

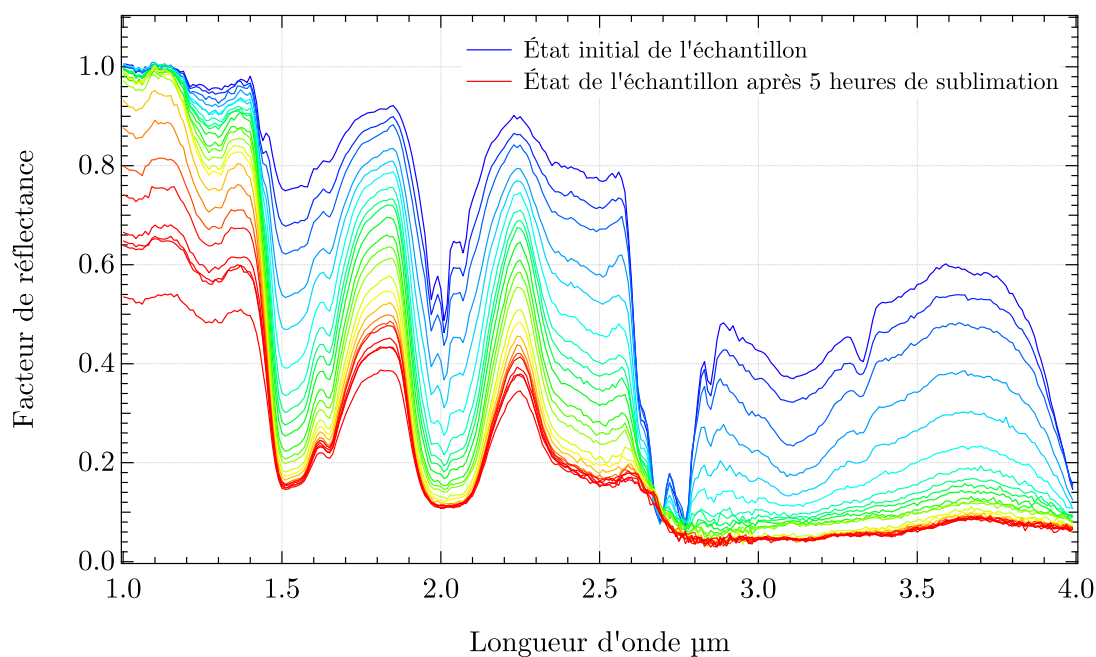


FIGURE 4.3 – Évolution spectrale de l'échantillon pendant la séquence de sublimation complète.

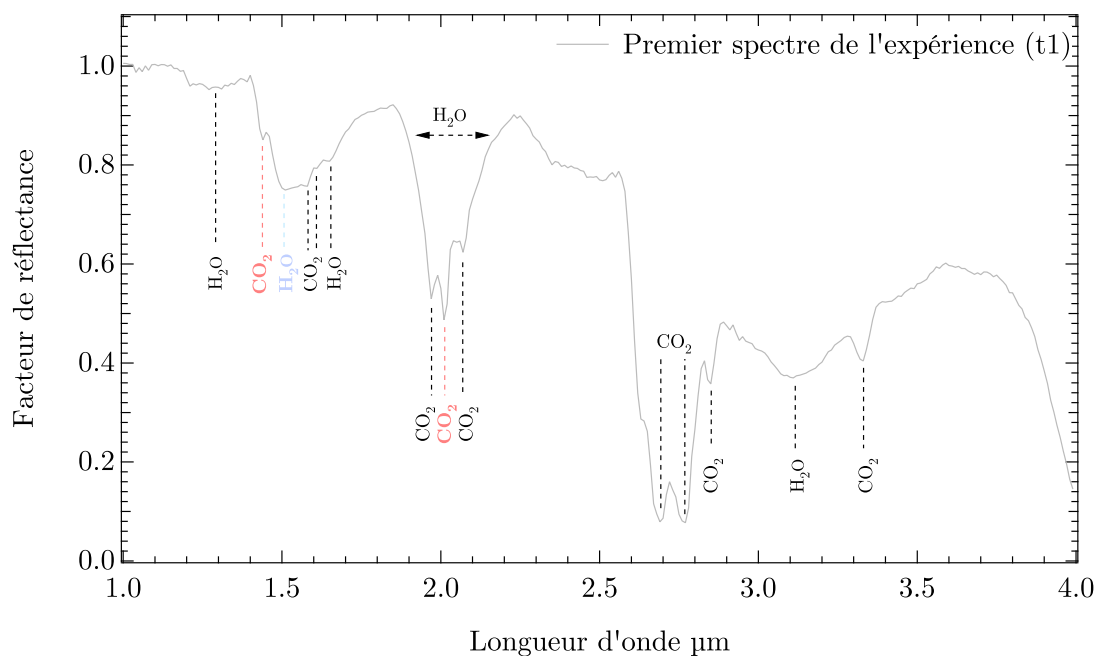


FIGURE 4.4 – Principales bandes d'absorption de la glace de CO_2 et de H_2O des spectres expérimentaux. Les lignes pointillées noires correspondent aux bandes d'absorption des glace d' H_2O et de CO_2 visibles sur les spectres et les lignes rouges en pointillés indiquent les bandes utilisées pour le calcul des critères de bande.

1 et 2 mm). Ces trous peuvent être interprétés comme étant le résultat de la sublimation différentielle entre la glace d'eau et la glace de CO₂.

L'évolution de l'échantillon continue sur l'image C), où l'on peut voir des trous plus importants. Des structures en forme de crêtes se sont mis en place à la surface. Ces crêtes se développent jusqu'à atteindre un certain point où leur structure n'est plus assez solide pour les supporter elles-mêmes et où elles s'écroulent D). A ce moment, la glace d'eau commence à former une couche uniforme à la surface du CO₂. L'image d a été acquise après 5 séquences de sublimation (50 min de sublimation au total).

Après 8 séquences de sublimation supplémentaires, la surface n'a cette fois-ci pas vraiment changé d'aspect en terme de texture E) comparé au stade D). L'échantillon est toujours optiquement à ce stade. La forme convexe adoptée par l'échantillon est définitive et représente le bilan énergétique en surface. L'échantillon conservera cette forme convexe jusqu'à sa sublimation complète. Durant ce processus, l'évolution principale de l'échantillon concerne la réduction de la hauteur.

4.2.3 Évolution des critères de bande

La Fig. 4.6 montre l'évolution du facteur de réflectance à 1.08 μm , le critère de bande à 1.5 μm pour la glace d'eau et les critères de bande à 1.43 μm et 2.01 μm pour la glace de CO₂ dans le cadre des observations OMEGA (réalisées sur Gemina Lingula) et pour les spectres expérimentaux.

Des similitudes existent entre les données expérimentales et martiennes. En ce qui concerne l'évolution de la profondeur de bande de la glace d'eau, les valeurs expérimentales augmentent durant toute la durée de l'expérience, de façon similaire à ce qui est observé avec les données OMEGA. L'évolution des données expérimentales est toutefois plus lisse et régulière que sur Mars. Appéré (2012) a attribué les décroissances locales de la profondeur de bande de l'eau à un possible nettoyage du slab de sa couche d'eau. La couche d'eau serait en effet soufflée par les vents katabatiques. Ce nettoyage est rendu possible par l'absence de cohésion entre la couche d'eau et la glace polycristalline sous-jacente.

L'évolution de la profondeur de bande du CO₂ observée avec OMEGA est très bien reproduite par l'expérience, même si dans les deux cas la définition des critères de bande est différente. La profondeur de bande initiale à 2.01 μm dans l'expérience est trois fois moins importante que la bande à 1.43 μm observée sur Mars, et ce, même si le coefficient d'absorption à 2.01 μm est beaucoup plus important qu'à 1.43 μm (voir Fig. 2.14 du chapitre 2). Cette différence peut être expliquée par la taille des grains de glace de CO₂ de l'expérience, bien plus fine (environ 150 μm) que sur Mars où la glace a une texture polycristalline.

D'un autre côté, l'évolution de l'albedo des dépôts saisonniers n'est pas reproduite, en particulier l'augmentation de celui-ci au début du printemps. L'albedo de l'échantillon a une valeur proche de 1 jusqu'à la 15^e séquence de sublimation où il commence à décroître. Cela est majoritairement dû au fait que pendant la première partie de l'expérience l'échantillon était assez grand pour être optiquement épais, grâce à la faible taille des grains de CO₂ et de H₂O. Après 3h de sublimation (15^e étape de sublimation), l'échantillon commence à être optiquement fin dans les gammes spectrales des continuum, d'où est extraite la valeur de l'albedo (1.08 μm).

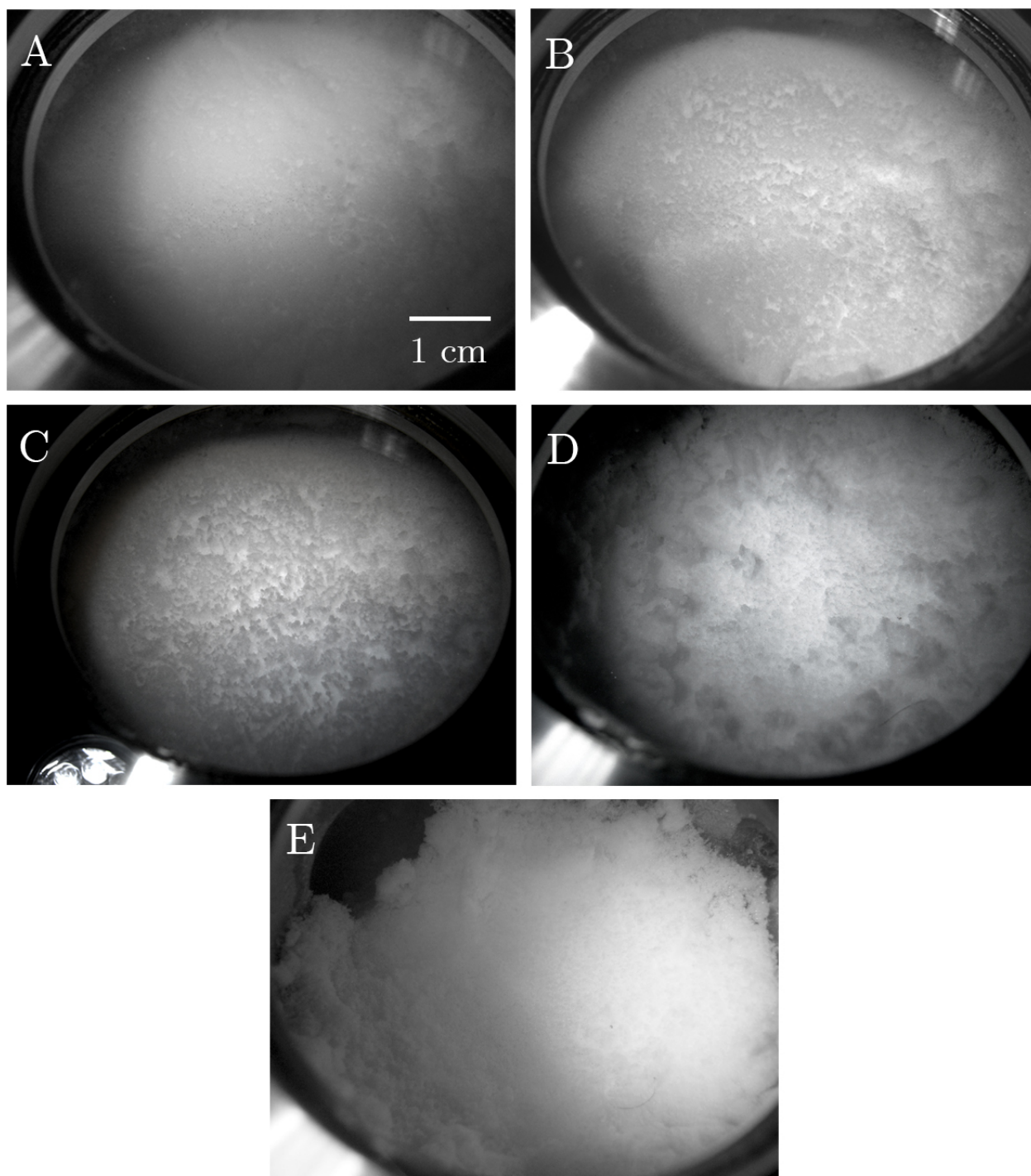


FIGURE 4.5 – Évolution morphologique de l'échantillon. (A) Etat initial de l'échantillon (t_1), (B) après 3 séquences de sublimation (t_4), (C) après 4 séquences de sublimation (t_5), (D) après 5 séquences de sublimation (t_6) et (E) après 13 séquences de sublimation (t_{14}).

4.2.4 Mesures quantitatives et modélisation

Afin d'obtenir des mesures quantitatives des propriétés physiques de notre échantillon, des simulations ont été réalisées avec SPECTRIMAG. Des bibliothèques de spectres synthé-

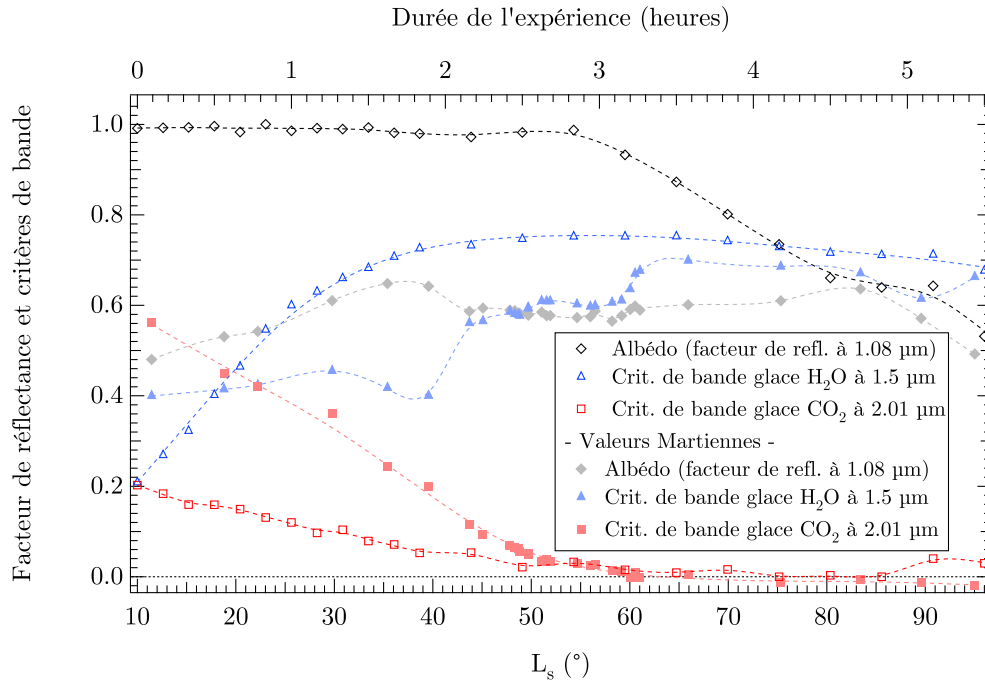


FIGURE 4.6 – Comparaison des profondeurs de bande de la glace de CO₂, de H₂O et de l'albedo entre les données OMEGA (Gemina Lingula) et les données expérimentales. Les données orbitales (symboles pleins) ont la même légende que sur la Fig. 1.30 du chapitre 1. Les symboles creux représentent les valeurs de l'expérience.

tiques ont été créés et les spectres expérimentaux inversés grâce à la méthode des moindres carrés afin d'obtenir les paramètres physiques à différents moments de l'expérience. L'analyse des spectres en réflectance t1, t7 et t14 est présentée en détails : t1 représente le mélange homogène original, t14 le premier spectre où la signature de CO₂ n'est plus visible et t7 un spectre représentant un état intermédiaire entre les 2 précédents. L'inversion des spectres en réflectance va permettre d'obtenir les propriétés physiques telles que la taille des grains de glace d'eau ou l'épaisseur de la couche d'eau se formant à la surface du CO₂ en fonction du temps. C'est la seule méthode permettant d'obtenir des valeurs sur ces paramètres physiques durant l'expérience car l'accès à l'échantillon est impossible durant celle-ci.

4.2.4.1 Échantillon initial (t1)

L'échantillon ayant été formé de façon homogène à partir des glaces de CO₂ et de H₂O, j'ai débuté les modélisations sur Spectrimag avec une représentation de surface équivalente où les glaces de CO₂ et d'eau sont en mélange intime. Les premières simulations n'étaient pas satisfaisantes, particulièrement dans la gamme spectrale 2.8 - 4.0 μm , Fig 4.7. Le spectre t1 est représenté en noir, et la simulation en ligne pointillée bleue. On peut voir une très forte absorption localisée vers 3.15 μm . Cette absorption correspond à une bande de l'eau, la plus forte qui soit présente dans notre gamme de longueurs d'onde. Cette absorption dénote une contamination en surface de notre échantillon. En effet, et malgré toutes les précautions prises lors de la formation de celui-ci, l'échantillon est toujours l'objet d'une condensation superficielle de vapeur d'eau présente dans l'atmosphère sur la glace de CO₂,

beaucoup plus froide, durant l'étape de mixage et de mise en place dans la cellule. Ainsi, une petite couche de grains d'eau très fine se trouve sûrement à la surface de notre échantillon. Cette couche de petits grains d'eau ($1 \mu\text{m}$) a été ajoutée à la représentation de surface du modèle pour la suite des simulations.

Un spectre synthétique de meilleure qualité a alors été obtenu, Fig. 4.7, ligne rouge. L'addition de la fine couche d'eau permet d'ajuster la région $2.8 - 4 \mu\text{m}$ de façon beaucoup plus satisfaisante avec l'apparition d'une bande d'absorption autour de $3.15 \mu\text{m}$. Cependant, cette bande d'absorption reste toutefois trop faible par rapport au spectre expérimental. Une faible contamination en surface par de la glace d'eau a un fort impact dans cette gamme de longueurs d'onde car cette bande sature pour des tailles de grains de quelques microns (Grundy & Schmitt, 1998). Des simulations supplémentaires indiquaient que ces grains pourraient avoir une taille inférieure à celle du micron, mais Spectrimag étant basé sur les lois de l'optique géométrique, il n'est plus valide pour des tailles aussi faibles et les simulations n'ont pas été incluses ici.

De façon générale, le spectre modélisé reproduit très bien le spectre t1 dans la gamme de longueurs d'onde $1.4 - 2.8 \mu\text{m}$, que ce soit au niveau des bandes d'absorption ou du continuum. Plus spécifiquement, la bande à $1.43 \mu\text{m}$ de la glace de CO_2 est très bien ajustée, de la même façon que la bande à $1.5 \mu\text{m}$ de la glace d'eau. La région spectrale autour de $2 \mu\text{m}$ est également ajustée de manière très satisfaisante. Cela implique que les tailles des grains de CO_2 et H_2O , ainsi que les proportions entre les 2 constituants dans le mélange sont bien contraintes.

Les paramètres physiques explorés par nos simulations sont la taille des grains de CO_2 et H_2O ainsi que leur proportions relatives au sein du mélange. La Fig. 4.8 représente la variation du paramètre χ^2 en fonction du diamètre des grains d'eau en fonction de la proportion massique d'eau dans le mélange (a) et le diamètre des grains de CO_2 en fonction de la proportion massique d'eau dans le mélange (b). Le meilleur fit (en rouge, Fig. 4.7) est obtenu pour une taille de grain de $180 \mu\text{m}$ pour le CO_2 ($\pm 3 \mu\text{m}$) mélangés à 1.51% en masse ($\pm 0.005 \%$) de grains d'eau avec un diamètre de $185 \mu\text{m}$ ($\pm 6 \mu\text{m}$). Ces premières valeurs peuvent être comparées à la réalité : lors de la création de l'échantillon, c'est 1.5% en masse de glace d'eau qui a été introduit dans le CO_2 . La proportion obtenue par inversion est ainsi très proche de la quantité réelle introduite avec une erreur relative de 0.6% sur la quantité en eau. D'un autre côté, les grains de glace d'eau sont modélisés comme ayant une taille de $185 \mu\text{m}$. Cette valeur est bien inférieure à la taille de grain théoriquement produite par le tamisage et la taille réelle mesurée au microscope ($320 \mu\text{m}$). Si l'on considère la valeur de $320 \mu\text{m}$ comme étant la valeur de référence, cela veut dire que l'erreur sur la mesure de la taille des grains d'eau est de 42% . Pour le CO_2 , l'erreur sur la taille des grains est plus faible : $180 \mu\text{m}$ avec les simulations comparé à $150 \mu\text{m}$ par mesure (16% d'erreur). Les plans de variation du χ^2 montrent également que la taille des grains d'eau est le paramètre le moins bien contraint par le modèle, alors que la taille des grains de CO_2 et les proportions massiques $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ sont bien contraints.

La différence de taille entre mesure du diamètre des grains d'eau et le diamètre obtenu par transfert radiatif est lié au problème de la norme de mesure pour la taille des grains. Ce problème entre diamètre optique mesuré et calculé est connu et est toujours d'actualité dans la communauté de l'étude de la neige terrestre. Leppänen *et al.* (2015) ont montré une différence d'un facteur 2 entre les diamètres optiques mesurés au sein d'une couche de neige (camp de terrain en Finlande) et les diamètres optiques simulés par le modèle

SnowPack[®]. Le facteur 1.7 entre nos mesures se situe donc dans la gamme observée dans la nature.

Un décalage observé entre le meilleur modèle et le spectre expérimental peut être observé dans la gamme spectrale 1 - 1.4 μm . Dans cette gamme, les glaces de CO_2 et de H_2O n'absorbent pas (Fig. 2.14, chapitre 2). Plusieurs effets peuvent expliquer cette différence. Tout d'abord, l'inclusion dans le mélange des glaces de CO_2 et de H_2O , même en très petite quantité (au niveau du ppm), d'un matériau absorbant, comme de la poussière ou de la suie peut baisser la réflectance globale de l'échantillon. Cette contamination peut provenir d'un nombre important de sources (appareil SnowPack[®] ou tamis pas parfaitement nettoyés). Une autre possibilité serait une erreur dans l'estimation des constantes optiques. Les propriétés quasi non-absorbantes du CO_2 dans cette gamme de longueur d'onde (exception faite de quelques bandes faibles et étroites) rendent l'estimation des constantes optiques très difficile et incertaine. Hansen (2005) a estimé une valeur maximum pour le coefficient d'absorption k du continuum 70 fois supérieure à sa valeur nominale ! Appliqué aux constantes optiques, ce facteur permet d'abaisser le continuum pour le rapprocher sensiblement des valeurs observées. L'incertitude est plus faible pour les constantes optiques de l'eau dans cette gamme, avec une incertitude seulement égale à 2 entre 1 et 1.2 μm), et avec une estimation bien meilleure au dessus (Grundy & Schmitt, 1998), ce qui ne pourrait que partiellement compenser cette différence.

Les proportions calculées pour l'état initial de l'échantillon seront utilisées par la suite dans toutes les modélisations comme étant celles de l'échantillon de base.

4.2.4.2 Echantillon après 1h d'illumination (t7)

Le spectre à t7 (1h d'illumination - 6 x 10 min) est présenté Fig. 4.9 (noir) ainsi que le spectre permettant le meilleur ajustement (rouge). Comparé au spectre t1, les structures spectrales assimilables à la présence de glace d'eau sont devenues plus évidentes. Presque toutes les bandes de CO_2 ont disparues : la bande à 1.43 μm n'est presque plus visible, les bandes à 2.67 - 2.78 μm sont très faibles et la forme générale du spectre après 2.8 μm ne présente plus la signature du CO_2 . Cependant, les bandes du CO_2 dans la région à 2 μm sont toujours discernables et sont superposées sur la bande de l'eau plus large.

À ce stade, les mesures en réflectance indiquent que la couche d'eau a commencé à se former au dessus de la glace de CO_2 . Ce changement d'état de surface est pris en compte dans les simulations qui autorisent maintenant la présence de gros grains d'eau dans la couche supérieure. La proportion de surface couverte par cette couche, ainsi que la taille de grain des gros grains d'eau est autorisée à varier. La couche d'eau se développe sur un mélange granulaire dont les caractéristiques physiques ont été décrites lors de l'analyse de l'échantillon t1.

Le spectre permettant le meilleur ajustement est obtenu en considérant une surface ségréguée en 2 parties : 2 % de cette surface est représenté par l'échantillon initial (qui comprend aussi la fine couche d'eau le recouvrant) et 98 % (+2/-5 %) par l'échantillon initial recouvert par une couche d'eau. Cette couche d'eau a une épaisseur de 187 μm ($\pm 5 \mu\text{m}$) et est composée de grains d'eau de 240 2.8 μm (+49/-53 μm). Là encore, la taille des grains d'eau obtenue est plus faible que la taille mesurée. Cependant, elle est sensiblement plus élevée que pour l'échantillon t1. Un faible pourcentage de petits grains d'eau est toujours présent dans cette couche (1.28 % en masse, +0.3/-0.4 % - 1 μm de

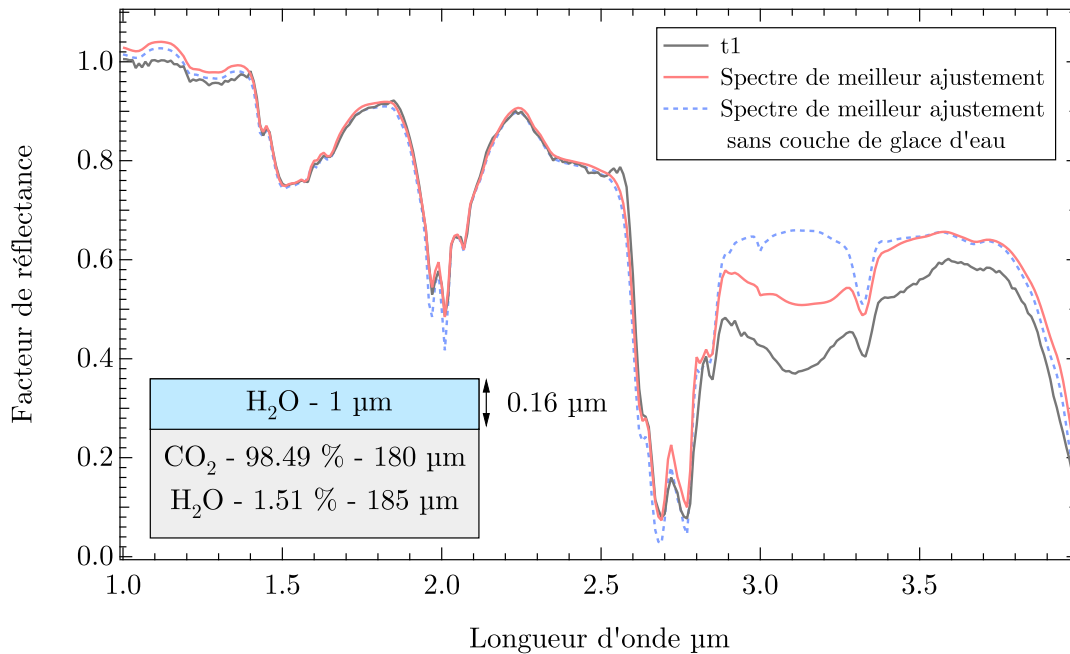


FIGURE 4.7 – Facteur de réflectance de l'échantillon dans son état initial (t1, en noir) ainsi que le spectre synthétique fournissant le meilleur ajustement au sens des moindres carrés (rouge). Le schéma en bas à gauche décrit la représentation de surface adoptée pour l'échantillon : une couche d'eau très fine ($0.16 \mu\text{m}$) composée de petits grains d'eau ($1 \mu\text{m}$) recouvre le mélange granulaire homogène entre grains d'eau et grains de CO_2 . Le meilleur ajustement sans la couche d'eau sur l'échantillon est également représentée (line bleue pointillé).

diamètre). Le fait d'avoir une épaisseur de couche d'eau plus faible que la taille des grains indique que la couche d'eau est encore très fine à ce point (on a une couche d'eau d'environ 1 taille de grain).

Le spectre de meilleur ajustement reproduit parfaitement la forme du spectre expérimental entre $1.4 \mu\text{m}$ et $2.6 \mu\text{m}$. La région spectrale en dessous de $1.4 \mu\text{m}$ n'est pas encore bien reproduite, mais la différence de réflectance entre le fit et le spectre expérimental n'a pas évolué et est constante. Au dessus de $2.6 \mu\text{m}$, la différence entre les 2 spectres s'est par contre réduite. C'est la conséquence d'une accumulation en surface de gros grains d'eau qui limite la contribution spectrale des petits grains (seulement 1.28 % en masse de la couche) et donne au spectre cette forme aplatie. En effet, les gros grains d'eau tendent à absorber complètement la lumière dans cette gamme et à saturer la bande.

La Fig. 4.10 représente la variation du paramètre χ^2 en fonction de 4 paramètres : l'épaisseur de la couche d'eau, le pourcentage surfacique de cette couche d'eau, la taille des grains la constituant et la proportion entre petits grains d'eau et gros grains en % masse. L'épaisseur de la couche d'eau est le paramètre le mieux défini. Le pourcentage de couverture l'est un peu moins et la taille des grains d'eau reste le paramètre le moins bien contraint avec un domaine de $\sigma+1$ couvrant presque $100 \mu\text{m}$. Cette incertitude sur la taille des grains d'eau est sûrement liée à la difficulté de concilier mesures expérimentales et simulations pour ce paramètre physique.

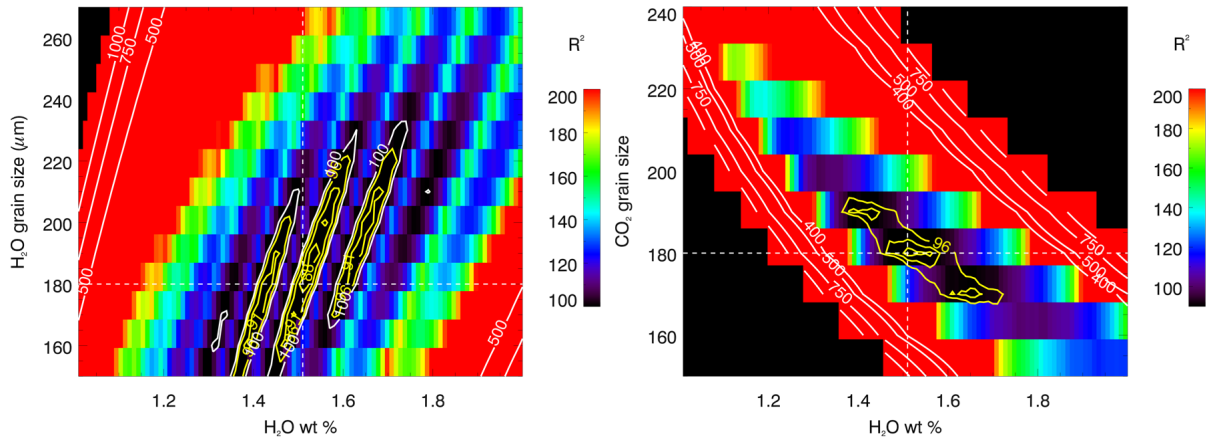


FIGURE 4.8 – Plan de distance minimal entre le spectre t1 et la librairie de spectres synthétiques pour les paramètres suivants : a) taille des grains d'eau en fonction du pourcentage en masse de la glace d'eau dans l'échantillon, b) taille des grains de CO₂ en fonction du pourcentage en masse de la glace d'eau dans l'échantillon. Les lignes blanches en pointillés indiquent la position des paramètres du spectre fournissant le meilleur ajustement.

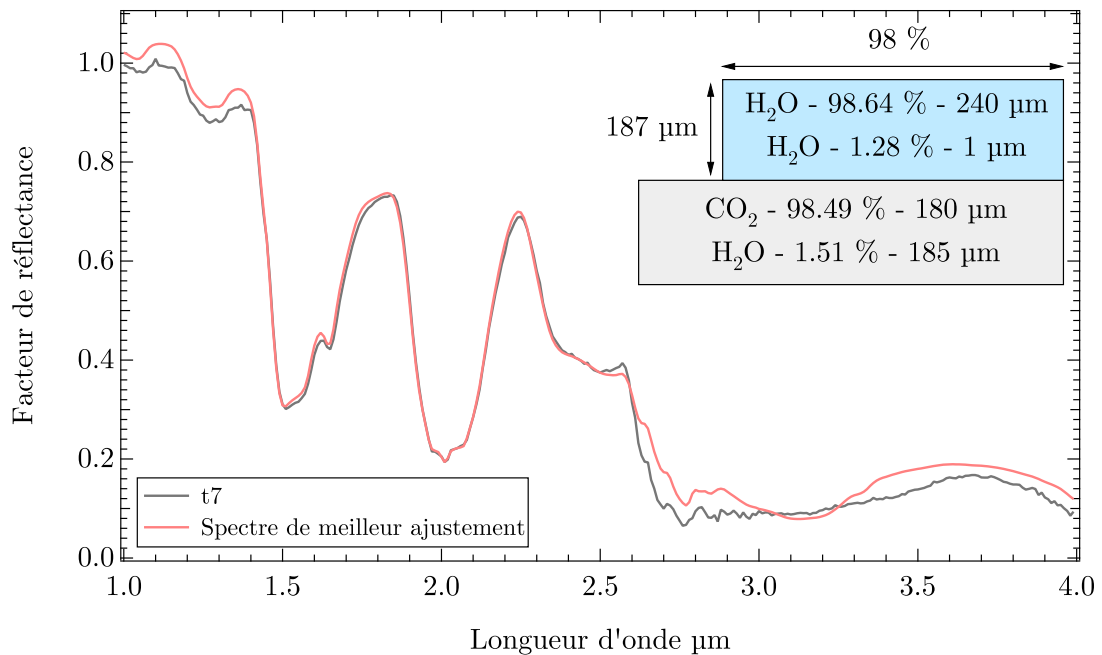


FIGURE 4.9 – Facteur de réflectance de l'échantillon à t7 (après 6 séquences de sublimation, en noir) et spectre fournissant le meilleur ajustement au sens des moindres carrés. Le schéma en haut à droite décrit la représentation de surface adoptée pour l'échantillon : 2 % de la surface est l'échantillon t1 et 98 % de la surface est l'échantillon t1 recouvert par une couche d'eau de 187 µm majoritairement composée de gros grains d'eau de 240 µm accompagnés par une faible proportion de petits grains (1.28 %, 1 µm).

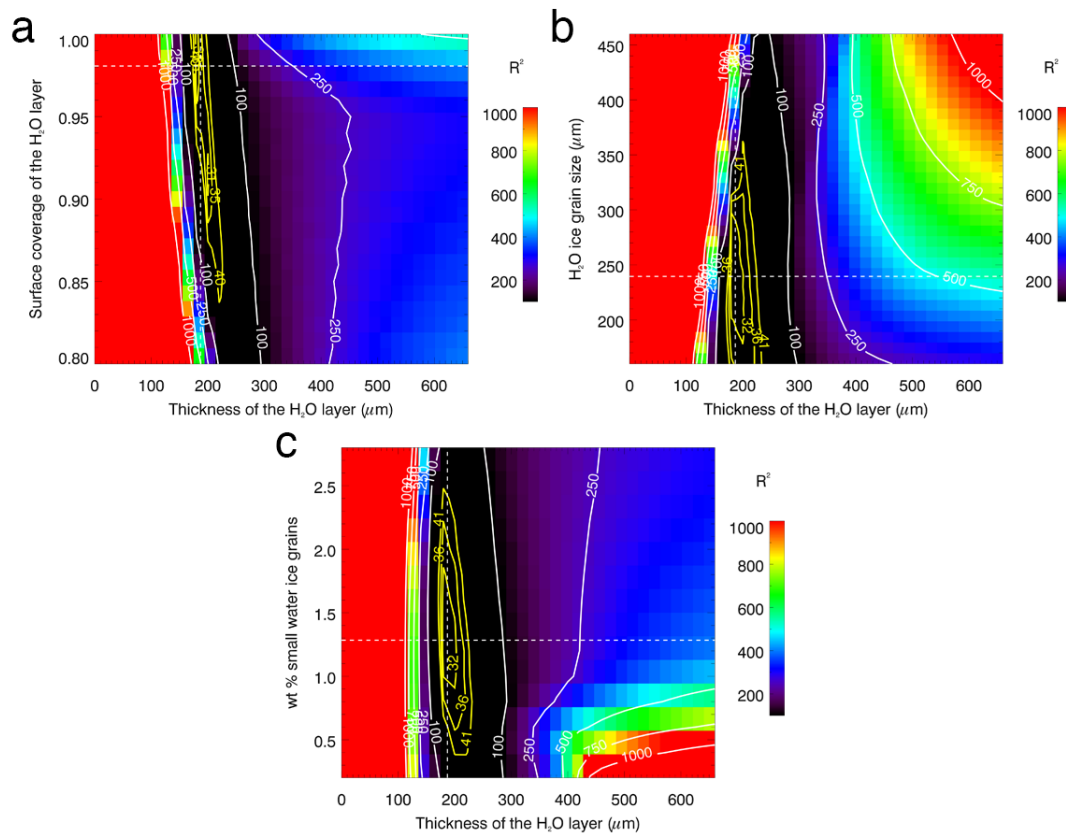


FIGURE 4.10 – Plans de distance minimale entre le spectre t_7 et la librairie de spectres synthétiques pour les paramètres suivants : a) épaisseur de la couche d'eau en fonction de la fraction de surface de la couche d'eau, b) épaisseur de la couche d'eau en fonction de la taille des grains d'eau, c) épaisseur de la couche d'eau en fonction du pourcentage en masse des petits grains d'eau dans la couche. Les lignes blanches en pointillés indiquent la position des paramètres du spectre fournissant le meilleur ajustement.

4.2.4.3 Echantillon après 2h30 d'illumination (t14)

Le 14^e spectre (après 2h30 d'illumination) est présenté sur la Fig. 4.11 (noir) ainsi que le spectre synthétique permettant le meilleur ajustement au sens des moindres carrés (rouge). C'est le premier spectre où la signature du CO_2 n'est plus visible. La région à $2 \mu\text{m}$ qui présentait auparavant les derniers restes de la signature spectrale du CO_2 est maintenant complètement plate, avec une bande de l'eau encore plus profonde.

Lors des modélisations, le pourcentage de couverture de la couche d'eau supérieure a été laissée comme paramètre libre pour voir si la glace de CO_2 pourrait disparaître spectralement même si elle couvre une faible fraction de la surface. Toutefois, la ségrégation spatiale entre 2 pôles spectraux étant gérée linéairement avec Spectrimag, il est très improbable que le spectre de meilleur ajustement représente une ségrégation spatiale entre une zone de CO_2 recouverte d'eau et une zone de CO_2 sans couche d'eau, car le spectre synthétique exhiberait alors de légères traces de glace de CO_2 . Le meilleur ajustement est obtenu avec une couche d'eau occupant donc 100 % de la surface au dessus d'un mélange granulaire $\text{CO}_2+\text{H}_2\text{O}$ équivalent à t_1 . Cette couche est composée essentiellement de grains d'eau de taille $335 \mu\text{m}$ ($+31/-78 \mu\text{m}$) avec une épaisseur d'environ $451 \mu\text{m}$ ($+29/-11 \mu\text{m}$).

Une contamination en petits grains d'eau de cette couche est nécessaire : 0.6 % en masse (+0.1/-0.13 %). Le spectre synthétique ajuste le spectre expérimental correctement entre 1.4 et 2.35 μm . Entre 1 et 1.4 μm , la différence de réflectance absolue entre les 2 spectres demeure, de même que pour la gamme spectrale 2.6 - 4 μm , même si cette différence s'est réduite par rapport au spectre t7. Dans le cas du spectre t14, la bande de l'eau entre 2.35 et 2.6 μm n'est pas reproduite correctement.

Comparé au spectre t7, la taille des grains d'eau composant la couche supérieure est nettement plus grande : 335 μm au lieu de 240 μm . Cette taille de grain correspond maintenant aux mesures effectuées au microscope. La variation de la taille de grain entre t7 et t14 pourrait être due au fait que, lorsque les grains s'accumulent à la surface, leur taille est mieux estimée de par l'interaction plus forte de la lumière avec la couche d'eau en surface, plus épaisse. La couche d'eau recouvrant 100 % de la surface de l'échantillon, il y a également moins de paramètres libres dans le modèle. Dans le cas de t7, une couche optiquement fine d'eau recouvrait la glace de CO_2 sur une partie de la surface (98 %) et l'épaisseur de cette couche était seulement de l'ordre de la taille des grains eux-mêmes. Dans le cas t14, la couche d'eau, avec ces 450 μm , représente approximativement 2 tailles de grain si l'erreur associée au calcul du diamètre optique est considérée. Cette couche semble optiquement épaisse sur la totalité de la gamme entre 1.4 et 4 μm . La couche sous-jacente ne contribue donc pas au signal mesuré pour cette gamme de longueur d'onde. Une contribution est possible pour le continuum près de 1 μm . De plus la couverture spatiale de la couche d'eau est maintenant de 100 %, au lieu de 98 %. Cela contribue à la meilleure estimation des grains d'eau. Il est également possible que, découplés thermiquement de la couche de CO_2 , les grains d'eau puissent évoluer par métamorphisme dû au chauffage exercé par le flux radiatif arrivant sur l'échantillon. Enfin, la quantité de petits grains d'eau composant la couche a diminué d'un facteur 2 du fait de leur dilution par les gros grains d'eau (de 1.4 à 0.7 % en masse).

La Fig. 4.12 représente la variation du paramètre chi 2 pour les corrélations suivantes : a) épaisseur de la couche en fonction de la couverture spatiale, b) épaisseur de la couche en fonction de la taille des gros grains d'eau et c) épaisseur de la couche en fonction de la proportion de petits grains. De même que pour t7, l'épaisseur de la couche d'eau est le paramètre le mieux contraint. La taille des grains d'eau possède là encore une grande incertitude (100 μm). La proportion de petits grains est mieux contrainte cette fois-ci. La surface de l'échantillon étant irrégulière (voir Fig. 4.5), il est possible que le modèle la surestime étant plus sensible aux couches fines qu'aux couches épaisses.

On peut comparer l'épaisseur de la couche calculée avec le modèle avec une couche théorique basée sur la proportion des grains d'eau dans le mélange initial. A t14, la quantité de CO_2 sublimée est d'environ 3 cm. Avec une proportion massique de 1.5 % en masse des grains d'eau, et en considérant un mélange homogène entre le CO_2 et l'eau, on obtient une couche de 225 μm d'épaisseur (et en considérant une porosité de 50 %). Il y a un facteur 2 entre la couche d'eau théorique et l'épaisseur réellement accumulée lors de l'expérience. Cette différence provient du fait que les spectres en réflectance sont acquis au centre de l'échantillon (tâche de 2 cm de diamètre). À cet endroit, l'eau s'accumule très probablement en glissant des côtés, glissement facilité par la forme convexe de l'échantillon et par le fait que la couche d'eau n'est pas consolidée sur le CO_2 . Cette déstabilisation de la couche d'eau est facilitée par les vibrations du cryostat.

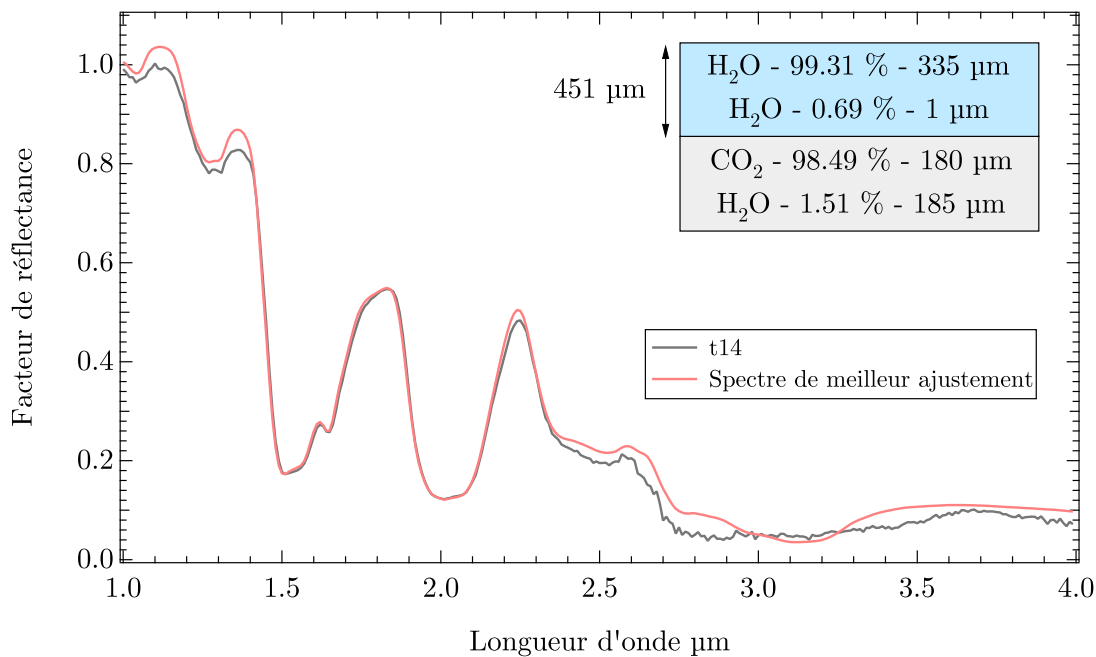


FIGURE 4.11 – Facteur de réflectance de l'échantillon à t14 (après 13 séquences de sublimation, en noir) et spectre fournissant le meilleur ajustement au sens des moindres carrés. Le schéma en haut à droite décrit la représentation de surface adoptée pour l'échantillon : l'échantillon t1 recouvert par une couche d'eau de $451 \mu\text{m}$ majoritairement composée de gros grains d'eau de $335 \mu\text{m}$ accompagnés par une faible proportion de petits grains (0.69 %, $1 \mu\text{m}$).

4.2.5 Synthèse globale

Le tableau 4.1 représente les paramètres de meilleur ajustement obtenus pour les spectres 1 à 14 pour l'épaisseur, la couverture surfacique, la taille des grains d'eau de la couche supérieure et la proportion des petits grains d'eau dans la couche supérieure. Chaque des paramètres est indiqué avec son erreur à $\pm 1\sigma$. La Fig. 4.14 représente l'évolution de la couche d'eau en terme d'épaisseur et de couverture spatiale au cours de l'expérience.

La construction de la couche d'eau est clairement visible à travers ces données. De t1 jusqu'à t14, son accroissement est presque toujours linéaire, à l'exception de la couverture spatiale qui varie fortement entre t1 et t3. En effet, pour les premiers spectres, la représentation spatiale est très dure à définir et varie énormément. Avant t4, la couverture spatiale de la couche d'eau varie très fortement : elle augmente brutalement entre t1 et t2, avant de redescendre pour t3. Après t3, la couverture de surface augmente à nouveau rapidement. Ces grosses variations de la surface de l'échantillon peuvent être reliées à l'aspect morphologique de celui-ci. Sur la Fig. 4.5, on peut observer un changement brutal de la surface de l'échantillon entre t1 (image a) et t6 (image d). Pendant cette période, la surface de l'échantillon est caractérisée par la sublimation différentielle entre les glaces de CO_2 et de H_2O . Cela conduit à une forte proportion de la surface où les grains de H_2O affluent. Ces grains sont organisés avec une structure particulière, où ils s'empilent et forment des crêtes à la surface relativement instables. De plus, la matrice de l'échantillon est partiellement couverte par la couche d'eau, et de faibles variations dans la structure de celle-ci affectent

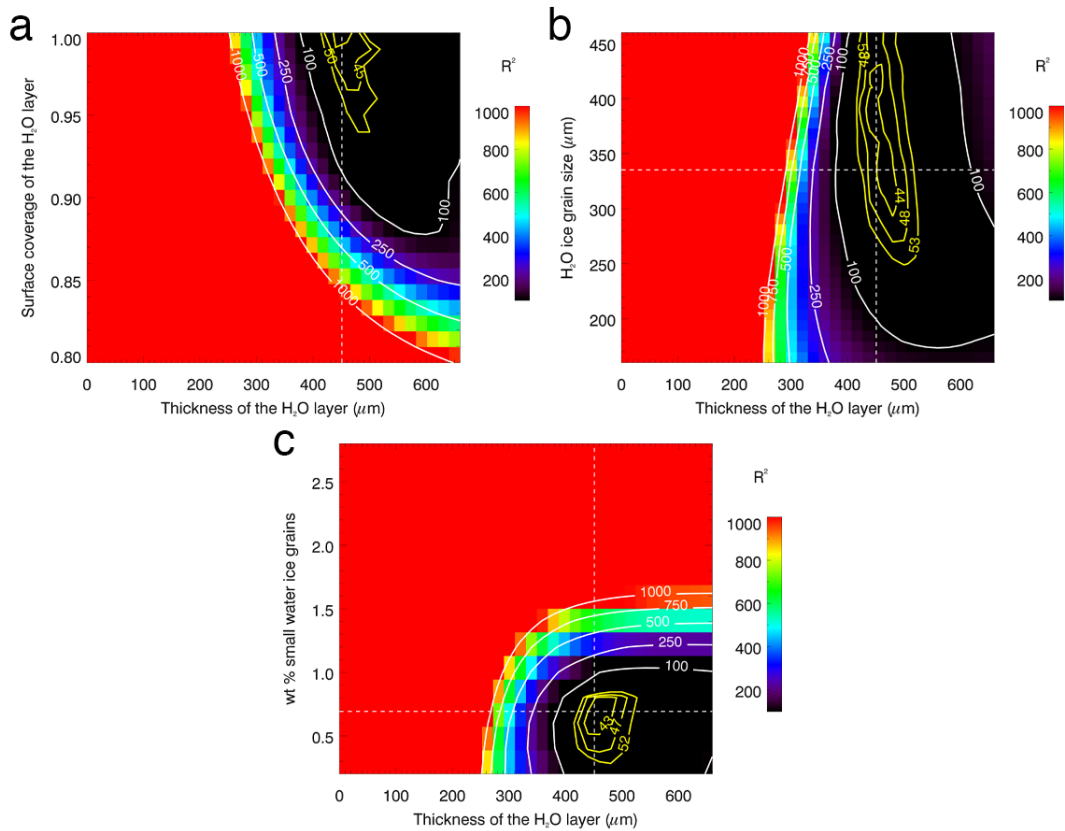


FIGURE 4.12 – Plans de distance minimale entre le spectre t14 et la librairie de spectres synthétiques pour les paramètres suivants : a) épaisseur de la couche d'eau en fonction de la fraction de surface de la couche d'eau, b) épaisseur de la couche d'eau en fonction de la taille des grains d'eau, c) épaisseur de la couche d'eau en fonction du pourcentage en masse des petits grains d'eau dans la couche. Les lignes blanches en pointillés indiquent la position des paramètres du spectre fournissant le meilleur ajustement.

fortement les spectres, et par conséquent la détermination des paramètres physiques. Sur l'image d (t6) la surface est bien plus évoluée, plus lisse. Les crêtes de H₂O se sont effondrées et forment une couche uniforme à la surface du mélange CO₂-H₂O. La surface de l'échantillon gardera cet aspect jusqu'à la fin de l'expérience, expliquant l'absence de changement brutal des paramètres physiques après t5.

La taille des grains d'eau s'accumulant à la surface de l'échantillon varie entre t1 et t7, pendant la construction de la couche. Une fois que celle-ci est suffisamment stable, la taille des grains d'eau augmente progressivement pour atteindre une valeur moyenne très proche de la valeur mesurée par microscope. La construction de la couche de glace d'eau par les gros grains amène à la dilution des petits, formés par condensation au début de l'expérience. Ce phénomène est visible dans la proportion de petits grains de la couche supérieure au cours de l'expérience : cette valeur diminue constamment au cours du temps, validant la dilution de leur signal spectroscopique par les plus gros grains.

Il faut noter ici que la sublimation de la glace de CO₂ n'a pas été uniforme tout au long de l'expérience. Au fur et à mesure, la vitesse de sublimation décroissait. Cela avait déjà été observé dans des expériences antérieures où l'évolution spectral de la bande à 2 μm stagnait après environ deux heures. Le temps d'illumination était doublé après cette

limite. On peut expliquer ce ralentissement par 2 facteurs. Le flux radiatif arrivant à la surface de l'échantillon décroît au cours du temps : l'énergie reçue par l'échantillon est fonction de sa distance à la lampe, un échantillon partiellement sublimé est donc plus loin de celle-ci et reçoit moins d'énergie. À t_1 , l'échantillon reçoit 2250 W.m^{-2} . À la moitié de sa sublimation, l'échantillon est éloigné de 3 cm supplémentaires de la source lumineuse et ne reçoit plus que 1340 W.m^{-2} , soit deux fois moins.

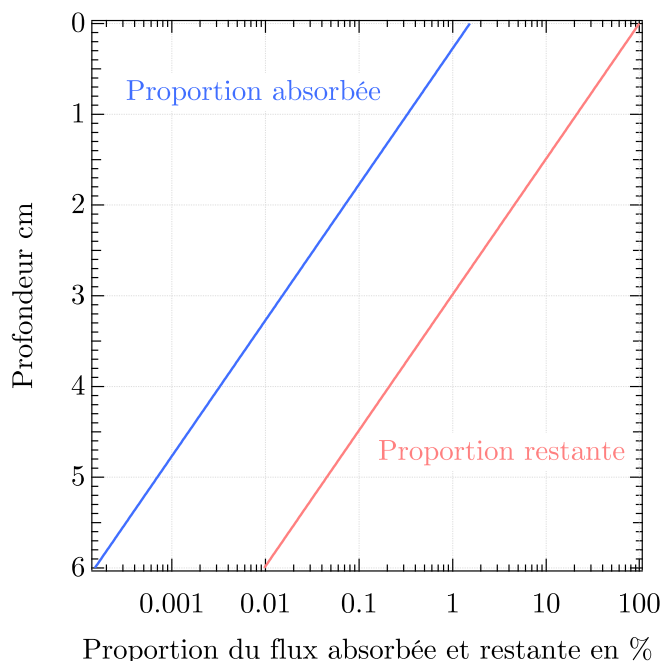


FIGURE 4.13 – Proportion du flux absorbé et du flux restant, en fonction de la profondeur, pour de la glace d'eau ayant les mêmes propriétés que la couche de glace se formant à la surface de l'échantillon.

Le second paramètre est l'isolation fournie par la couche d'eau se formant en surface. Elle diffuse et absorbe une partie des rayonnements incidents, empêchant cette énergie de parvenir au CO_2 . Cependant, cette absorption peut être négligée. J'ai calculé l'absorption d'une couche d'eau composée de grains d'eau de $300 \mu\text{m}$ à l'aide du modèle TARTES, développé pour la neige terrestre. Le profil d'absorption pour la couche est montré Fig. 4.13. L'énergie absorbée par une couche d'eau de $500 \mu\text{m}$ n'est que de 8.2 %. Le facteur d'absorption est donc négligeable comparé au facteur d'éloignement.

La croissance de la couche d'eau semble augmenter au cours du temps grâce à la contribution de plus en plus importante des côtés de l'échantillon qui fournissent des grains d'eau supplémentaires par chutes liées aux vibrations du cryostat.

4.3 Discussion

4.3.1 Différences - Similarités avec l'environnement martien

Les similitudes et les différences entre les expériences et les conditions martiennes réelles doivent être discutées.

Spectre	Épaisseur	Couverture surfacique de la couche d'eau	Diamètre des grains	Proportion de petits grains	χ^2 réduit
t1	0	0	0	100	0.273
t2	48 $^{+1.6}_{-1.6}$	62 $^{+1.3}_{-1.3}$	279 $^{+30}_{-43}$	5.72 $^{+0.95}_{-1.52}$	0.579
t3	108 $^{+5.2}_{-4.2}$	40 $^{+2.5}_{-2.5}$	310 $^{+0}_{-48}$	8.4 $^{+0.7}_{-0.7}$	0.719
t4	134 $^{+39}_{-5}$	52 $^{+8}_{-2}$	330 $^{+66}_{-76}$	2.47 $^{+0.53}_{-0.66}$	0.584
t5	110 $^{+16}_{-14}$	100 $^{+0}_{-0}$	275 $^{+15}_{-49}$	1.97 $^{+0.39}_{-0.46}$	0.547
t6	167 $^{+5}_{-4.2}$	95 $^{+3}_{-2}$	280 $^{+0}_{-0}$	1.37 $^{+0.33}_{-0.3}$	0.734
t7	187 $^{+5}_{-4.4}$	98 $^{+2}_{-5}$	240 $^{+49}_{-53}$	1.28 $^{+0.3}_{-0.44}$	0.839
t8	206 $^{+4.7}_{-5.5}$	100 $^{+0}_{-0}$	261 $^{+25}_{-30}$	1.3 $^{+0.28}_{-0.25}$	0.700
t9	239 $^{+10}_{-7.5}$	97.7 $^{+1.6}_{-1.3}$	279 $^{+29}_{-67}$	1.05 $^{+0.32}_{-0.23}$	0.654
t10	286 $^{+10}_{-8}$	100 $^{+0}_{-0}$	287 $^{+25}_{-16}$	0.97 $^{+0.19}_{-0.18}$	1.08
t11	320 $^{+9}_{-8}$	99.97 $^{+0.03}_{-1.2}$	289 $^{+43}_{-11}$	0.92 $^{+0.15}_{-0.18}$	1.051
t12	365 $^{+11}_{-10}$	100 $^{+0}_{-0}$	355 $^{+10}_{-48}$	0.8 $^{+0.17}_{-0.17}$	1.021
t13	412 $^{+12}_{-11}$	99.95 $^{+0.05}_{-1.25}$	328 $^{+19}_{-18}$	0.83 $^{+0.2}_{-0.07}$	1.061
t14	451 $^{+29}_{-13}$	100 $^{+0}_{-0}$	335 $^{+31}_{-78}$	0.69 $^{+0.1}_{-0.13}$	1.118

TABLE 4.1 – Évolution des paramètres caractérisant la couche de glace d'eau (épaisseur et proportion en surface) au fur et à mesure des séquences de sublimation obtenus pour chaque spectre entre t1 et t14.

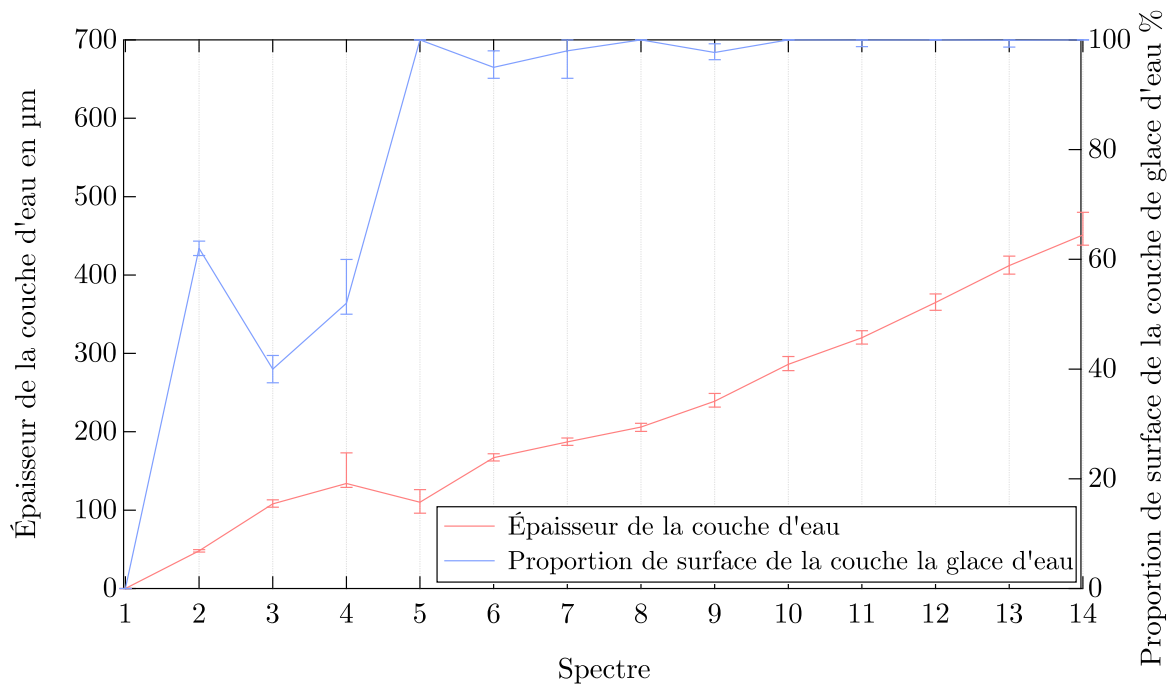


FIGURE 4.14 – Évolution de la couche d'eau au cours du temps. L'épaisseur (ligne rouge) et la couverture (ligne bleue) sont les 2 paramètres physiques représentés.

La première différence réside dans le fait que la glace de CO₂ dans l'expérience n'a pas une texture compacte comme sur Mars mais une texture granulaire. C'est la raison principale de la forte réflectance de l'échantillon à 1.08 μm , ainsi que les bandes d'absorption plus faibles pour le CO₂. Si la glace de CO₂ avait une texture compacte, l'énergie serait absorbée sur une bien plus faible profondeur pour les longueurs d'onde où le CO₂ absorbe le plus. D'un autre côté, dans les gammes spectrales de faible absorption du CO₂, l'énergie peut pénétrer plus profondément jusqu'au substrat. Ce phénomène permet d'expliquer l'apparition des jets de poussière sur Mars au printemps (Piqueux *et al.*, 2003). Dans le cadre d'une texture granulaire, l'énergie pénètre moins profondément, empêchant ces processus.

Il y a aussi un impact au niveau du régime de sublimation. Pour une texture de slab compact, la plus forte absorption de l'énergie en surface amènerait à une sublimation plus superficielle que dans le cadre d'une texture granulaire. Pour un slab, la sublimation se produira toujours à l'interface gaz-solide de celui-ci (soit en surface, soit à l'interface glace-poussière). L'énergie absorbée plus en profondeur est transmise par conduction à la surface. Pour une texture granulaire, la zone de sublimation se produit sur une profondeur plus importante que dans le cas d'une glace compacte et est plus efficace pour creuser la surface.

La structure de la couche d'eau ainsi créée est en revanche fidèle aux observations des dépôts saisonniers durant le printemps. La signature spectrale de CO₂ réapparaît à certains endroits durant cette période sur la calotte polaire Nord (Appéré, 2012). Cette réapparition est expliquée jusqu'à maintenant par l'activité des vents katabatiques qui soufflent la couche de glace d'eau qui s'est formée à la surface de la glace de CO₂. Bien que toujours présente en dessous, la signature spectrale du CO₂ est cachée par cette couche d'eau, comme expliqué précédemment. Dans l'expérience, la couche d'eau se construisant sur le CO₂ apparaît poreuse et facilement mobilisable lors de la formation de la structure convexe de l'échantillon. Elle s'accumulera au centre de la cellule.

Durant l'expérience, une bien plus grande concentration de glace d'eau était présente dans nos échantillon comparé aux dépôts saisonniers martiens. Appéré *et al.* (2011) donne une valeur typique de 0.04 % en masse pour cette contamination en eau des dépôts saisonniers Nord, sur Gemina Lingula. Dans notre expérience, l'échantillon contient environ 40 fois plus de glace d'eau (1.5 % en masse). Cependant, cette plus grande quantité de glace d'eau n'affecte ni le comportement spectral ni le comportement morphologique de l'échantillon lors de la sublimation. En effet, l'expérience présentée dans ce chapitre est la dernière d'une série de plusieurs tests réalisés avec différentes valeurs de contamination en glace d'eau. Pour certaines des expériences précédentes, l'eau était injectée sur le CO₂ à l'aide d'un spray standard. 0.18 g d'eau étaient ajoutés au CO₂, ce qui correspond à 0.075 % en masse, une proportion correcte comparée aux dépôts saisonniers martiens. De plus, les grains d'eau obtenus par cette méthode étaient relativement petits (env. 20 μm , déterminé avec des modélisations). L'évolution spectrale d'un échantillon de ce type est très similaire à l'expérience exposée avec une augmentation progressive des bandes de l'eau (initialement plus faibles) et une disparition synchrone des bandes de CO₂ (celles ci étaient plus visibles tout au long de l'expérience du aux grains d'eau plus petits). L'évolution de l'albedo était similaire. Un exemple de ces précédentes expériences est représenté sur la Fig. 4.15. Bien que les proportions des différents composants présents dans l'échantillon aient eu une plus grande cohérence avec les proportions martiennes, les expériences réalisées avec

des sprays ont été arrêtées car la baisse d'albedo survenait avant que l'eau n'ait totalement recouvert la glace de CO₂. De plus, la taille des grains d'eau était très différente de Mars. La quantification de la croissance de la couche d'eau était ainsi problématique.

Dans l'expérience, la signature de la glace de CO₂ disparaissait lorsque celui-ci était recouvert de 450 μm de glace d'eau. Sur Mars, Appéré (2012) donne une valeur de 310 μm pour l'épaisseur de la couche d'eau (calculée par inversion de spectres synthétiques, sur Gemina Lingula et $L_s = 60.5^\circ$). Ces deux valeurs sont très proches. La taille de grain calculée pour Mars est de 70 μm au début du printemps et atteint 170 μm à la fin de celui-ci. L'augmentation de la taille des grains d'eau sur Mars est expliquée par une proportion grandissante, au sein de la couche d'eau, de grains piégés à l'intérieur de la glace compacte de CO₂. Ces grains sont plus gros que les grains d'eau formés par condensation directe de vapeur d'eau par mécanisme de piège froid sur le CO₂, au début du printemps. Cette condensation de grains d'eau sur le CO₂ n'a pas pu être testée expérimentalement car des modifications de la cellule seraient alors nécessaires. Cependant, la condensation accidentelle d'eau lors des phases de manipulation de l'échantillon peut être considérée comme analogue à la condensation observée sur Mars. L'augmentation de la taille des grains d'eau constituant la couche d'eau décrit le même processus : les petits grains d'eau initialement présents sont dilués, en proportion, par les plus gros grains d'eau piégés dans le CO₂ qui s'accumulent à la surface. Le déficit de petits grains dans l'expérience (la condensation sur l'échantillon est minime) explique la plus grande épaisseur d'eau nécessaire pour masquer l'échantillon, lorsque l'on compare les valeurs avec Mars.

Une autre différence se situe au niveaux du flux d'énergie reçu par l'échantillon. Le flux incident délivré par la lampe de $2250 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ est 10 fois plus fort que le flux reçu par les dépôts saisonniers durant le printemps. Cela conduit à un taux de sublimation plus élevé pour l'échantillon, et la mise en place d'un gradient thermique plus fort à l'intérieur de celui-ci. La glace de CO₂ se sublime alors plus fort. Ce taux est cependant requis pour donner une durée raisonnable à l'expérience. De plus, la glace d'eau est non volatile à 148.15 K, et ce taux de sublimation élevé n'affecte pas le processus de construction de la couche de glace.

Enfin, la contamination en poussière des dépôts n'a pas été étudiée lors de cette expérience pour se focaliser sur le processus de ségrégation entre l'eau et le CO₂. Cependant, avec une concentration moyenne en poussière de 0.02 % en masse (env. 50 fois moins que l'eau en volume), le processus de ségrégation de l'eau en surface du CO₂ ne devrait pas être affecté par l'ajout de celle-ci, comme on peut l'observer sur Mars et dans les expériences.

4.3.2 Questions ouvertes

Il reste deux questions majeures soulevées par les observations des dépôts saisonniers et qui ne sont pas résolues dans cette étude. La première est liée à la remontée de l'albedo observée pendant le retrait des dépôts saisonniers, et la seconde à la présence de gros grains d'eau à l'intérieur même de la glace compacte de CO₂. Fournir une réponse à ces deux questions est critique pour comprendre la formation et les processus d'évolution des dépôts saisonniers.

Pour expliquer la remontée d'albedo durant le printemps, de nombreux scénarii ont été proposés, mais aucun ne semble pleinement satisfaisant pour le moment. La première possibilité est l'accumulation en surface d'une couche d'eau, de façon similaire à l'expérience

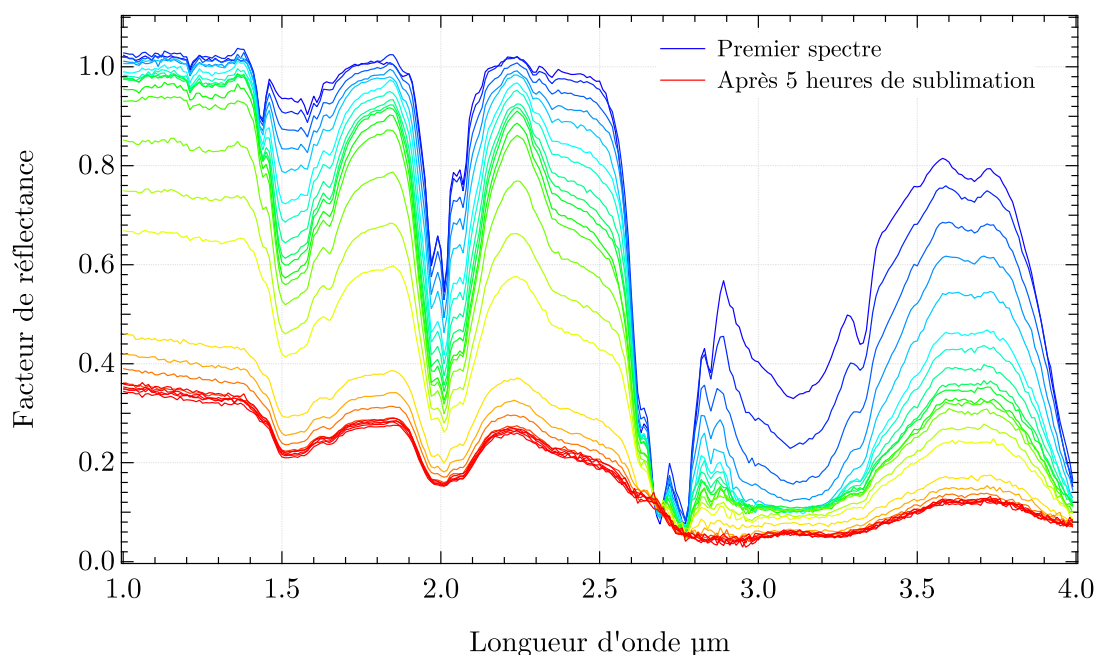


FIGURE 4.15 – Spectres en réflectance de la séquence de sublimation de l'échantillon de $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ avec 0.075 % de glace d'eau en volume. La décroissance du continuum observée après t12 est due à l'augmentation de la contribution spectrale de la couche de poussière sous-jacente. Les bandes du CO_2 sont plus fortes sur cette série de spectres que sur la Fig. 4.3 car la glace d'eau, composée de grains plus petits, absorbe moins fortement la lumière.

présentée ci-dessus. Dans le cadre des dépôts saisonniers, les grains de glace d'eau s'accumulent sur la glace compacte de CO_2 . Ces grains d'eau sont relativement petits comparés aux grains du CO_2 , et donc, beaucoup plus brillants. Cette hypothèse a été proposée par Cantor *et al.* (1998). Cependant, bien que les dépôts saisonniers sud soient appauvris en glace d'eau par rapport à l'hémisphère nord, l'augmentation d'albedo au printemps est plus forte dans l'hémisphère sud que dans l'hémisphère nord (Kieffer *et al.*, 2000), ce qui tend à invalider cette proposition.

Une condensation directe de petits grains d'eau sur le CO_2 , directement depuis la vapeur d'eau présente dans l'atmosphère est également possible. Appéré (2012) a montré que la taille apparente des grains de glace d'eau composant la couche d'eau augmente durant le printemps. Cela indique que les petits grains liés à la condensation de vapeur d'eau, formés tôt au printemps ou continuant à se déposer tout au long du printemps, pèsent de moins en moins spectroscopiquement. Là encore, cette hypothèse est plutôt valable pour l'hémisphère Nord où la vapeur d'eau est importante, comparé à l'hémisphère sud (Langevin *et al.* (2006); Langevin *et al.* (2007)).

Dans les expériences, la couche d'eau s'accumulant sur le CO_2 ne conduit pas à une augmentation de l'albedo parce que les grains d'eau ont sensiblement la même taille que les grains de CO_2 et diffusent ainsi la lumière de la même façon. Dans le cadre d'une glace de CO_2 compacte, les propriétés spectroscopiques du CO_2 et de l'eau sont très différentes. Pour démontrer ce phénomène, il serait nécessaire de commencer l'expérience avec une glace de CO_2 sous forme compacte. La façon de produire un tel échantillon a été étudiée durant

cette thèse.

L'autre possibilité est liée à la présence de poussière. La glace compacte de CO₂ pourrait voir se dérouler certains processus de nettoyage qui vont enlever la poussière du CO₂ et la dégager vers le bas ou vers le haut du slab. La poussière, absorbant les radiations solaires incidentes, pourrait sédimenter au fond de la glace polycristalline (Portyankina *et al.*, 2010) par absorption préférentielle des rayons solaires et sublimation locale de la glace de CO₂. L'autre hypothèse consiste à dire que cette sublimation locale de CO₂ va créer une sur-pression, ce qui va éjecter la poussière du volume de la glace polycristalline, si jamais celle-ci est proche de la surface. Celà va lui permettre ensuite d'être soufflée par les vents (Cantor *et al.*, 1998). Un argument en faveur de cette théorie est l'apparition de tempêtes de poussière à partir des calottes polaires (Haberle *et al.*, 1979). Enfin, la diminution de la taille de grain du CO₂ pourrait provoquer cette augmentation d'albedo (Langevin *et al.*, 2007). Le phénomène de remontée étant particulièrement important pour le bilan radiatif des dépôts saisonniers, il sera étudié en détail dans le chapitre suivant, ainsi que le devenir de la poussière contenue en volume dans de la glace polycristalline.

L'autre question est en rapport avec la présence de gros grains d'eau dans le volume de glace de CO₂. Ces gros grains d'eau ont été calculés à partir de modèles de transfert radiatif (Appéré *et al.*, 2011). La condensation atmosphérique de grains de CO₂ tend à créer de petits grains d'eau à la surface (Hart & Jakosky (1986); Svitek & Murray (1990); Cull *et al.* (2010a); Cull *et al.* (2010b)). Cependant, Whiteway *et al.* (2009) ont montré, en utilisant les données lidar de l'atterrisseur Phoenix, que des précipitations de glace d'eau pouvaient être attribuées à de gros grains (40 μm en considérant une sphère, calculé avec la vitesse de chute, 100 μm pour un cylindre). Si l'on considère que cette valeur est une taille moyenne pour les particules, on peut émettre l'hypothèse qu'elles sont plus petites lors de la nucléation (1 μm) et qu'elles grandissent tout le temps où elles descendent pour atteindre la surface. La taille obtenue pourrait être alors de l'ordre de grandeur de celle mesurée par les données OMEGA.

Le seul facteur requis pour la croissance des grains est un rapport de mélange de vapeur d'eau saturé dans l'atmosphère. La Fig. 4.16 montre les profils de température, de rapport de mélange de vapeur d'eau et de rapport de saturation dans l'atmosphère pour la même date et le même endroit que les précipitations de glace d'eau observées par Whiteway *et al.* (2009) et calculées avec la Mars Climate Database. À une altitude de 5 km, où les nuages se forment, le rapport de mélange de vapeur d'eau est 9 fois plus faible qu'à 1 km. De plus, en dessous de 1 km, l'atmosphère est saturée en vapeur d'eau. Il est donc tout à fait possible que les grains d'eau se formant en altitude continuent leur croissance le long de leur descente dans l'atmosphère pour atteindre des tailles similaires à celles observées par inversion des données spectrales OMEGA (Appéré, 2012).

4.4 Conclusion

Cette étude présente la première analogie de la séquence de sublimation se déroulant dans les dépôts saisonniers martiens au printemps. Cette analogie a été réalisée avec la cellule environnementale CarboN-IR développée au labo. L'évolution morphologique et spectroscopique de l'échantillon amène à 2 conclusions principales :

- Sur Mars, la sublimation des dépôts saisonniers amène à la création d'une couche d'eau

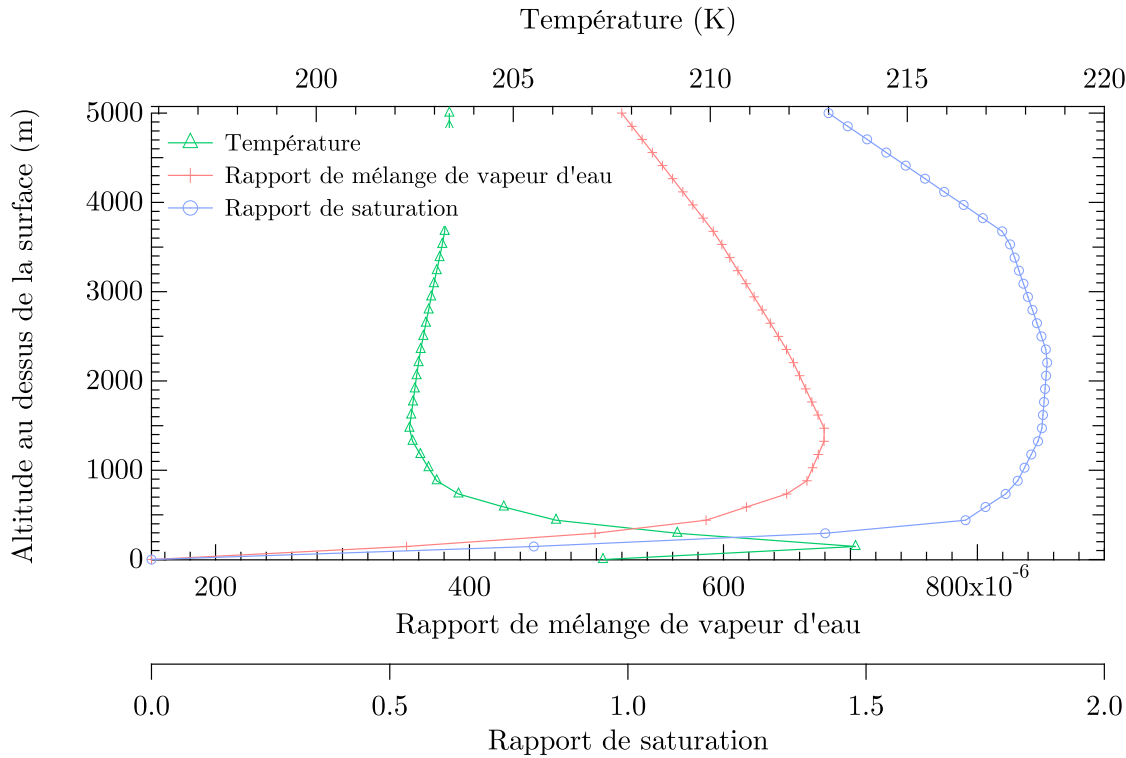


FIGURE 4.16 – Profils atmosphériques de température, de rapport de mélange de vapeur d'eau et du rapport de saturation générés avec la MCD pour la région du site d'atterrissage de la sonde Phoenix, pour la même Ls à laquelle les précipitations de glace d'eau décrites dans Whiteway *et al.* (2009) ont été observées.

en surface de la glace compacte et polycristalline de CO_2 . Cette couche d'eau se forme par sublimation différentielle entre les 2 espèces chimiques. La formation de cette couche de glace d'eau permet d'expliquer les différents phénomènes observés durant le printemps : disparition spectrale du CO_2 alors que la température de surface est celle de l'équilibre $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ et la réapparition spectrale du CO_2 à certains endroits où soufflent les vents katabatiques.

- Lorsque la couche est assez épaisse, la signature de CO_2 est complètement masquée. Dans l'expérience, la signature de la glace de CO_2 a disparu lorsque la couche de glace d'eau a atteint une épaisseur de $450 \mu\text{m}$. Cette épaisseur est similaire à celle calculée pour Mars : $310 \mu\text{m}$. Cette couche d'eau a une distribution bimodale de la taille de grains : de gros grains constituent l'essentiel de la couche, ils proviennent de l'intérieur de la glace compacte de CO_2 . De petits grains sont présents en faible quantité, ils proviennent d'une condensation accidentelle d'eau sur l'échantillon lors des phases de manipulation.

Cette étude est applicable principalement pour les dépôts saisonniers Nord de Mars. En effet, les dépôts saisonniers sud ayant surement des processus assez différents car la concentration en glace d'eau au sein du CO_2 est bien moins grande et l'humidité plus faible en général.

Il a été suggéré qu'une telle stratification pourrait se former sur Pluton. Dans ce cas précis, le CH_4 s'accumulerait à la surface d'un mélange moléculaire $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4:\text{CO}$ ¹ (Douté *et al.*, 1999) avec un mécanisme de ségrégation analogue. Le CH_4 jouerait le rôle de l'eau en tant qu'espèce volatile contaminante des dépôts saisonniers et le N_2 celui du CO_2 comme espèce volatile majoritaire et composant principal de l'atmosphère. La différence majeure entre Pluton et Mars serait le rapport des volatilités entre espèces : ce rapport n'est que de 10 000 entre N_2 et CH_4 à la température de surface de Pluton (40 K) alors que l'eau et le CO_2 ont un rapport de 8 ordres de grandeur à la température de surface de Mars (≈ 150 K). Des processus légèrement différents pourraient ainsi avoir lieu. Une stratification similaire du CH_4 à partir de mélanges moléculaires riches en N_2 a déjà été simulé à l'IPAG, mais à l'échelle du micromètre (Stansberry *et al.*, 1996), confirmant la pertinence de cette étude dans le cadre de Pluton.

1. L'expression $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4:\text{CO}$ désigne ici le mélange moléculaire de ces trois glaces. La barre horizontale sur N_2 indique que cette espèce chimique compose la matrice du mélange moléculaire et que les glaces de CH_4 et de CO sont les composants mineurs. Pour plus de détails, voir le chapitre 7.

CHAPITRE 5

LA POUSSIÈRE DANS LES DÉPÔTS SAISONNIERS MARTIENS : MÉTAMORPHISME, SUBLIMATION DIFFÉRENTIELLE ET REMONTÉE D'ALBÉDO

La poussière est, avec l'eau, l'autre contaminant des dépôts saisonniers martiens de CO_2 . Elle possède des propriétés très différentes de la glace d'eau dans les domaines visible et infrarouge du spectre et joue donc un rôle différent lors de la sublimation des dépôts saisonniers. Ce chapitre regroupe un ensemble d'expériences sur le rôle microphysique de la poussière au sein de la glace de CO_2 . La cellule va nous permettre de tester certaines hypothèses avec le CO_2 et la poussière. L'échelle de la cellule ne nous permet pas de tester correctement le processus de formation des jets martiens, même si des expériences préliminaires ont montré qu'une illumination prolongée sur slab de CO_2 peut amener à une surpression sous celui-ci et le faire sauter Grisolle (2013). Dans ces séries d'expériences je vais tester les hypothèses de nettoyage de slab poussiéreux et de fracturation thermique comme moyen de remontée d'albédo au printemps.

5.1 Sublimation de glace de CO_2 granulaire avec poussière

Chronologiquement, j'ai effectué plusieurs expériences de sublimation de glace de CO_2 sous forme granulaire avec de la poussière contenue en volume. Ces expériences successives ont servi à préciser le comportement de la poussière dans la glace de CO_2 avec une texture granulaire avant d'étudier le phénomène dans la glace polycristalline. Elles ont également permis d'affiner le protocole.

5.1.1 Protocole

Le protocole de cette expérience ressemble beaucoup à celui de l'expérience décrite au chapitre précédent. La glace de CO_2 est produite de façon granulaire à l'aide du dispositif SnowPack. Ce pain de glace de CO_2 est rapidement transporté vers la chambre froide, afin de limiter la condensation de vapeur d'eau à sa surface. J'ai ensuite ajouté de la poussière en mélange intime à la glace de CO_2 , afin d'obtenir un mélange homogène.

La quantité de poussière ajoutée à la glace de CO₂ est de 170 mg, pour une masse de glace de CO₂ granulaire de 250 g. Cette quantité de poussière représente un pourcentage de 0.07 % en masse et est plus importante d'un facteur 10 que la quantité de poussière contenue dans les des dépôts martiens (0.006 % en masse déterminée par Appéré (2012)). Cependant, de même façon que pour l'eau, l'échelle spécifique de la cellule requiert une proportion de contaminant plus importante que dans la réalité pour compenser l'épaisseur réduite de l'échantillon et pour que les effets de la poussière lors de la sublimation soient visibles. Après plusieurs tests, il est apparu que 170 mg de poussière correspondaient à une quantité correcte pour que les critères suivants soient validés : 1) provoquer une évolution particulière de la glace de CO₂ et 2) qui soit suffisamment importante pour être observée malgré la hauteur de nos échantillons qui n'est que de quelques centimètres comparé à l'échelle métrique des dépôts saisonniers martiens. La poussière a une granulométrie très fine (< 25 μm) qui correspond à la fraction la plus fine de l'analogue martien tamisé. Cette poussière représente la contamination éventuelle des dépôts saisonniers par la poussière amenée par les tempêtes. Ce mélange intime granulaire est ensuite introduit dans la cellule CarboN-IR refroidie à la température de Mars dans les conditions d'hiver (148.15 K, 6.47 mbar). Le fond de la cellule est recouvert de 7 mm de poussière, de granulométrie < 25 μm.

Les séquences de sublimation par éclairage de la surface ont été appliquées à l'échantillon avec la même lampe halogène avec optique, comme pour l'expérience de sublimation de glace de CO₂ granulaire contaminée en glace d'eau. La hauteur de l'échantillon dans la cellule après mise en place atteint 5.5 cm, donc le flux incident imposé à l'échantillon sera de 2052 W.m⁻². En revanche, la durée des séquences sera limitée ici à 10 minutes et huit séquences de sublimation seulement seront nécessaires pour que tout l'échantillon se sublime, portant la période de sublimation totale à 1h20. L'évolution spectroscopique de l'échantillon a été suivie après chaque séquence de sublimation à l'aide du Spectrogoniometri. La gamme spectrale observée couvre entre 0.5 et 4 μm. L'extension de la gamme spectrale entre 0.5 et 1 μm est utile pour voir clairement la signature de la poussière (qui se manifeste principalement dans les gammes de longueur d'onde du visible).

5.1.2 Résultats

5.1.2.1 Évolution spectroscopique

La Fig. 5.1 représente l'évolution spectroscopique de l'échantillon et la Fig. 5.2 présente l'évolution du facteur de réflectance à 1.08 μm (albédo) ainsi que le critère de bande à 1.43 μm de la glace de CO₂. Le temps de sublimation entre 2 spectres de la Fig. 5.1 est de 10 minutes. L'évolution spectroscopique de l'échantillon est assez simple : la réflectance de l'échantillon baisse progressivement au cours de l'expérience. Le facteur de réflectance à 1.08 μm passe ainsi de 1.05 au début de l'expérience à 0.4. Ce niveau de réflectance correspond à celui de la poussière dont le fond de la cellule est recouvert. Le fait que ce ne soit presque plus que de la poussière qui soit visible à la fin de l'expérience est attesté par les caractéristiques spectrales du dernier spectre qui sont quasiment identiques à un spectre de poussière pure (niveau de réflectance dans le continuum, pente dans le visible, forme de la bande à 3 μm). Dès le 6^e spectre, ces caractéristiques spectrales sont déjà stables dans le visible et le proche-infrarouge jusque vers 1.8 μm. Le critère de bande du CO₂ à 1.43 μm diminue également en passant de 0.062 à - 0.01 de façon très corrélée au niveau

de réflectance. Toutefois, certaines bandes sont encore présentes sur le dernier spectre : les bandes à 2 μm ainsi que celles à 2.7 μm indiquent la présence de glace de CO₂. Cette glace de CO₂, bien que présente en faible quantité, se situe encore dans la tâche d'observation du détecteur à la fin de l'expérience, ce qui est décrit dans la section suivante.

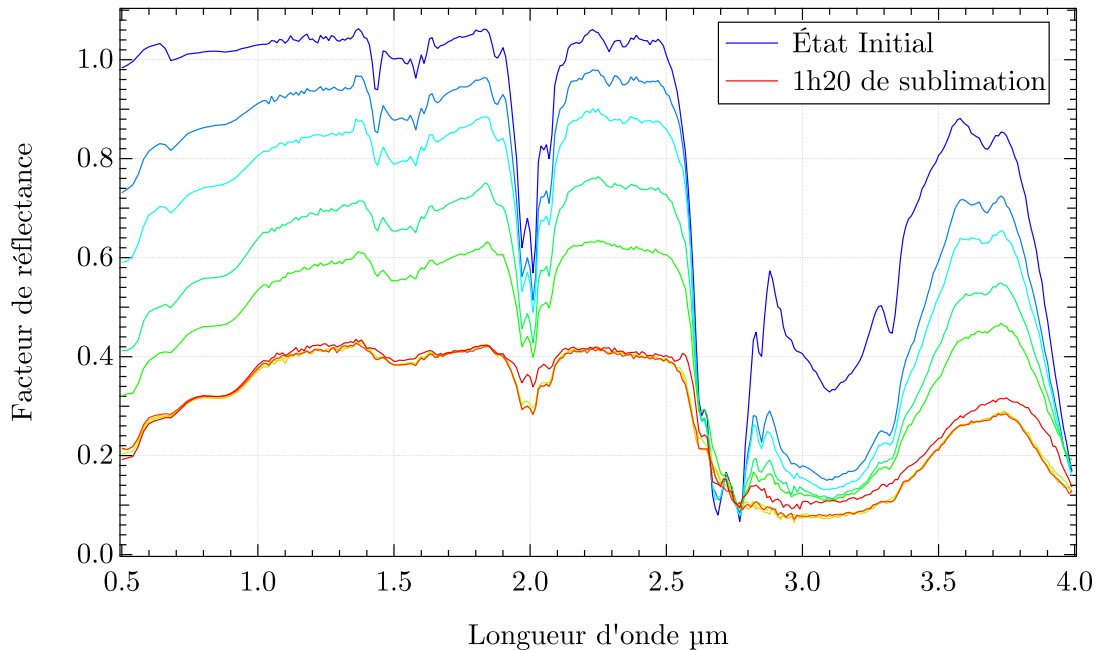


FIGURE 5.1 – Évolution spectroscopique de neige granulaire de CO₂ enrichie en poussière lors de sa sublimation à l'aide d'une lampe de type solaire. Entre chaque spectre, l'échantillon est soumis à une séquence de sublimation de 10 minutes.

5.1.2.2 Évolution morphologique

La Fig. 5.3 représente les 3 étapes de l'évolution morphologique de la neige de CO₂. En terme de morphologie, l'échantillon n'a pas adopté une forme concave comme dans le cas où le CO₂ contenait de l'eau en volume, Fig. 5.3 B. En effet, les propriétés visible et infrarouge de la poussière la conduisent à absorber beaucoup plus fortement le rayonnement lumineux que la glace d'eau. Cette absorption d'énergie se traduit en émission thermique qui accélère la sublimation de la neige de CO₂ sous-jacente. Cela explique que la forme adoptée par l'échantillon soit gouvernée par la distribution de la poussière au sein du pain de glace. Le mélange intime homogène pouvant avoir été réalisé non parfaitement, des couches de poussière se forment aux endroits où elle est enrichie. On obtient une morphologie avec des accumulations locales de poussière plutôt qu'une couche uniforme sur tout l'échantillon. Les dépressions les plus creusées à la surface de l'échantillon correspondent à des endroits privilégiés d'accumulation de poussière.

À la fin de l'expérience, on peut observer un petit peu de glace polycristalline de CO₂ qui s'est formée au fond de la cellule par diffusion de CO₂ gazeux dans la neige et recondensation à la base de l'échantillon, plus froide. Ce gaz provient de neige se sublimant au sommet de l'échantillon ou sur les côtés. Ce résidu polycristallin est présent en partie

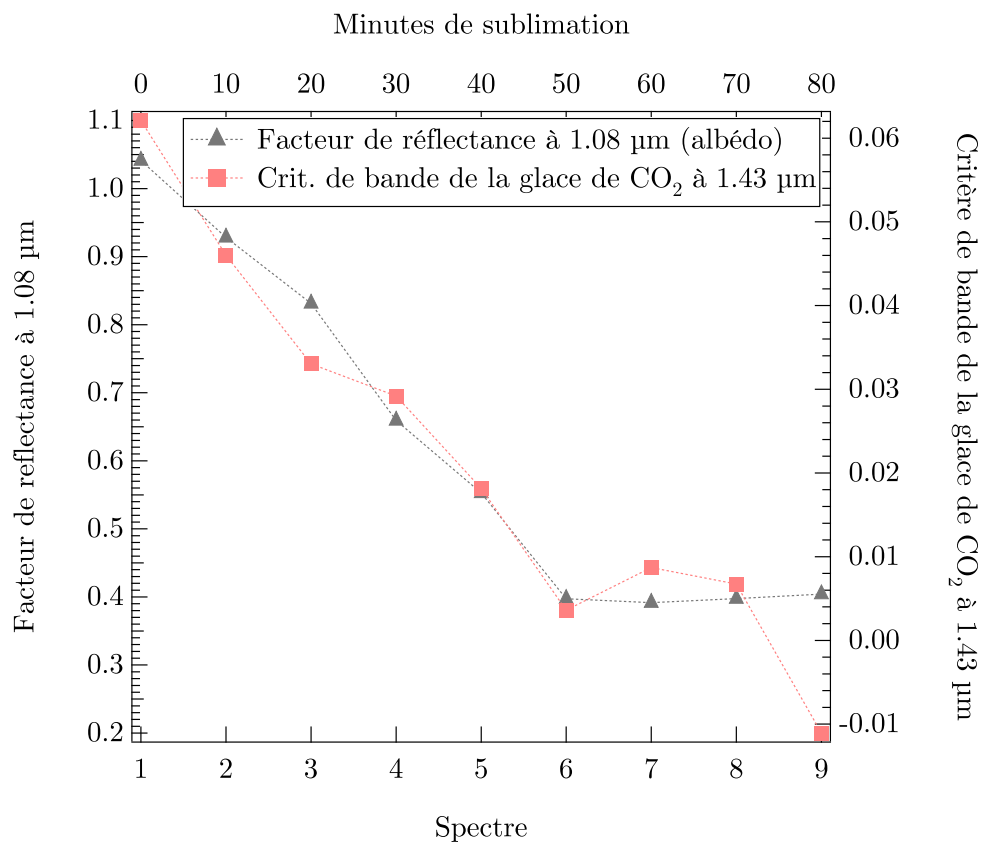


FIGURE 5.2 – Évolution du critère de bande à 1.43 µm de la glace de CO₂ (carrés rouges) et du facteur de réflectance à 1.08 µm (triangles noirs).

sur la tâche d'observation du détecteur et génère un signal de glace de CO₂ dans le spectre alors que la majorité de la surface de poussière au fond de la cellule est déglacée, Fig. 5.1. La glace polycristalline de CO₂ peut également se préserver sur les côtés de la cellule car le flux radiatif incident décroît fortement lorsque l'on se décale du centre de la cellule vers les parois.

La configuration explorée avec cette expérience (neige granulaire de CO₂ enrichie en poussière) a toutefois peu de chances d'exister à la surface de Mars, excepté dans les cas où la glace de CO₂ condenserait sous forme de givre à très gros cristaux en présence de gaz non condensables, comme décrit au chapitre 3. La glace de CO₂ formant les dépôts saisonniers semble en effet adopter lors des premiers stades de sa formation une forme polycristalline compacte (voir chapitre 3) et les précipitations neigeuses de CO₂ sont minoritaires dans la construction des dépôts saisonniers, avec un métamorphisme rapide. Dans ces différents cas de figure, une contamination en poussière synchrone à la formation des dépôts saisonniers produirait une glace polycristalline compacte qui serait contaminée en volume par cette poussière. Ce cas de figure a pu être testé au laboratoire dans l'expérience décrite dans la section suivante.

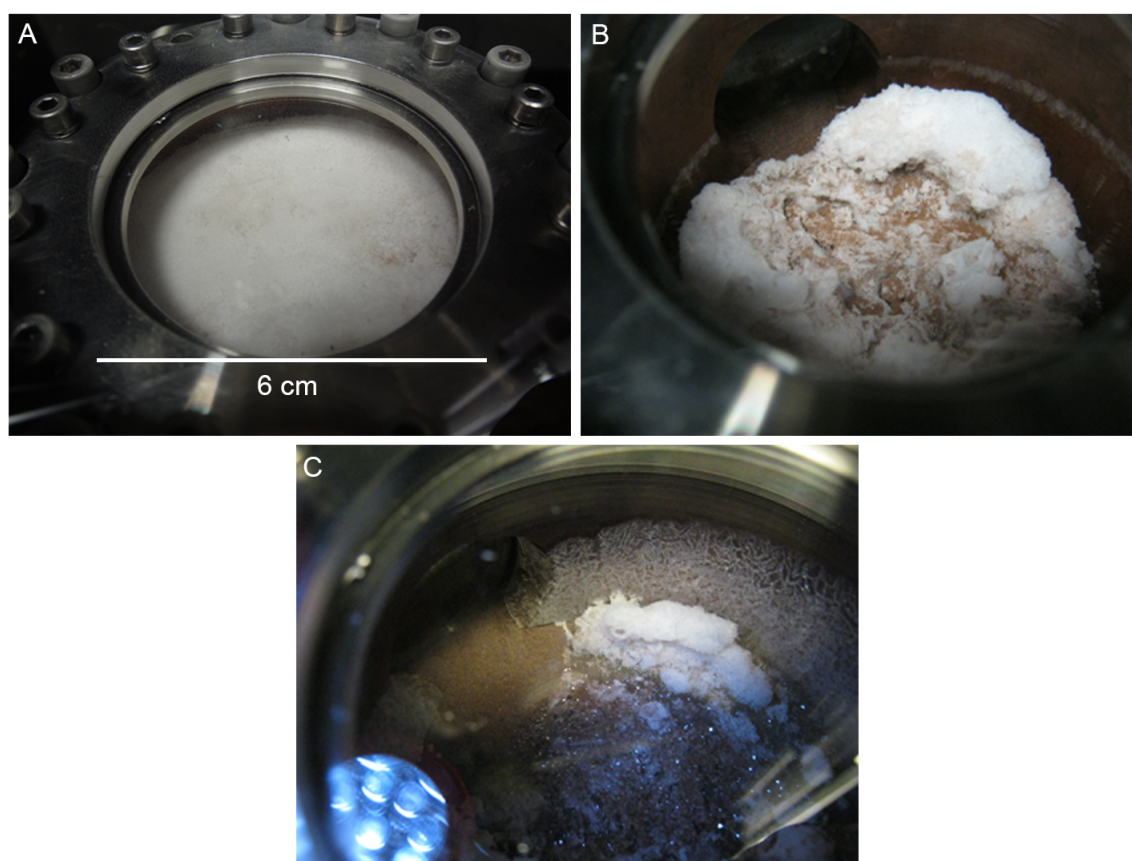


FIGURE 5.3 – Évolution morphologique de neige de CO₂ enrichie en poussière lors de sa sublimation à l'aide d'une lampe de type solaire. L'image A représente l'état initial de l'échantillon. L'image B représente l'aspect de la surface après 30 minutes de sublimation. L'image C représente l'état final de l'échantillon après 1h20 de sublimation (dernier spectre sur la Fig. 5.2). Il reste encore un peu de glace de CO₂ granulaire sur les côtés de la cellule et les réflexions spéculaires du fond sont générés par les facettes de glace polycristalline de CO₂ s'étant formée par métamorphisme.

5.2 Métamorphisme de glace granulaire de CO₂ vers un état polycristallin avec une contamination poussiéreuse

Comme je l'ai montré dans le chapitre 3, la formation de glace de CO₂ à la surface de Mars conduit à une structure polycristalline. La simulation expérimentale décrite ci-dessus ne fonctionne donc pas en analogie complète avec les conditions martiennes de sublimation des dépôts saisonniers. Dans le cadre de la sublimation de glace polycristalline, j'ai procédé à de nouvelles expérimentations ayant pour but de comprendre deux phénomènes concurrents 1) la sublimation de glace polycristalline et 2) l'action et l'évolution de la poussière au sein de la glace lors de sa sublimation. En effet, l'évolution simultanée de la glace de CO₂ et de la poussière contenue en son volume, suite à l'illumination printanière des hautes latitudes martiennes, est à l'origine de nombreux processus très intéressants : jets, spiders, remontée d'albédo ... (Cantor *et al.* (1998); Kieffer (2000); Piqueux *et al.* (2003)).

La sublimation de notre échantillon avec de la poussière en volume doit pouvoir confirmer ou infirmer les propositions faites actuellement sur le devenir de la poussière dans les dépôts saisonniers qui viennent majoritairement de modèles basées sur des suggestions de mécanisme physiques : est-ce que la poussière a tendance à être éjectée par le haut de la couche de glace polycristalline ou va plutôt descendre vers sa base (Portyankina *et al.*, 2010) ? Ensuite, parce que la poussière pourrait jouer un rôle primordial dans la remontée d'albédo des dépôts saisonniers. Pour faire cette expérience, et contrairement à la contamination en glace d'eau, j'ai essayé de la reproduire en condition de glace polycristalline compacte en utilisant la technique décrite ci-dessous.

5.2.1 Protocole

L'expérience va se dérouler en deux phases : la première consistera à construire un échantillon de glace polycristalline de CO₂ contenant des poussières en volume à partir d'un pain de neige de CO₂ granulaire et dans une seconde phase on va le sublimer. J'ai essayé plusieurs méthodes pour arriver à construire de la glace polycristalline contenant de la poussière, soit par métamorphisme sous un léger gradient thermique soit par injection directe de gaz additionnel pour combler la porosité. La première méthode, qui n'a pas très bien marché, consistait à introduire de la poussière en volume dans de la neige de CO₂ granulaire dans la partie basse de la cellule. La partie haute de la cellule était alors remplie de neige de CO₂ pure qui devait ensuite se métamorphiser sous faible gradient thermique sur le fond de la cellule par recondensation et ainsi créer l'échantillon polycristallin compact enrichi en poussière et correspond au métamorphisme de glace de CO₂ granulaire que l'on pourrait avoir dans les conditions du printemps martien. Ce type de métamorphisme a été testé par Grisolle (2013). Soumis à un faible gradient thermique, l'échantillon de glace de CO₂ granulaire de 6 cm d'épaisseur s'était alors métamorphosé entièrement, en 43 jours, en une couche de glace polycristalline compacte de 3 cm. Cette méthode reste toutefois compliquée à mettre en œuvre pour deux raisons : 1) trop longue et 2) trop difficile à gérer expérimentalement (si jamais la cellule a la moindre fuite vers l'enceinte, le gaz est pompé de la cellule et ne recondense pas au fond). En effet, la rapidité avec laquelle les opérations d'ouverture/fermeture de la cellule doivent être effectuées, et le système de fermeture de la

cellule, amènent souvent à des fermetures imparfaites et à de légères fuites. Le gaz de CO₂ produit par sublimation en haut de l'échantillon a donc toutes les chances d'être pompé à travers ces fuites par la pompe turbomoléculaire de l'enceinte. Si jamais ce temps de fermeture n'est pas assez rapide, une contamination de glace d'eau par condensation de vapeur peut se produire, rendant inexploitable les données spectroscopiques.

Pour palier à cette difficulté, j'ai donc choisi de construire mon échantillon en injectant du CO₂ gazeux dans la cellule, pour boucher la porosité de l'échantillon initial de neige granulaire de CO₂. Le débit d'injection dans la cellule est fixé à 6 sccm/min. Cette méthode de création de glace polycristalline, que l'on peut considérer comme un métamorphisme artificiel, va permettre de donner à l'échantillon une texture polycristalline compacte en seulement 14 jours. L'échantillon originel est formé de neige granulaire de CO₂, formée avec le dispositif SnowPack[®], puis mélangée intimement en chambre froide avec la poussière, de la même façon que pour l'expérience précédente. La granulométrie de la poussière introduite en mélange intime ($< 25 \mu\text{m}$) ainsi que la quantité de poussière dans l'échantillon restent les mêmes (0.07% en masse de poussière). Le fond de la cellule est ici aussi recouvert d'une couche de 7 mm de poussière de granulométrie $< 25 \mu\text{m}$. L'échantillon n'est pas éclairé durant la phase de métamorphisme.

En revanche, le déroulé des séquences de sublimation va être totalement différent. En effet, la puissance de l'éclairage appliqué à l'échantillon a été diminuée. Un flux incident de $2052 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ provoquait des changements trop rapides de la surface, notamment une sublimation aux joints de grains qui augmentait très rapidement son opacité. Cette opacité compromettait le suivi des grains de poussière observables à la verticale de l'échantillon. Ce flux n'étant pas réaliste pour Mars et provoquant une évolution tellement rapide qu'il n'était pas possible d'en observer la progression, j'ai donc décidé de retirer l'optique de la lampe pour les séquences de sublimation de la glace polycristalline. Retirer l'optique de la lampe diminue son flux par 6, ce qui donne pour le flux incident $342 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Ce flux est très intéressant, car il est du même ordre de grandeur que le flux incident reçu par les dépôts saisonniers martiens au printemps (voir Annexe A). Il va donc permettre d'étudier le comportement de la glace et le comportement de la poussière pour un flux incident très proche des conditions de sublimation martiennes.

Les acquisitions spectroscopiques effectuées après chaque séance de sublimation seront limitées à un seul spectre en réflectance (deux heures d'acquisition) à chaque étape de sublimation pour limiter l'effet de métamorphisme durant cette période. Une moyenne spectrale sur cinq ou six spectres demanderait un temps d'acquisition de 10 à 12 heures, pendant lesquelles l'échantillon, non soumis au flux de la lampe, pourrait se métamorphiser et atténuer les effets de la sublimation, compliquant leur analyse.

5.2.2 Phase de métamorphisme

5.2.2.1 Évolution spectroscopique

La Fig. 5.4 présente l'évolution spectroscopique de l'échantillon pendant la phase initiale de métamorphisme. Deux semaines vont être nécessaires pour passer de l'état de neige

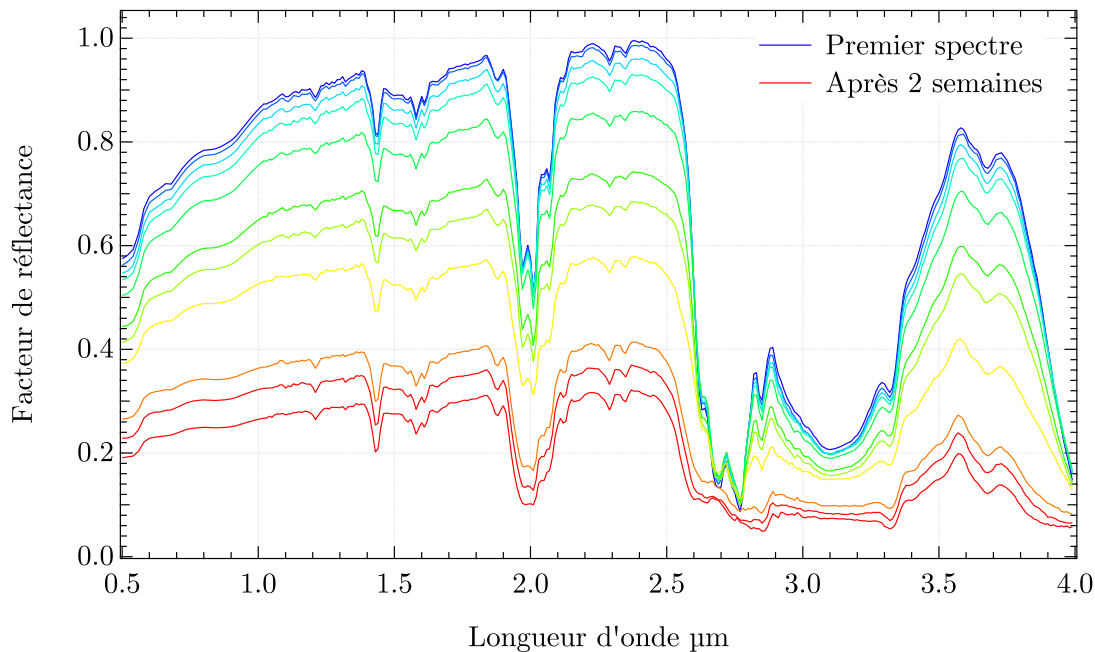


FIGURE 5.4 – Évolution spectroscopique de neige de CO_2 granulaire enrichie en poussière lors de son métamorphisme vers un état polycristallin par injection de gaz additionnel dans la porosité.

granulaire de CO_2 à l'état de glace polycristalline compacte. Il faut bien noter ici que le métamorphisme se réalise à l'aide de l'injection additionnelle de gaz de CO_2 et représente le métamorphisme de la neige de CO_2 s'accumulant sous forme de dépôts saisonniers pendant la nuit polaire martienne. Lors du métamorphisme de la glace de CO_2 , l'albédo de l'échantillon diminue fortement. On passe ainsi d'un facteur de réflectance à $1.08 \mu\text{m}$ de 0.9 à 0.27. La pente observable dans le visible est liée à la poussière contenue dans le volume de la neige. Cette pente diminue au fur et à mesure que la glace passe de l'état granulaire à polycristallin car le niveau de réflectance de la glace descend quasiment jusqu'au niveau de réflectance de la poussière brute. La profondeur des bandes du CO_2 augmente dans le même temps : on passe de 0.1 à 0.26 pour le critère de bande du CO_2 à $1.43 \mu\text{m}$. Cette augmentation de la profondeur de bande reflète l'augmentation du libre parcours optique moyen des photons : l'échantillon absorbe de plus en plus et devient de moins en moins diffusant au fur et à mesure que la taille des grains augmente et que la porosité disparaît. L'évolution, anticorrélée, du facteur de réflectance à $1.08 \mu\text{m}$ et de la profondeur de bande à $1.43 \mu\text{m}$ du CO_2 est reportée sur la Fig. 5.5.

Il n'existe pas de données de spectro-imagerie pour ce type de phénomène à la surface de Mars. Les seules observations diagnostiques d'un métamorphisme de la glace de CO_2 ont été acquises dans l'infrarouge moyen par les spectromètres observant la surface plongée dans la nuit polaire IRTF, TES, Mars Climate Sounder. Les baisses d'émissivité pendant la nuit polaire mesurées par les spectromètres sont attribuées à des chutes de neige de CO_2 à la surface. La remontée d'émissivité de ces zones est un indice de leur métamorphisme vers un état polycristallin compact. Ce métamorphisme rapide (de l'ordre de 100 jours martiens pour une neige de granulométrie égale à $10 \mu\text{m}$) empêche la subsistance de zones où la glace

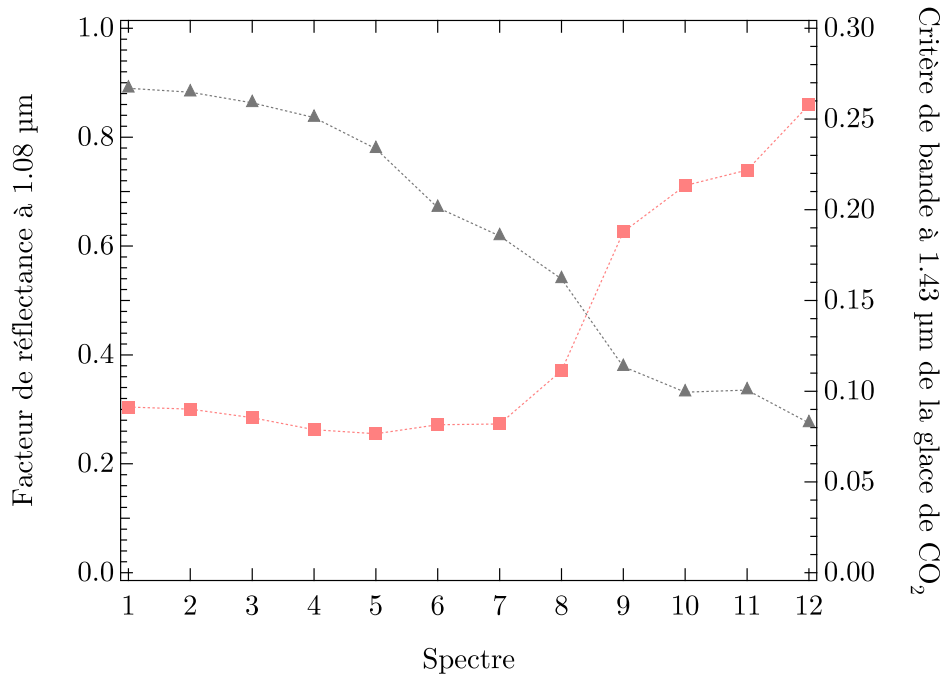


FIGURE 5.5 – Évolution spectroscopique de neige de CO₂ granulaire enrichie en poussière lors de son métamorphisme vers un état polycristallin par injection de gaz additionnel dans la porosité. Le facteur de réflectance à 1.08 µm (triangles noirs) et la profondeur de bande du CO₂ à 1.43 µm (carrés rouges) sont reportés.

de CO₂ serait sous forme granulaire avec de la poussière contenue dans son volume.

5.2.2.2 Évolution morphologique

L'évolution morphologique de l'échantillon au fur et à mesure de son métamorphisme a été suivie à travers la fenêtre en saphir du haut de la cellule (Fig. 5.6) et par une des fenêtres latérales (Fig. 5.7). Sur la Fig. 5.6, chacune des photos correspond à un spectre en réflectance de la Fig. 5.4. Pour la Fig. 5.7, les photos correspondant aux photos J et K de la Fig. 5.6 sont absentes, l'échantillon ayant déjà été totalement métamorphosé à l'étape I à ce niveau de la cellule. De façon cohérente avec les mesures en réflectance, l'échantillon perd peu à peu son aspect diffusant et blanc, signe que les grains de CO₂ deviennent de plus en plus gros et l'échantillon de plus en plus compact et transparent. On passe ainsi d'une glace de CO₂ dont les grains faisaient 200 µm de diamètre à une taille moyenne de plusieurs millimètres, avec une forte augmentation de la surface des joints de grains créée par la condensation du gaz qui comble les vides entre les grains et favorise leur jonction. L'évolution de la glace polycristalline suit le gradient de température à l'intérieur de l'échantillon : elle se forme d'abord au fond de la cellule, et sur les parois latérales, puis progresse vers le centre de l'échantillon. La combinaison d'une plus grande taille de grain et la disparition des interfaces d'air entre les grains autorise de bien plus grands parcours optiques dans la glace et réduit considérablement la diffusion aux interfaces des grains ce qui permet d'expliquer l'évolution spectroscopique obtenue ci-dessus. Le trou que l'on peut observer en haut à droite de l'échantillon est créé par l'injection de gaz, plus chaud, dans la cellule qui sublime localement la glace de CO₂.

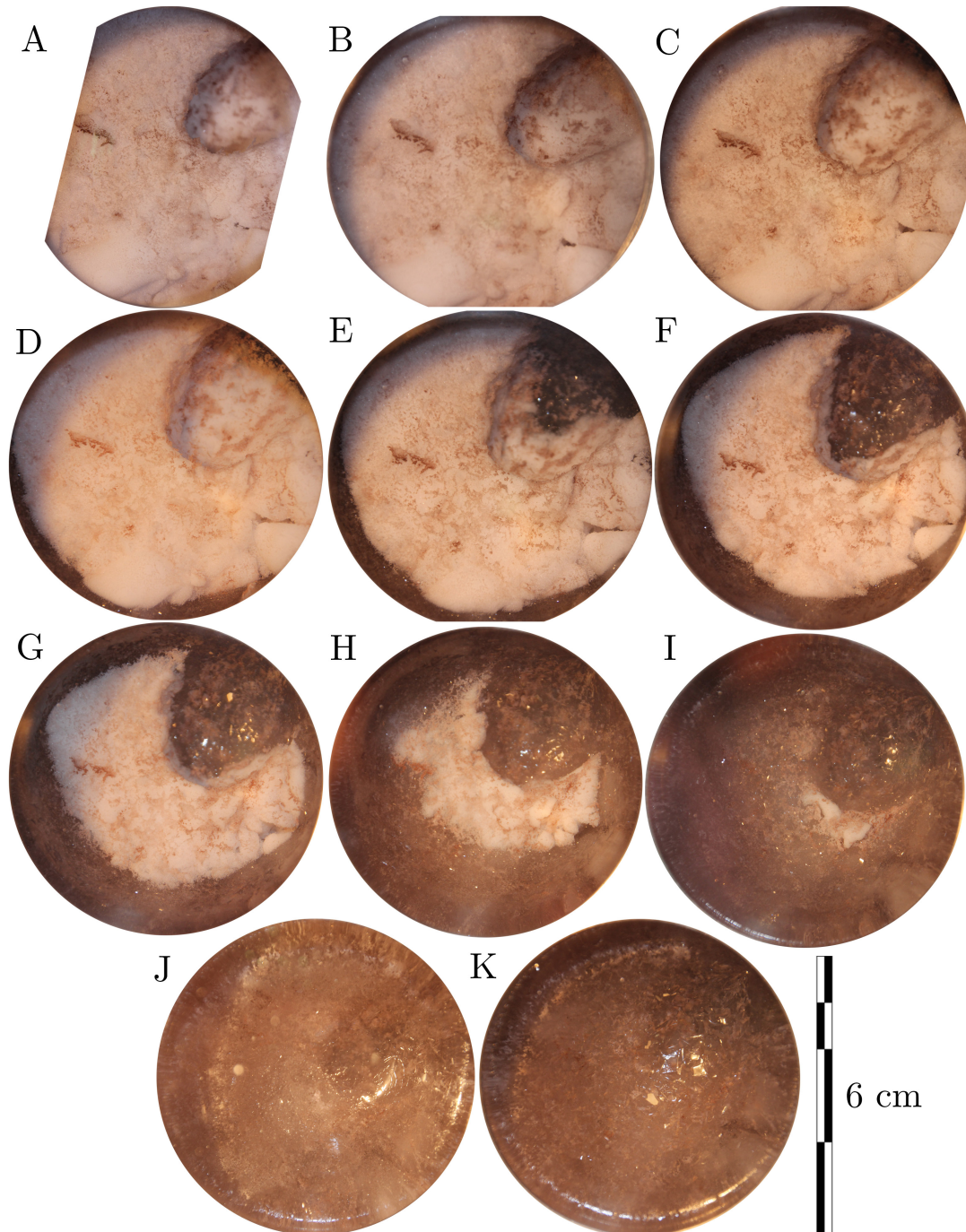


FIGURE 5.6 – Évolution morphologique de l'échantillon de neige de CO_2 enrichie en poussière lors de son métamorphisme vers un état polycristallin par injection de gaz de CO_2 . Chaque prise de vue est espacée de 24 heures, hormis les photos J et K qui sont espacées de 4 jours. Le trou en haut à droite est créé par l'injection du gaz de CO_2 plus chaud qui sublime localement la glace face au tuyau d'injection.

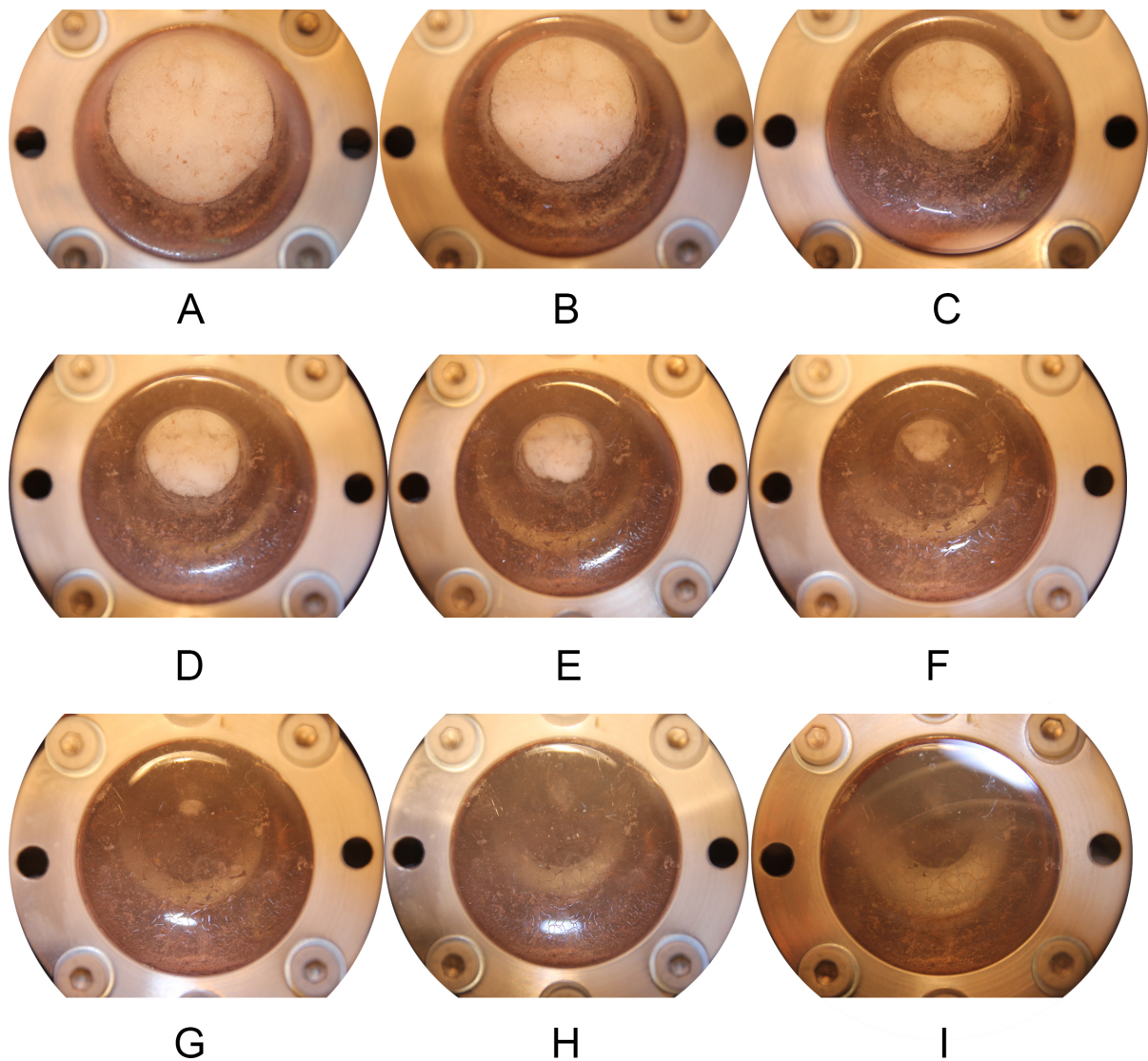


FIGURE 5.7 – Même évolution que dans la figure 5.6 mais l'échantillon est observé latéralement à travers les fenêtres présentes sur les côtés de la cellule. L'éclairage sur ces photos est dans le même sens et la même direction que la prise de vue. Les images correspondant aux prises de vue J et K de la Fig. 5.6 ne sont pas représentées, car l'échantillon est complètement métamorphisé au bout de 9 jours à cette profondeur.

Le métamorphisme de l'échantillon ne saurait toutefois être considéré comme total. En effet, un éclairage latéral de l'échantillon permet de mettre en relief une structure rémanente à l'intérieur de la glace polycristalline, Fig. 5.8. Cette structure correspond grossièrement aux anciennes dimensions du pain de glace. D'après les premières expériences de manipulation d'échantillon en dehors de la cellule, il est très probable que cette structure soit due à la formation, en surface du pain de glace, lors de sa manipulation et de sa mise en place dans la cellule, de petits grains (de l'ordre du micron) de glace d'eau. Ces petits grains d'eau sont incorporés dans la glace de CO_2 compacte durant son métamorphisme. Cette contamination (qui s'ajoute à celle de la poussière également présente en volume) permet d'expliquer que, même totalement métamorphisé, l'échantillon ne soit pas totalement translucide dans toutes les directions d'illumination car les petites particules de glace d'eau diffusent efficacement la lumière du fait de leur différence d'indice de réfraction ($n = 1.31$) avec le CO_2 ($n = 1.41$). La glace formée autour de cette structure est de la glace de CO_2 polycristalline très pure formée par injection de gaz.

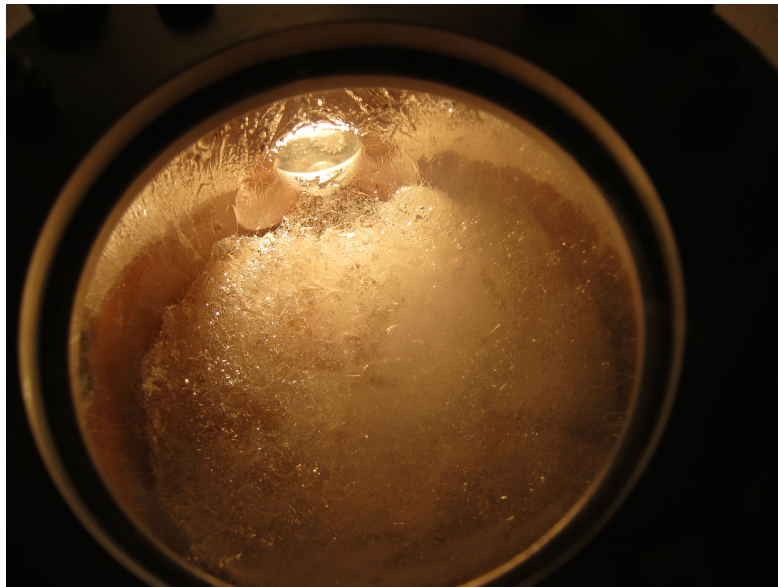


FIGURE 5.8 – Structure résiduelle du pain de glace granulaire initial à l'intérieur de l'échantillon. La structure de l'échantillon initial est toujours visible à cause de la condensation de vapeur d'eau à sa surface lors de sa mise en place dans la cellule.

5.2.3 Sublimation de CO_2 avec poussière en volume

5.2.3.1 Évolution spectroscopique

L'évolution spectroscopique de la glace est montrée sur la Fig. 5.9. Il est assez difficile de déterminer une tendance parmi les différents spectres. En effet, une alternance entre remontées de réflectance dans le continuum pour les deux premières séquences de sublimation et baisse de cette réflectance pour les deux séquences suivantes rendent l'interprétation et la proposition d'une quelconque tendance spectrale en lien avec la sublimation assez compliquée. Sur ces mesures, les spectres apparaissent assez bruités. Ils correspondent à une seule acquisition, contrairement aux moyennes spectrales que j'effectue afin d'augmenter le rapport signal sur bruit des données. Une acquisition de 5 - 6 spectres prendrait en effet plus

de 12 heures et la surface de l'échantillon aurait le temps de se métamorphiser légèrement. La surface de la glace polycristalline aurait le temps de se rééquilibrer et d'éventuelles fractures thermiques pourraient se refermer. Cette courte étape de métamorphisme pourrait ainsi ralentir fortement, voir empêcher d'observer l'évolution de l'échantillon. La dernière séquence de sublimation (91h) permet toutefois de proposer une évolution croissante de la réflectance de l'échantillon au fur et à mesure de la sublimation. Si l'on regarde les bandes d'absorption notamment, on a une baisse de la profondeur de bande à 1.43 μm entre le premier spectre et le spectre acquis à 91h de sublimation. Le fond de la bande à 2 μm remonte également progressivement. Ces profondeurs de bande plus faibles indiquent une diminution de la taille de grain moyenne. En plus de cette diminution de la profondeur des bandes, on peut noter une augmentation du facteur de réflectance à 1 μm de plus de 7% en 91h (≈ 4 jours). Ce rythme d'augmentation de la réflectance est bien supérieur à ce qui est proposé pour les dépôts saisonniers martiens où la réflectance peut augmenter de 60% mais sur la durée entière du printemps (195 sols entre $L_s = 0^\circ$ et $L_s = 90^\circ$).

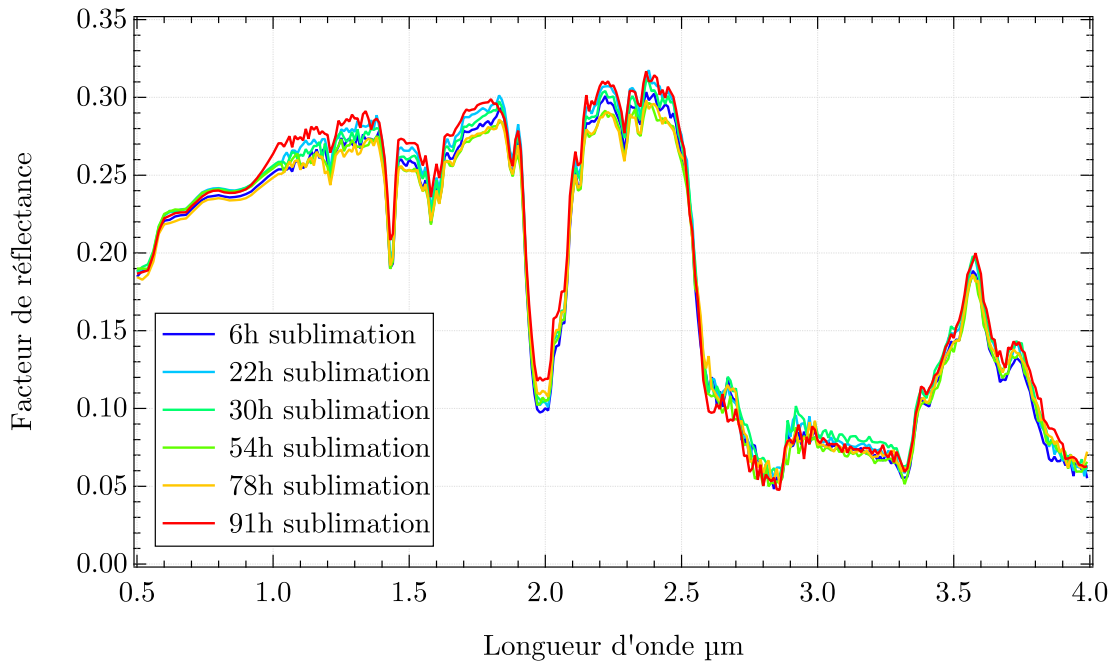


FIGURE 5.9 – Évolution spectroscopique de la glace de CO₂ polycristalline contaminée en volume par de la poussière soumise à sublimation par illumination de sa surface. La réflectance dans le continuum (1.00 μm) augmente de 7 % entre le spectre de l'échantillon initial et après 91 heures de sublimation. Dans le même temps, la profondeur des bandes de la glace de CO₂ diminue, notamment à 2 μm .

5.2.3.2 Évolution morphologique

Évolution de la glace polycristalline en surface

L'évolution morphologique de la surface est représentée sur la Fig. 5.10. Chacune des prises de vue correspond à un spectre de la Fig. 5.9. On peut noter que l'aspect de la surface de l'échantillon semble changer au fur et à mesure des étapes de sublimation. L'augmentation de la réflectance est également perceptible. Cette augmentation de réflectance se

produit surtout au centre de l'échantillon, là où le flux incident de la lampe est le plus fort pour des raisons géométriques. Lorsque l'on zoome, on s'aperçoit que cet éclaircissement se développe surtout au niveau des joints des grains. Pour l'échantillon initial, les grains de glace polycristalline sont très jointifs en leurs bords. Ils se séparent petit à petit au fur et à mesure que les joints les séparant s'ouvrent et s'agrandissent sous l'effet de la sublimation, et des lames d'air se développent entre les cristaux au fur et à mesure.

La Fig. 5.11 représente l'évolution de la réflectance et de la texture des joints de grains pour un grain unique, dont la position est indiquée sur la Fig. 5.10. Le joint entourant ce grain et le séparant de ses voisins apparaît de plus en plus clair au fur et à mesure des séquences de sublimation, du fait de la forte augmentation des réflexions aux interfaces glace - air - glace. C'est cet effet qui, multiplié par le nombre de grains présents à la surface, permet une augmentation de la réflectance. La diminution de la taille moyenne des grains par sublimation entraîne également une augmentation de la diffusion. En résumé, la sublimation d'un échantillon de glace polycristalline amène à l'augmentation de son pouvoir diffusant à travers deux mécanismes : 1) la sublimation aux joints des grains et 2) la diminution de la taille moyenne des grains en surface. La Fig. 5.12 représente schématiquement le processus de sublimation aux joints des grains observée suite à l'illumination de l'échantillon.

Un gradient de sublimation peut être observé entre les bords de la cellule et le centre, en accord avec le profil de flux incident de la lampe reçu par l'échantillon (Annexe A). Ce gradient de sublimation est représenté sur la Fig. 5.13. On peut voir que les joints de grains paraissent plus épais et ouverts au niveau du centre de la cellule (là où le flux incident est le plus fort) par rapport aux bords de la cellule où ils sont toujours relativement fins et les grains de CO₂ semblent encore jointifs sur toute leur largeur.

Évolution de la poussière en volume

La Fig. 5.14 montre l'évolution de la poussière à l'intérieur de la glace polycristalline de CO₂, observée à travers les fenêtres latérales de la cellule. La poussière semble descendre dans la glace de CO₂. La Fig. 5.15 présente un zoom du centre supérieur des images A, B et C de la Fig. 5.14 et détaille la descente de la poussière. La ligne noire représente la position d'un amas de poussière dans la glace polycristalline au début de l'expérience. On peut voir qu'au fur et à mesure des étapes de sublimation, l'amas de poussière considéré descend de 2 mm en 24 heures. La différence de niveau sur l'image C est flagrante avec l'image A. Des formes tubulaires présentes dans la glace, indiquées par des flèches blanches, mettent en évidence la descente de la poussière au sein de la glace de CO₂, et sont indiquées par les flèches blanches sur la Fig. 5.15. Ces formes tubulaires peuvent être comparées au phénomène de météorisation dans les glaces terrestres. Ce phénomène se produit pour (biblio).

L'image E de la Fig. 5.14 montre l'apparition d'une tâche noire en haut de la cellule. Cette tâche noire n'est vraisemblablement pas de la poussière qui serait descendue au cours de la sublimation car la quantité de poussière introduite en volume dans l'échantillon est insuffisante pour produire une telle tâche. La sublimation aux joints de grains a vraisemblablement participé à l'ouverture et à l'élargissement des joints de grains de cristaux situés

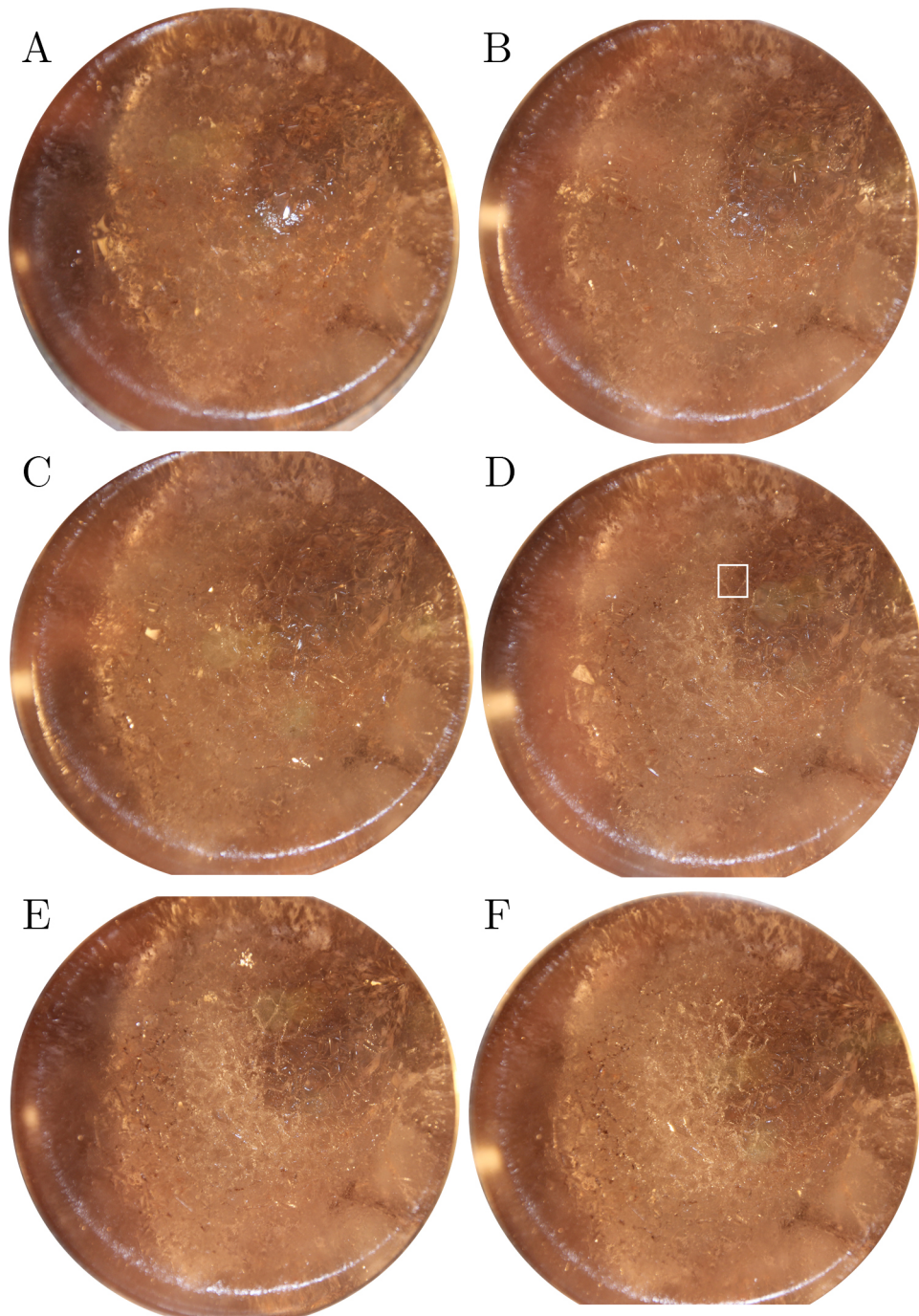


FIGURE 5.10 – Évolution morphologique de la glace de CO₂ polycristalline contaminée en volume par de la poussière soumise à sublimation par illumination. La surface est observée à travers la fenêtre supérieure de la cellule. La fenêtre fait 6 cm de large. La surface de l'échantillon après 4 jours de sublimation (image F) est différente de la surface initiale (image A). Elle semble notamment plus brillante/plus diffusante, surtout au niveau des joints de grains au centre de l'image, ce qui traduit une augmentation de la diffusion de la lumière à ces endroits. Le carré blanc de l'image D représente la position du zoom effectué sur la Fig. 5.11.

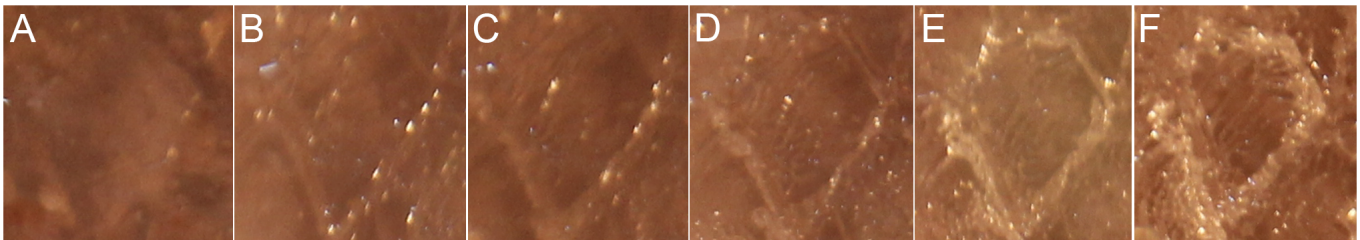


FIGURE 5.11 – Évolution morphologique d'un grain de la glace de CO_2 , voir carré blanc Fig. 5.10. Au fur et à mesure des séquences de sublimation, le joint qui sépare ce grain des grains voisins s'éclaircit. L'image F donne ainsi l'impression d'être beaucoup plus claire que l'image A, ce qui confirme l'augmentation de la réflectance dans le continuum visible sur la Fig. 5.9.

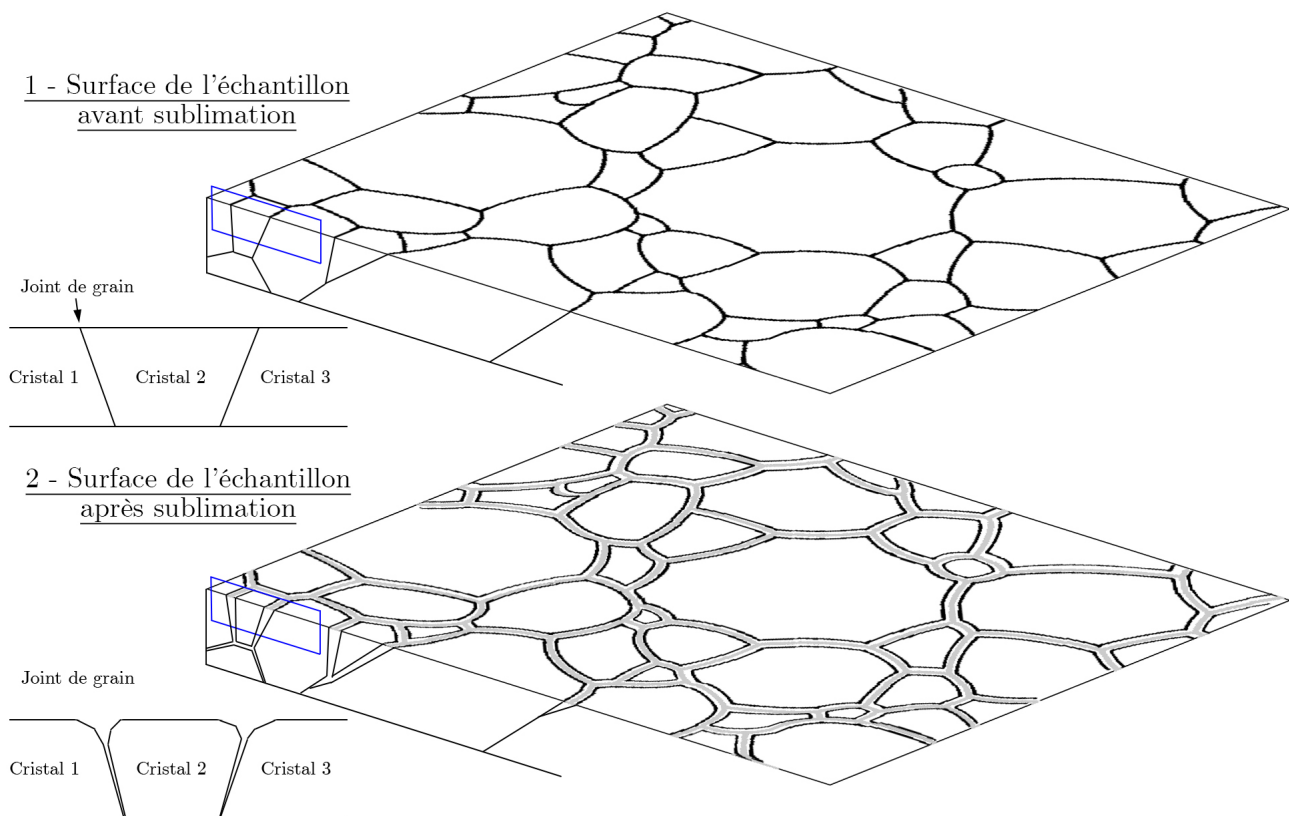


FIGURE 5.12 – Illustration schématique de l'évolution de la surface de l'échantillon soumise à un flux lumineux. Les rectangles bleus représentent des zooms sur le processus de sublimation aux joints des grains, qui les élargit et permet à des lames d'air de se développer entre les grains, augmentant la diffusion à ces endroits.

en profondeur. Cette interface entre les cristaux devient visible grâce à la lame d'air qui s'y trouve, entraînant une réflexion totale du flux incident par réflexion spéculaire du fait des fortes différences d'indice qu'elle génère. La géométrie d'éclaircissement est particulièrement propice à ce phénomène avec un fort angle d'incidence sur les joints de grains. Ces réflexions spéculaires font que très peu de flux traverse les interfaces via les fenêtres latérales et que

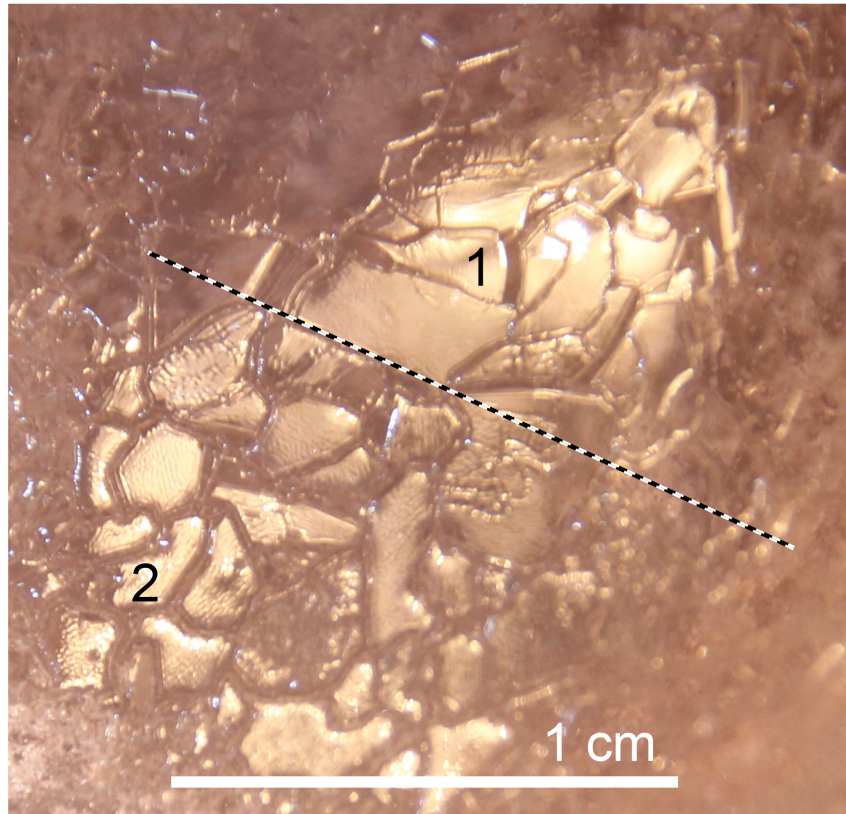


FIGURE 5.13 – Évolution morphologique de la glace de CO_2 polycristalline contaminée en volume par de la poussière soumise à sublimation par illumination de sa surface. Zoom sur la surface de l'échantillon de la photo F, Fig. 5.10 qui met en évidence un gradient de sublimation aux joints de grains à la surface de la glace polycristalline. Deux zones peuvent être grossièrement délimitées par la ligne noire et blanche : la zone numéro 1, où les joints de grains sont très fins, parfaitement jointifs. Dans la zone numéro 2, les joints de grains paraissent beaucoup plus épais et ouverts. Cette ouverture des joints de grains met en évidence la sublimation qui s'y produit via l'illumination par la lampe. La zone 2 est plus affectée par la sublimation que la zone 1, car elle est plus proche de la lampe.

ces zones apparaissent donc noires. La Fig. 5.14 F confirme cet hypothèse : sur cette image, la géométrie de l'éclairage est légèrement différente par rapport aux images précédentes. Les lames noires observées sont ainsi beaucoup plus petites que sur l'image E, et ont des formes radicalement différentes. La production d'un tel effet par de la poussière n'est pas possible. Cette observation montre que l'ouverture des joints de grains à lieu jusqu'à des profondeurs importantes (1 - 2 cm) sous la surface de l'échantillon.

5.3 Remontée d'albédo sur Mars : sublimation préférentielle aux joints de grains ?

Au cours des différentes expériences réalisées lors de ma thèse, et comme je l'ai démontré dans la section précédente, il est apparu clair que l'étape de sublimation de la glace polycristalline de CO_2 menait systématiquement à une surface plus diffusante de l'échantillon, et que le facteur de réflectance mesuré dans le continuum augmentait au fur et à

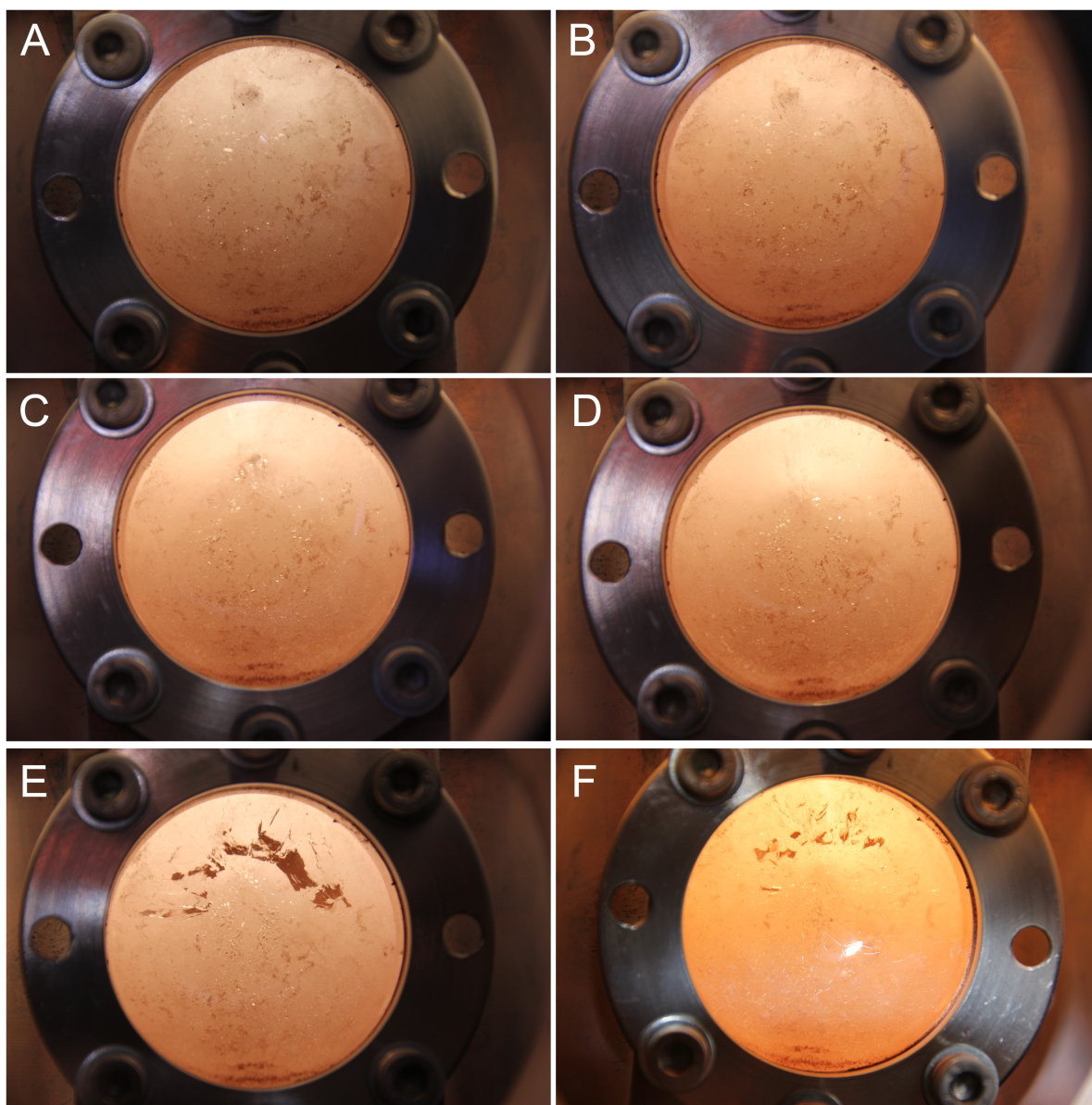


FIGURE 5.14 – Évolution morphologique de la glace de CO_2 polycristalline contaminée en volume par de la poussière soumise à sublimation par illumination de sa surface observée à travers une des fenêtres latérales. L'éclairage de l'échantillon est vertical, par la fenêtre supérieure. La fenêtre fait 3 cm de large.

mesure de la sublimation. Après observation détaillée de la surface, j'ai pu constater que cet éclaircissement était dû à l'élargissement des joints entre les grains de CO_2 qui crée des interfaces de diffusion air-glace supplémentaires entre ceux-ci. On passe ainsi d'un régime de diffusion à l'intérieur de la glace polycristalline principalement gouverné par la diffusion aux joints de grains sans air entre ceux-ci, avec une contribution à cette diffusion par les inclusions de poussière et de glace d'eau, très faible et difficile à détecter, à une diffusion beaucoup plus forte de milieu quasi granulaire lorsque les interstices entre les grains sont assez développées.

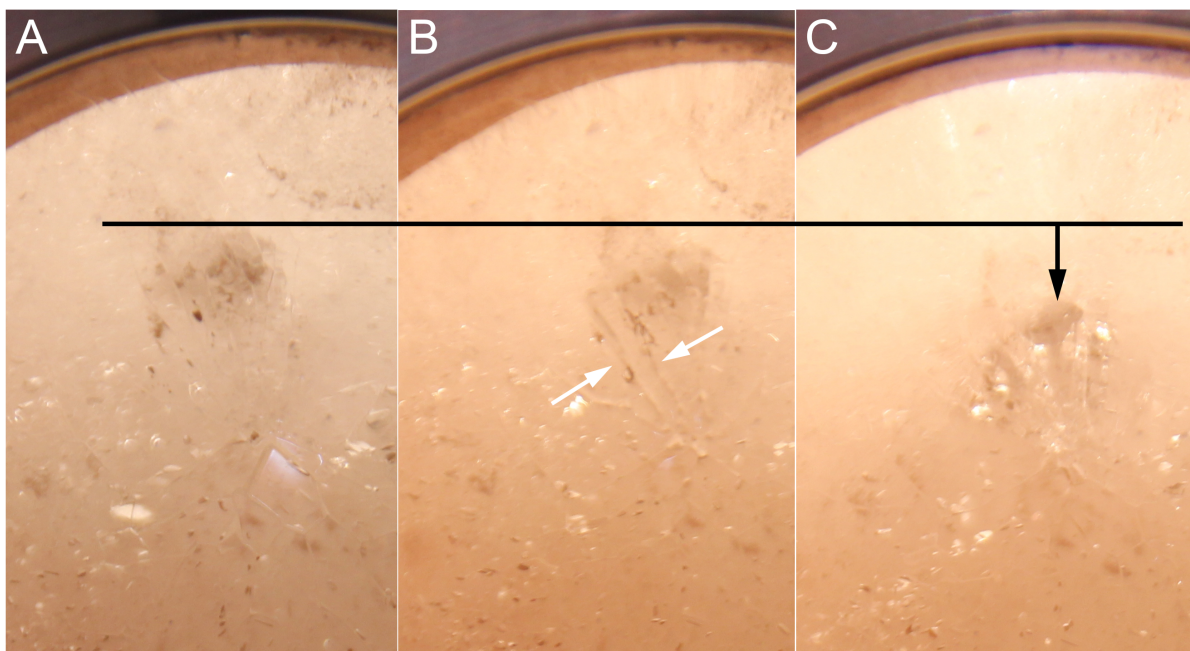


FIGURE 5.15 – Illustration de la descente de poussière à l’intérieur de la glace polycristalline de CO₂. Cette image représente un zoom des images A, B et C de la Fig. 5.14, réalisé sur la portion supérieure de la cellule. La ligne noire horizontale indique la position de l’amas de poussière visible dans l’image A et la petite flèche noire correspond à la distance d’enfoncement de cette poussière due à la sublimation entre les images A et C. Cette distance est équivalente à 2 mm. Les petites flèches blanches indiquent des formes de tubes pouvant être imputables à la descente de la poussière dans la glace.

Ce phénomène est-il en mesure d’expliquer la remontée d’albédo des dépôts saisonniers observée au cours du printemps ? On ne sait pas encore quel processus physique est à l’origine de ce phénomène. L’expérience qui va suivre a pour but de mettre en évidence cette remontée d’albédo par sublimation sur un échantillon de glace polycristalline compacte, un processus qui n’avait pas été envisagé jusqu’à maintenant. Les phénomènes les plus plébiscités pour expliquer cette remontée d’albédo des dépôts saisonniers sont la condensation de vapeur d’eau sur la glace de CO₂ agissant en piège froid et la fracturation thermique de la glace de CO₂. On peut opposer à ces propositions les observations suivantes : la remontée d’albédo des dépôts saisonniers sud est plus importante que celle des dépôts saisonniers nord, bien que les dépôts saisonniers sud sont appauvris en vapeur d’eau. La fracturation mécanique de la glace ne joue probablement qu’un rôle mineur dans la remontée d’albédo des dépôts saisonniers. Grisolle (2013) a étudié les conditions de la fracturation thermique de glace polycristalline. Cette fracturation peut se produire pour de faibles différences de température ($\Delta T = 3^\circ \text{K}$). En revanche, ces fractures ne modifient pas de façon importante le comportement spectroscopique de la glace, car elles ont une orientation préférentielle verticale et ne peuvent être observées que pour de grands angles de phase ($> 80^\circ$).

5.3.1 Protocole

Pour la création de la glace polycristalline de CO₂, j’ai procédé de la même manière que pour l’étape de métamorphisme décrite précédemment : de la neige granulaire de CO₂

contaminée en poussière est transformée en glace polycristalline compacte par injection de gaz venant boucher la porosité. L'échantillon obtenu est relativement épais et occupe quasiment tout le volume de la cellule. Ensuite, j'ai éclairé l'échantillon avec la lampe hallogène placée à 10.5 cm de l'échantillon, équipée de son optique, pendant 2 heures. Le flux lumineux reçu par l'échantillon dans ces conditions est de 2052 W.m^{-2} . Ce flux est 10 fois plus fort que celui reçu par les dépôts saisonniers lors de la remontée d'albédo. Cependant, l'application d'un flux lumineux aussi fort est motivée par deux éléments. Premièrement, la sublimation de glace polycristalline avec un flux incident comparable au flux incident solaire pendant les printemps martiens a montré sa capacité à faire augmenter la réflectance de la glace polycristalline de 7 % en une semaine. L'utilisation d'un flux très fort est employée pour mesurer une remontée d'albédo significative, pour une durée d'illumination raisonnable qui représenterait la sublimation des dépôts saisonniers sur la longue période du printemps. Lors de ces séquences de sublimation, le volume de la cellule est pompé pour maintenir la pression au niveau constant de la pression de vapeur saturante de la glace de CO_2 pour simuler le réservoir infini fourni par l'atmosphère martienne. J'ai également réalisé une expérience complémentaire où le volume de la cellule n'était pas mis sous pompage, faisant augmenter la pression au fur et à mesure de la sublimation. Ce protocole devait permettre de vérifier que l'augmentation de réflectance éventuelle de l'échantillon n'est pas due à une sublimation entraînée par d'éventuelles périodes où la pression dans la cellule passe légèrement sous la pression de vapeur saturante du CO_2 . Ce cas est notamment rendu possible par la régulation manuelle et empirique de la pression de la cellule qui consiste à régler la 'fuite' créée par le pompage de façon à équilibrer le flux de sublimation, qui lui peut varier en cours d'expériences du fait du changement progressif des caractéristiques de l'échantillon en cours d'évolution. La sublimation de l'échantillon par contraintes barométriques avait été exploré par Grisolle (2013).

5.3.2 Résultats

La Fig. 5.16 présente les photographies de la glace de CO_2 avant et après la séquence de sublimation induite par l'illumination de la lampe. On peut voir que la photo a) présente une glace de CO_2 qui paraît moins brillante que sur la photo b). Cette figure présente également les mesures en réflectance effectuées sur l'échantillon avant et après la sublimation. Chacun des spectres représente une moyenne de 5 spectres dans la gamme 0.5 - 4 μm . Le spectre rouge représente l'augmentation de la réflectance dans le cas où la pression est maintenue à 6.47 mbar dans la cellule et le spectre bleu représente l'augmentation de réflectance en laissant la pression augmenter dans la cellule. La réflectance à 1.08 μm passe de 0.397 avant la séquence d'illumination à 0.56 dans le cas d'une pression constante dans la cellule. Dans le cas où la pression augmente, on passe de 0.397 à 0.637. On obtient donc une augmentation de la réflectance de 41 % dans le premier cas et de 60 % dans le second. Cette augmentation de réflectance induite par la sublimation peut être comparée à celle que l'on observe sur les plaines de l'hémisphère Nord où l'albédo des dépôts saisonniers passe de 0,4 à 0° Ls à 0,59 à 30° Ls, soit une augmentation de 47,5%, Fig. 5.17. Les dépôts saisonniers disparaissent à cet endroit à 60° Ls. Cette évolution est valable aussi bien dans le visible que dans l'infrarouge. Le critère de bande à 1.43 μm de la glace de CO_2 a par contre tendance à baisser lors de chaque sublimation. Dans l'état initial de l'échantillon, on a une valeur du critère de 0.168. Le critère de bande passe à 0.169 pour le spectre rouge (pas d'évolution notable) et à 0.135 pour le spectre bleu. Cette diminution du critère de

bande à 1.43 μm traduit une diminution du parcours optique moyen. La taille des grains en elle-même varie peu, mais le changement entre la texture polycristalline compacte à un milieu granulaire en surface produit cette diminution de parcours optique.

5.3.2.1 Discussion sur l'influence des contraintes barométriques

Des expériences menées par Grisolle (2013) avaient mis en évidence que de gros différentiels de pression appliqués à un échantillon de glace polycristalline de CO_2 peuvent amener à la création de fractures. Dans le cas d'une forte baisse de pression du gaz, la fracturation de l'échantillon est due à la sublimation importante à sa surface par absorption de chaleur latente. Ce refroidissement en surface crée un gradient thermique entre celle-ci et la base de l'échantillon, et le brise suite aux contraintes mécaniques ainsi exercées par la contraction différentielle du polycristal. Or, sur Mars, les ondes baroclines provoquent des variations de pression importantes, se situant généralement dans une gamme entre 0.5 et 1 mbar (ref), représentant 1/6e de la pression atmosphérique martienne. Les ondes baroclines martiennes peuvent elles ainsi amener à la fracturation progressive des dépôts saisonniers martien de la même façon qu'un différentiel de pression dans la cellule? Pour vérifier cette possibilité, des variations de pression similaires à celles observées sur Mars ont été appliquées sur l'échantillon de glace polycristalline compacte, dont la surface a été métamorphisée à nouveau par injection de gaz. La pression à l'équilibre mesurée était de 5.20 mbar. Un premier différentiel de pression de 1 mbar a été appliqué à l'échantillon pendant 2 heures. Aucune fracturation n'est apparue à la surface de l'échantillon. J'ai donc ensuite augmenté ce différentiel à 2 puis à 3 mbar, sans succès. Pour finir, j'ai pompé sous vide l'échantillon, et aucune fracture ne s'est développée. Plusieurs remarques peuvent être faites au niveau de cette expérience. Tout d'abord, l'échantillon était très volumineux dans la cellule et obstruait le tuyau de pompage/injection de gaz. Il est possible que, le tuyau étant bouché, le pompage n'ait fait qu'entamer le petit bout de glace dans le tuyau et que la pression de la cellule n'ait pas varié même si celle dans le tuyau était basse. Cependant, 2 points viennent contredire cette hypothèse et limiter l'action d'une éventuelle rupture mécanique de la glace due à une baisse de pression. Tout d'abord, la glace du tuyau, pompée à vide, se serait rapidement sublimée, car le tuyau était chauffé dans le même temps. Au bout d'un moment, le pompage aurait été effectif dans la cellule. Ensuite, l'expérience de sublimation de l'échantillon sans mise sous pression a très bien marché, faisant remonter l'albédo de la glace de CO_2 encore plus que pour le premier essai.

Ces deux éléments supplémentaires permettent de conclure sur les deux points suivants : le passage de la glace polycristalline de la nuit polaire à la lumière du jour est à même de provoquer le phénomène d'éclaircissement observé sur les dépôts saisonniers au printemps. Cet éclaircissement est dû à la sublimation aux joints des grains composant la glace, phénomène entraîné par l'illumination progressive et de plus en plus forte des dépôts saisonniers, rendant la glace plus diffusante en surface. Il n'est vraisemblablement pas provoqué par une fracturation de la glace. Il est probable que d'autres processus, synchrones, et non testés durant ma thèse participent à ce phénomène. Une des meilleures hypothèses reste la condensation de vapeur d'eau sur la glace polycristalline de CO_2 qui joue le rôle de piège froid. Avec quelques modifications appropriées de la cellule, cette hypothèse pourrait

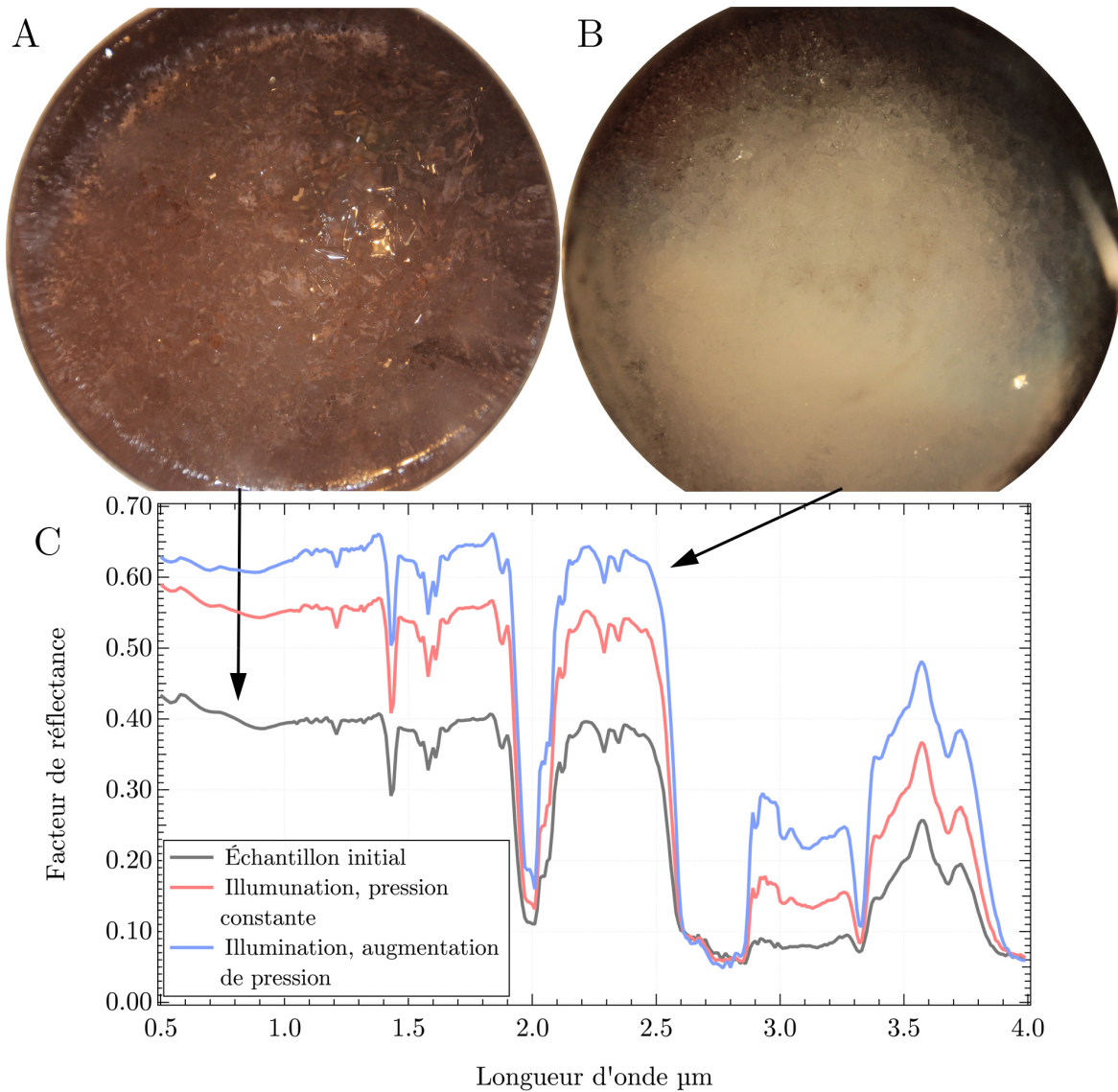


FIGURE 5.16 – Évolution morphologique et spectroscopique de la glace polycristalline soumise à un éclairage par la lampe. a) aspect de l'échantillon avant l'éclairage, b) aspect de l'échantillon après l'éclairage et c) spectres en réflectance acquis au cours de l'expérience : le spectre en noir représente échantillon en a), le spectre en rouge l'échantillon en b) et le spectre bleu représente un test additionnel réalisé sans pompage dans la cellule (non montré sur les photographies).

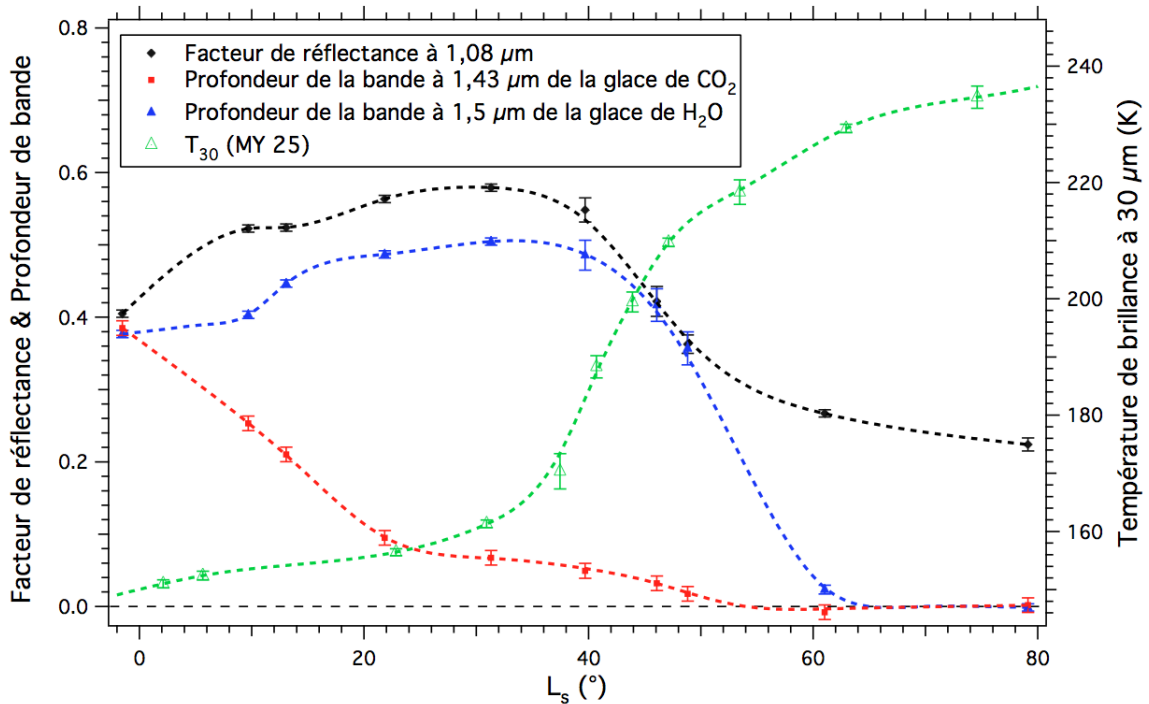


FIGURE 5.17 – Évolution printanière du facteur de réflectance à 1.08 μm (diamants noirs), de la profondeur de bande d’absorption à 1.43 μm de la glace de CO_2 (carrés rouges), de la profondeur de la bande d’absorption à 1.5 μm de la glace d’eau (triangles bleus) et de la température de brillance à 30 μm (triangles verts) dans une région de 182 km^2 située à 585 km du site d’atterrissage de Phoenix. La remontée d’albédo des dépôts saisonniers est visible entre $0^\circ < L_s < 30^\circ$. D’après Appéré (2012).

être testée et validée en laboratoire.

5.4 Conclusion

L’ensemble de ces expériences permet de tirer plusieurs conclusions sur l’évolution de la poussière au sein de la glace polycristalline ainsi que sur la remontée d’albédo des dépôts saisonniers.

Tout d’abord, la présence de poussière au sein de glace de CO_2 accélère la sublimation de cette neige, dans les endroits où elle est la plus concentrée par une accumulation en surface. Dans le cas où la glace de CO_2 est sous forme polycristalline, la poussière ne va pas s’accumuler en surface et va plutôt descendre, favorisant ainsi le mécanisme décrit dans Portyankina *et al.* (2012). Ce phénomène a été observé dans notre cellule avec une vitesse de 2 mm/h. Il n’y a pas de raisons pour laquelle la glace de CO_2 blanchirait suite au nettoyage de la poussière contenue en son volume puisqu’elle est complètement transparente et que le facteur de réflectance dans le continuum est déjà contrôlé par les propriétés spectroscopiques de la poussière du substrat (voir chapitre 3). Il n’est pas exclu que dans certaines zones très poussiéreuses des dépôts saisonniers, la poussière, en formant

une couche optiquement épaisse, protège la glace sous jacente un peu comme sur les glaciers terrestres.

La sublimation de glace polycristalline avec des flux incidents dans la gamme de valeurs de ceux observés sur Mars a montré qu'elle était capable de rendre l'échantillon plus diffusant. Après examination de la surface de la glace, il est apparu que ce blanchiment était dû à la sublimation aux joints des grains qui composent la glace polycristalline. L'élargissement des joints de grains permet une introduction de gaz entre eux et entraîne une augmentation de la réflectance. Il a été possible de blanchir l'échantillon de plus de 60% grâce à cette méthode, une valeur en accord avec ce qui est observé pour Mars. Ce processus comme explication de la remontée d'albédo des dépôts saisonniers a l'avantage d'être valide partout où la glace de CO₂ est présente à la surface, ce qui n'était pas le cas de certaines hypothèses proposées pour le moment. Par exemple, la condensation de vapeur d'eau sur la glace de CO₂ pourrait en effet contribuer à l'augmentation de la réflectance dans l'hémisphère Nord, mais c'est beaucoup plus difficile dans l'hémisphère sud où la vapeur d'eau est moins présente dans l'atmosphère. De plus, d'après les expériences additionnelles réalisées sur la fracturation thermique de l'échantillon, il semble peu probable que cette fracturation puisse entraîner une augmentation de l'albédo. Enfin, l'augmentation de réflectance des dépôts saisonniers, qui est plus importante dans l'hémisphère sud que dans l'hémisphère nord, peut être expliquée par une sublimation aux joints de grain, car cette augmentation de réflectance est plus importante dans l'hémisphère sud que dans l'hémisphère nord, correspondant à un printemps dans l'hémisphère sud où le flux solaire est plus important que dans l'hémisphère nord. Une façon de tester l'hypothèse de la région cryptique comme étant une aire géographique où la glace de CO₂ cristalline est recouverte de poussière serait la réalisation d'un échantillon de glace polycristalline, fortement contaminé en poussière dans sa partie supérieure, et soumettre cet échantillon à une sublimation par illumination intense. L'évolution de l'albédo d'un tel échantillon permettrait d'expliquer la persistance d'un albédo faible dans la région cryptique au printemps.

La diffusion de la surface de l'échantillon de glace polycristalline compacte pourrait impacter la quantité d'énergie reçue par le régolithe martien sous la couche de glace, en diffusant une partie du rayonnement dans les couches supérieures de la glace. Je n'ai pas quantifié la perte de flux occasionné par cet effet diffusant, mais le phénomène de geyser étant activé grâce aux rayons solaires incidents, la diminution du flux atteignant la base pourrait peut être atténué le phénomène de production de geyser au fur et à mesure que les dépôts deviennent de plus en plus diffusants. Le fait que les geysers soient actifs très tôt dans la saison martienne et plus après pourrait être expliqué par un phénomène de diffusion de la lumière dans la partie supérieure de la couche de glace de CO₂.

Deuxième partie

Pluton

Mars et Pluton partagent de nombreux points communs. L'atmosphère de Pluton, bien que 300 fois plus fine que celle de Mars, est également en équilibre avec la pression de vapeur saturante de leur composant volatil principal, le CO_2 pour Mars et le N_2 pour Pluton. La température de surface est contrôlée par le bilan entre l'illumination, l'émission thermique, la conduction et les échanges de chaleur latente (sublimation ou condensation) entre l'atmosphère et la surface. Les atmosphères sont « épaisses » dans le sens où le transport de chaleur latente entre l'hémisphère d'été et l'hémisphère d'hiver est assez efficace pour maintenir un gradient latéral de pression faible et une température constante pour les surfaces glacées à l'échelle du globe. Une variation saisonnière de la couverture glacée est également attendue ainsi qu'une variation saisonnière de la pression. Les courbes de pression acquises par les données Viking documentent très bien ce phénomène, qui est bien moins connu dans le cas de Pluton mais qui a pourtant été observé avec l'augmentation de la pression atmosphérique sur les 25 dernières années (Sicardy *et al.* (2003); Elliot *et al.* (2003); Young *et al.* (2008); Person *et al.* (2008); Young (2013); Olkin *et al.* (2013)). Même si la fraction du cycle saisonnier ayant été observée est courte comparée à la durée de l'orbite, les variations saisonnières de pression sur Pluton apparaissent plus importantes que sur Mars où la température des calottes est approximativement déterminée par l'insolation moyenne au cours de l'orbite et connaît donc de faibles variations (Ingersoll, 1990). Des changements temporels dans les canaux bleu - vert des courbes de lumière et dans les profondeurs de bandes des espèces volatiles à la surface fournissent déjà la preuve d'un changement de repartition des glaces à la surface dû à un transport des espèces volatiles.

L'analogie entre Mars et Pluton se poursuit par la présence à la surface d'un autre composant moins volatil. Sur Mars ce rôle est joué par la glace d'eau alors que sur Pluton ce sont le CH_4 et le CO . Ces espèces moins volatiles se retrouvent dans l'atmosphère en tant que gaz mineurs par le processus de sublimation. De par leur volatilité et leur abondance atmosphérique moindre, l'effet tampon produit par ces espèces mineures sur les glaces en surface correspondantes n'est pas aussi important que pour les espèces majeures. Ainsi, la variabilité temporelle et spatiale de la température de ces glaces peut être importante, bien qu'elle dépende également de la façon dont elles sont mélangées avec les glaces majoritaires : mélange intime, stratification, ségrégation spatiale. Tandis que le cycle de l'eau est bien compris sur Mars, il n'en est pas de même pour les cycles du CH_4 et du CO sur Pluton.

Enfin, les processus saisonniers liés à la sublimation des glaces : geysers, stratification des glaces, ségrégation horizontale des glaces ... que l'on peut observer au niveau des dépôts saisonniers martiens ont toutes leurs chances d'avoir des analogues plutoniens. Ainsi, des geysers ont pu être observés sur Triton lorsque la sonde Voyager a survolé le satellite de Saturne (Soderblom *et al.*, 1990).

Ce chapitre d'introduction a pour objectif de présenter l'évolution des connaissances sur Pluton qu'a permis la sonde New Horizons en présentant tout d'abord les connaissances antérieures à 2015, puis les principales découvertes scientifiques de la mission. Je présenterai également dans ce cadre des modélisations en transfert radiatif de la surface de Pluton réalisées sur des observations spectroscopiques effectuées depuis la Terre ainsi que les instruments de la sonde New Horizons ayant fournis les données qui seront utilisées dans le chapitre suivant.

6.1 Pluton avant New Horizons 1930 - 2015

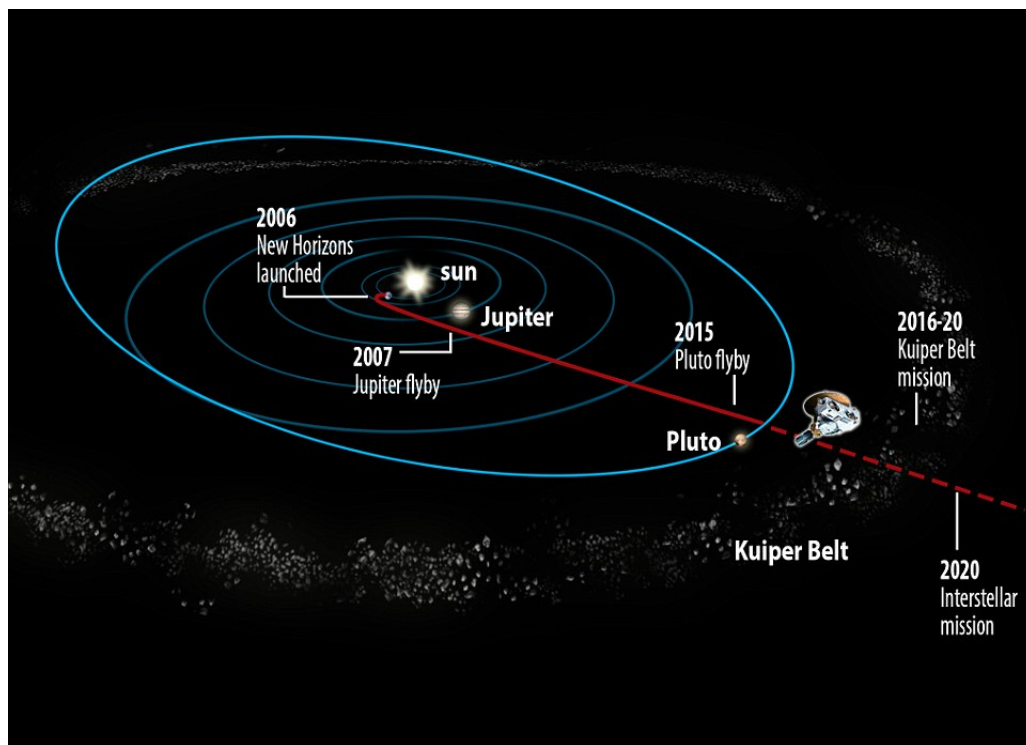


FIGURE 6.1 – Représentation schématique du système solaire (échelle non respectée) : les orbites des planètes sont représentées, ainsi que la position de la ceinture de Kuiper. L'orbite de Pluton est matérialisée par l'ellipse bleue et la trajectoire de la sonde New Horizons est représentée en rouge, avec les dates marquantes de son voyage planétaire. Crédit : NASA.

Pluton est une planète naine du système solaire, découverte en 1930 par l'astronome américain Clyde Tombaugh. C'est un corps glacé de 2300 km de diamètre qui orbite autour du Soleil en 248 ans. Son orbite est la plus distante des planètes du système solaire, même si elle croise parfois celle de Neptune et passe alors plus près du Soleil. Cette trajectoire situe Pluton à la lisière du système solaire, tout près de ce qu'on appelle la ceinture de Kuiper, Fig. 6.1.

La planète possède 5 satellites naturels connus. Le premier identifié fut Charon, identifié dès 1978, puis vinrent Nix et Hydra, identifiés en 2005. Enfin, Kerberos fut identifié en 2011 et Styx en 2012. La particularité de ce système est la position du barycentre entre Pluton et Charon, se situant en dehors même de la planète naine, Charon représentant 12 % de sa masse. Elle fut considérée comme une planète jusqu'au 24 août 2006 où l'Union Astronomique Internationale a décidé de la classer en tant que planète naine, motivée par 3 facteurs :

- Pluton n'a pas nettoyé suffisamment son orbite, et on y trouve des objets aussi massifs qu'elle.
- L'orbite de Pluton n'est pas dans le plan de l'écliptique, mais est inclinée de 17.10° exactement par rapport à celui-ci. Son orbite est également très excentrée ($e = 0.246$).
- Pluton possède une petite taille, et son inclusion dans le domaine des "planètes" requerrait que l'on inclue également les autres corps voisins ayant une taille équivalente. Parmi ces candidats, on peut citer Eris, un **Objet Trans-Neptunien** (OTN), dont le diamètre est peut être plus grand que celui de Pluton (Sicardy *et al.* , 2011).

Ce déclassement de Pluton fut la conséquence de l'amélioration de la connaissance du système solaire lointain, notamment de la ceinture de Kuiper. Cette ceinture est située au-delà de l'orbite de Pluton, et peut être vue comme une ceinture d'astéroïdes extérieure du système solaire, mais avec des dimensions plus importantes que celle-ci. Elle est ainsi 20 fois plus large et 200 fois plus massive, Fig. 6.1. Le premier des objets de cette ceinture, que l'on appelle **Objets Trans-Neptunien** (OTN) fut découvert en 1992 (Jewitt *et al.* , 1992). Depuis, plus de 1700 objets similaires ont été découverts.

Avant l'arrivée de la sonde New Horizons, ce système, et plus particulièrement Pluton, a été étudiée depuis la Terre principalement grâce aux occultations solaires, aux mesures radiométriques, aux mesures spectroscopiques et avec l'aide du satellite Hubble. Les données obtenues restaient très parcellaires en raison de la distance entre le corps glacé et la Terre (comme le prouvent les détections tardives de certains satellites). La compréhension du mode de fonctionnement de cette planète passait également par l'analogie souvent effectuée avec Triton, le plus gros satellite de Neptune qui fut survolé par la sonde Voyager 2 en 1989. Cette comparaison permettait d'avoir une vision de cette planète, Fig. 6.2. Le corps glacé était représenté comme couvert de poussières organiques et de diverses glaces condensant à de très basses températures (N_2 , CH_4 , CO).

Aussi, l'envoi d'une mission spatiale était justifiée. Pluton n'est pas le seul objectif de la sonde New Horizons car elle poursuivra son chemin vers la population des objets transneptuniens.

6.1.1 Surface

6.1.2 Pluton dans l'infrarouge : une chimie complexe

Le récapitulatif précis de la spectroscopie infrarouge ayant été effectuée sur Pluton peut être trouvé dans Quirico (1995) ou Cruikshank *et al.* (1997). La diversité spectroscopique de Pluton que je vais décrire est illustrée sur la Fig. 6.3, à l'aide du (*Grand Average Spectrum*) produit à partir des données IRTF. Les caractéristiques de ce spectre sont décrites

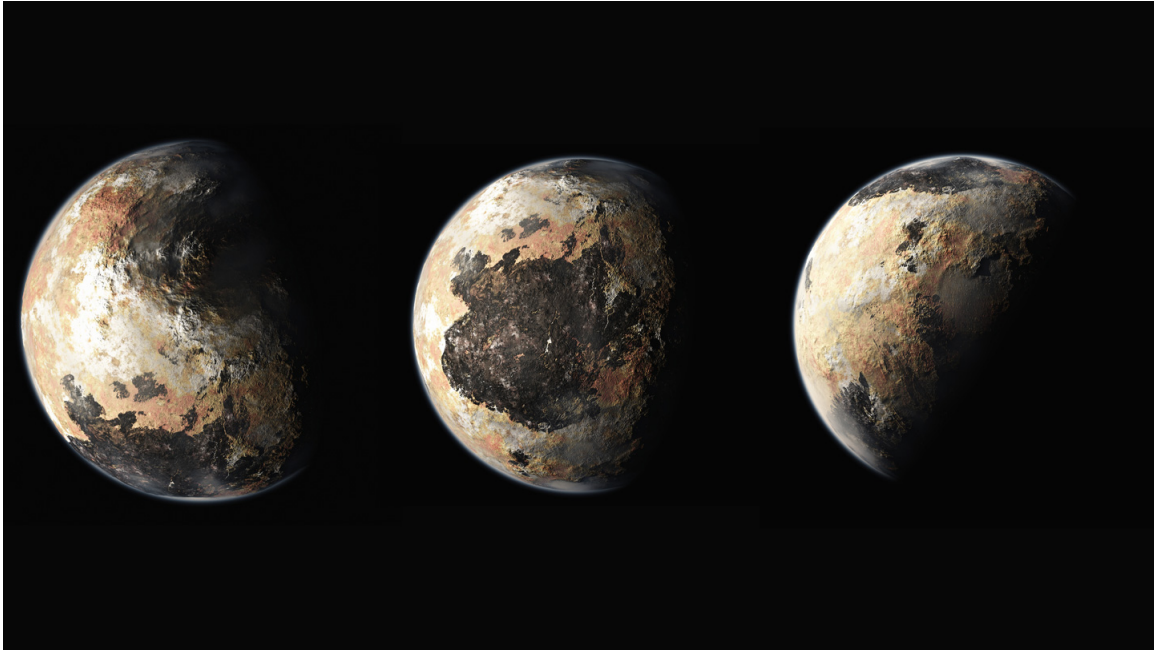


FIGURE 6.2 – Image d’artiste de la surface de Pluton avant l’arrivée de la sonde New Horizons.

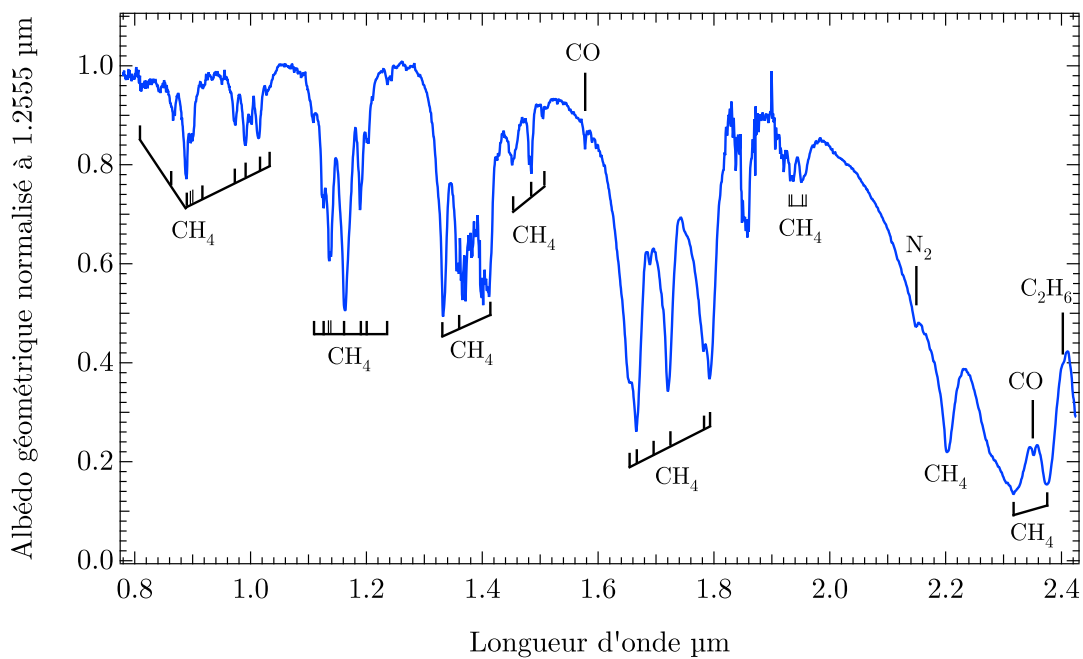


FIGURE 6.3 – Spectre moyen de la surface de Pluton entre 2002 et 2014, Grundy *et al.* (2013). Ce spectre représente la moyenne spectrale de 82 spectres IRTF. Les absorptions des différentes molécules identifiables sont indiquées.

en détail dans la section 6.3.

Le premier composant ayant pu être identifié est le méthane en 1976 (Cruikshank *et al.*

, 1976). Les glaces de CO et de N₂ furent observées plus tard en 1993 (Owen *et al.*, 1993) à l'aide des données recueillies par l'instrument CGS4 (Cooled Grating Spectrometer) monté sur le télescope UKIRT (United Kingdom Infrared Telescope). Il y a, concernant ces 3 molécules, un phénomène physique qui rend l'interprétation des données plus compliquée que sur Mars. En effet, le méthane et le N₂ ont la particularité d'être très partiellement solubles l'un dans l'autre. Les domaines de stabilité de chacune des phases dominées par l'une des molécules varient en fonction de la température et de la proportion entre les deux molécules. Ces relations sont étudiées au sein de ce qu'on appelle un **diagramme de phase**. Je reviendrai sur le diagramme de ces deux molécules dans la section (6.1.6). On connaît bien, à l'heure actuelle, les diagrammes de phase du CH₄ - N₂ et CO - N₂. En revanche, le CO et le CH₄ sont également solubles l'un dans l'autre, mais le diagramme de phase de ces molécules reste inconnu par l'absence d'expériences de laboratoire. On peut voir que la molécule qui a le plus d'influence sur le spectre c'est le CH₄. Les bandes d'absorption de cette molécule lui donnent sa structure générale. De petites bandes d'absorption parsèment le spectre et révèlent une diversité plus grande :

- À 2.15 μm , une petite bande indique la présence de glace de N₂.
- Les bandes à 1.58 μm et 2.35 μm indiquent la présence de glace de CO.
- La bande à 1.69 μm indique la présence d'une phase de glace de CH₄ sous une forme très pure - contenant très peu de N₂ en mélange moléculaire - voir section suivante.
- Enfin, la non-saturation de la bande à 2.32 μm du CH₄ indique déjà qu'un 4^e composant doit être présent à la surface.
- La bande à 2.405 μm est caractéristique de l'éthane (C₂H₆).

Certaines bandes du CH₄ apparaissaient saturées sur les spectres, mais la valeur en réflectance au fond de ces bandes n'est pas 0. Il est donc possible de calculer le pourcentage d'un autre composant à la surface dont la réflectance est élevée à cet endroit. Cette technique a été utilisée sur des spectres de Io pour mettre en évidence le soufre. Dans le cadre de Pluton, on a donc très probablement la présence d'un autre composant à la surface, brillant dans l'infrarouge. D'abord imaginés comme pouvant être de la glace d'azote avec de petits grains, il s'est avéré via les modèles que des tholins (voir paragraphe ci-dessous) avec une taille de grain fine puissent très bien tenir ce rôle. Je reviendrai sur ce point dans la section 6.2.6. Outre les bandes d'absorption, l'autre aspect caractéristique de la surface de Pluton est la pente rouge des données visibles. Les glaces volatiles ayant été décrites ci-dessus étant toutes transparentes dans le visible, il est donc nécessaire d'avoir un autre composant à la surface, en accord avec la non-saturation de certaines bandes. Ce composant est probablement ce que l'on appelle un **tholin** ou macro-macromolécule organique. Les caractéristiques spectroscopiques de ces matériaux seront détaillées dans la section 6.2.5.

Estimation de la température de surface

Des estimations de la température de surface seront fournies par l'étude de la bande du N₂ à 2.15 μm qui est très sensible à la température, voir section 6.2.2.1. Ces études suggèrent une température de surface de 40 K (Tryka *et al.*, 1994). Les estimations de la température de brillance (qui sont des moyennes incluant les zones recouvertes de givre et celles ne l'étant pas) oscillent entre 55 K à 60 μm (Sykes *et al.* (1987); Tedesco *et al.* (1987)) et 35 K à 1300 μm (Stern *et al.* (1993); Jewitt (1994)).

Évolution en fonction du temps

La répartition spatiale des glaces à la surface de Pluton ainsi que l'évolution de cette répartition au cours du temps a pu être étudiée grâce au jeu de données IRTF acquis par (Grundy *et al.*, 2013) entre 2002 et 2014. La Fig. 6.4 présente la répartition qualitative des glaces de N_2 , de CH_4 et de CO à la surface de Pluton et leur évolution temporelle mesurées à partir de la profondeur des bandes d'absorption. L'évolution des profondeurs de bande montre que, entre 2002 et 2014, celle du N_2 diminuait et celle du CO aussi. Dans le même temps, le décalage des bandes du CH_4 vers le bleu diminuait, ce qui indique que la fraction de méthane que l'on observe est de plus en plus pure et de moins en moins diluée à l'intérieur du N_2 . Une telle évolution tendrait à montrer que ces glaces volatiles se subliment au fur et à mesure, mais est contradictoire avec la pression atmosphérique stable sur la même période. De plus, la bande de N_2 est difficile à interpréter, car elle est fonction de beaucoup de paramètres : influence du taux de dilution de CH_4 , température, position sur un épaulement de bande du CH_4 ... On a ainsi un ensemble de paramètres, dont certains non reliés à la répartition des glaces en surface qui influent sur la bande. Cette première interprétation quantitative des données IRTF a besoin de contraintes via des modélisations avec le transfert radiatif, dont je proposerai une première étape dans la section 6.3.

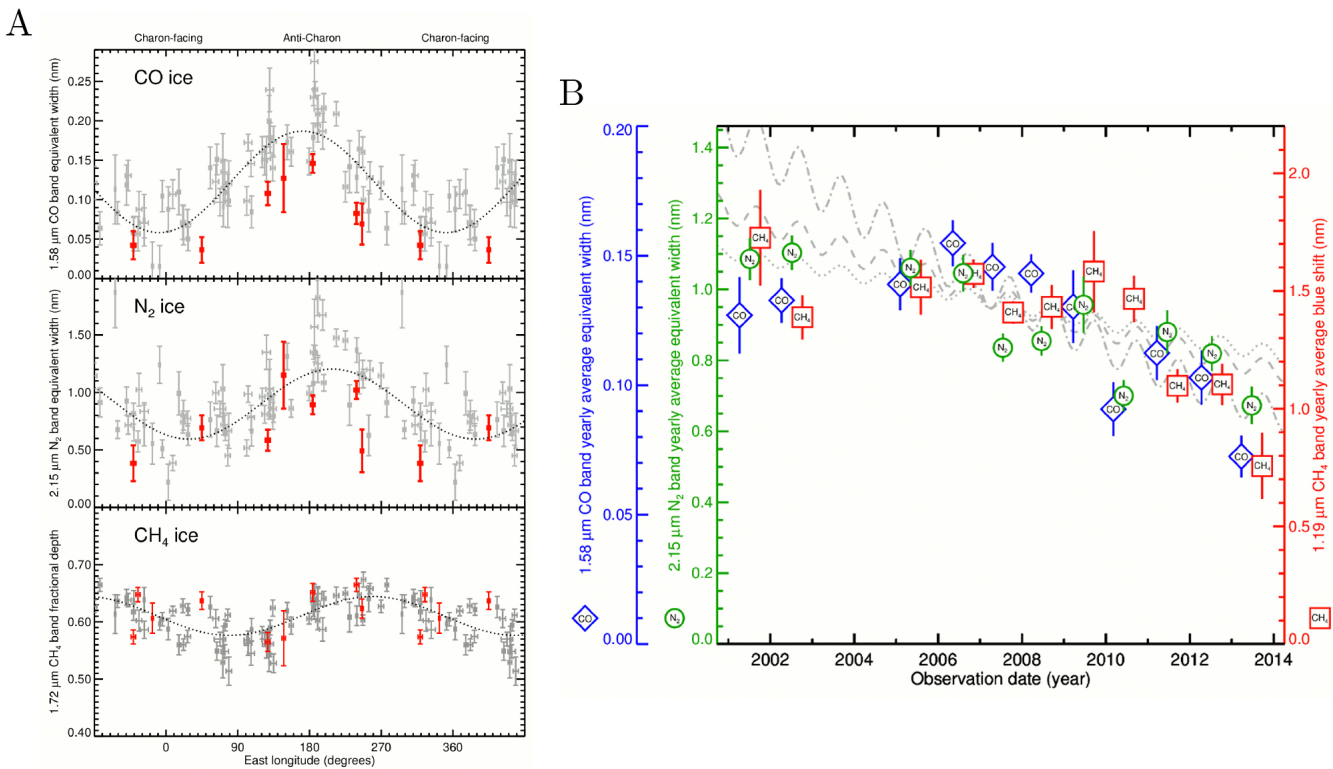


FIGURE 6.4 – A) Répartition spatiale des glaces de N_2 , CH_4 et CO à la surface de Pluton à partir des profondeurs des bandes d'absorption et B) évolution temporelle de ces bandes d'absorption entre 2002 et 2014. D'après Grundy *et al.* (2014).

6.1.3 Cartographies de Pluton dans le visible - Considérations géologiques

En plus des observations spectroscopiques réalisées dans le visible - proche-infrarouge, des cartographies dans la gamme du visible ont peu à peu été réalisées de la surface de Pluton soit à partir de la reconstruction d'une représentation de surface expliquant les courbes de lumière observées ou par imagerie directe. Les premières de ces cartographies ont été réalisées par Buie *et al.* (1992), et ont été complétées par (Young & Binzel (1993); Drish *et al.* (1995); Stern *et al.* (1997)). En 2010, Buie *et al.* (2010) utilisent le *Hubble Space Telescope* pour obtenir des images de la surface de la planète naine. La Fig. 6.5 montre la cartographie obtenue avec le HST en 2002 - 2003. Les couleurs de l'image du HST sont obtenues en convertissant les couleurs des mélanges tholins/réfecteurs gris en niveaux RGB suivant un formalisme développé dans Young (1984). On retrouve la structure de Pluton en terme de latitude qui s'observe avec les données dans l'infrarouge : les régions équatoriales semblent occupées par des terrains de couleur sombre, alors que les régions polaires sont plus claires. Cette information confirme la couverture en glaces volatiles des régions polaires alors que l'équateur semble être recouvert par le matériau sombre (dans le visible) mais brillant dans l'infrarouge qui empêche les bandes d'absorption du CH₄ de saturer. La surface de Pluton change de couleur depuis que la planète s'éloigne du soleil depuis 1989.

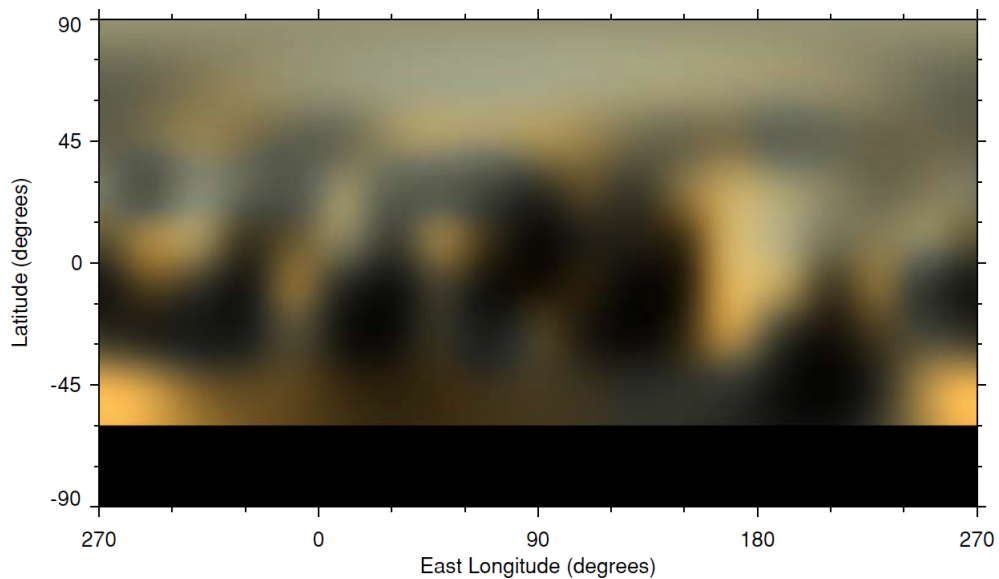


FIGURE 6.5 – Planisphère de Pluton synthétique 'vraies couleurs' obtenu grâce au HST (Buie *et al.* , 2010). La bande noire au bas de l'image représente la nuit polaire à l'époque de l'acquisition.

Proposer des hypothèses quand à la géologie de la surface est purement hypothétique à partir de ces seules données. Cependant, de nombreux corps glacés ont déjà été explorés avant l'arrivée de la sonde New Horizons et certaines des formes géologiques ayant été observées à leur surface sont attendues dans le cas de Pluton (Moore *et al.* , 2015). Les cryovolcans restent une fois de plus les grands attendus de cette mission. Pour l'instant, ils n'ont jamais été observés de façon formelle, même si de très nombreux indices (géo-

morphologie, topographie) semblent indiquer leur présence sur Titan. Cependant, l'opacité atmosphérique des aérosols contenus dans son atmosphère empêche une observation claire de ces édifices. Sur Pluton, l'atmosphère très fine permettra leur observation avec un grand niveau de détail si ils sont présents en surface.

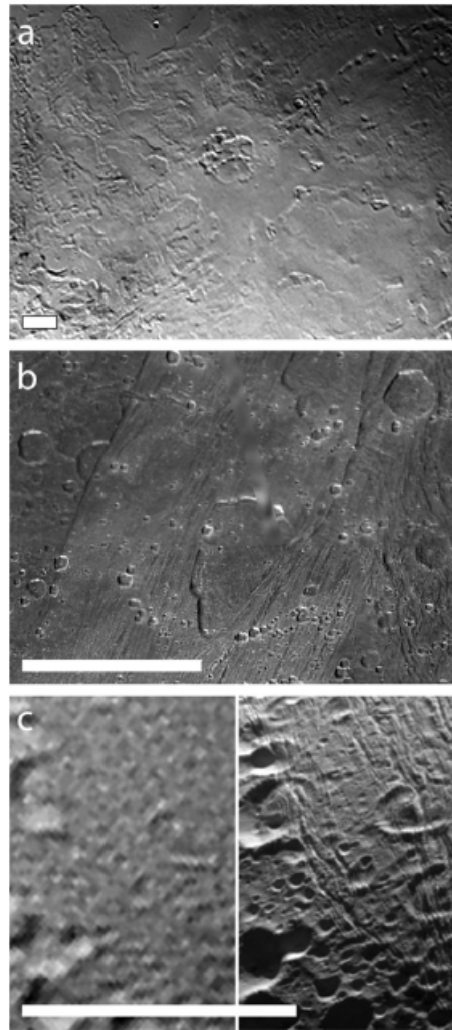


FIGURE 6.6 – Sélection des meilleurs exemples de candidats à des formes de cryovolcanisme. Ces structures se trouvent sur des satellites glacés. Chaque barre blanche représente 50 km. a) Leviathan Patera sur Triton, b) dépression circulaire pouvant être assimilées aux caldeiras des volcans sur Ganymède, c) Samarkand Sulci, région polaire nord d'Encelade, imagée avec 1 km/ pixel par Voyager et 176 m/pixel par Cassini. D'après Moore *et al.* (2015).

6.1.4 Atmosphère

Pluton possède une atmosphère, très ténue, et transparente aux rayons solaires et infra-rouges étant composée majoritairement de N_2 . La détection de l'atmosphère a été réalisée pour la première fois lors d'une occultation en 1985 (Brosch, 1985). Les occultations stellaires vont être le moyen privilégié pour mesurer les propriétés physiques de l'atmosphère

de Pluton, dont les principales ont été réalisées en 1988 et 2002 (Hubbard *et al.* (1988); Elliot *et al.* (1989); Millis *et al.* (1993); Elliot *et al.* (2003); Sicardy *et al.* (2003); Pasachoff *et al.* (2005)). Lors de ces occultations, la structure de l'atmosphère s'est révélée surprenante (Elliot *et al.* , 1989).

Structure

Le profil thermique de l'atmosphère de Pluton peut être découpé en deux parties : la thermosphère possède un profil thermique isotherme, dont la température est de 100 K au niveau du microbar (Elliot & Young, 1992). Cette chaleur est fournie par le CH₄. En dessous, on trouve une stratosphère, dont le profil thermique reste incertain. Enfin, pour les couches atmosphériques situées entre la surface et la stratosphère, la structure reste totalement inconnue car les occultations solaires ne parviennent pas jusqu'à la surface. Plusieurs hypothèses sont valables : la continuité de la stratosphère jusqu'à la surface (Strobel *et al.* (1996); Zalucha *et al.* (2011)) ou la présence d'une troposphère froide dont la hauteur pourrait mesurer plusieurs dizaines de kilomètres (Stansberry *et al.* (1994); Lellouch *et al.* (2009)). Les pressions de surface estimées oscillent entre 0.65 et 2.4 Pa (Lellouch *et al.* , 2011).

Chimie

Le composant principal de l'atmosphère de Pluton est l'azote, la glace la plus volatile à sa surface. Ensuite, le deuxième composant est le méthane, dont l'identification remonte à 1992 mais dont l'identification formelle a attendu 1997 en raison de la qualité des données (Young *et al.* , 1997) avec un rapport d'environ 0.5 % du N₂ (Lellouch *et al.* , 2009). Suivra la détection du CO en 2011 (Lellouch *et al.* , 2011). Enfin, de récentes mesures ont également mis en évidence la présence de HCN (Lellouch *et al.* , 2016). En plus des gaz, l'atmosphère de Pluton contient aussi des brumes dont l'opacité atmosphérique est faible (0.1 (Krasnopolsky *et al.* , 1992)). La modélisation de ces brumes a été réalisée par Bertrand & Forget (2016b). Les pressions partielles des composants atmosphériques peuvent être dérivées des composants volatils à la surface si l'on considère une atmosphère en équilibre thermodynamique avec la surface. Dans ce cadre de figure, la température de surface est un paramètre très important car elle détermine le rapport de mélange des espèces chimiques de l'atmosphère. Si l'on considère une surface de Pluton recouverte de glaces de N₂, CH₄ et CO les deux derniers composants étant présents dans une proportion moléculaire de 1.5 % et 0.5 % respectivement, on doit arriver à des pressions partielles de CH₄ entre 0.0001 et 0.001 %. Or, les pressions partielles du méthane sont bien plus élevées (Lellouch, 1994). Ces pressions plus élevées en méthane sont expliquées par les modèles de climat, voir section 6.1.5.

6.1.5 Modèles de transport des volatils - évolution des glaces à la surface

À partir des différentes données spectroscopiques et obtenues par inversion avec le transfert radiatif, il est possible de définir une représentation de surface pour Pluton et donc de commencer à faire des modèles de climat général. Les premiers modèles remontent à Stern *et al.* (1988). Binzel (1990) s'est focalisé sur le cycle du méthane pour montrer que la calotte polaire sud devait son existence à la précession du périhélon à l'échelle du million d'années. Après la mise en évidence spectroscopique de glace d'azote à la surface,

Hansen & Paige (1996) ont étudié son cycle. Dans leur simulations, la glace de N_2 se dépose alternativement sous la forme de calottes polaires pendant les hivers nord et sud, ainsi qu'au niveau de la région équatoriale en raison de la forte obliquité. Ces modélisations n'arrivaient toutefois pas à reproduire correctement les observables avec n'importe quel jeu de paramètres, notamment la persistance de glace de N_2 au pôle sud durant le printemps et l'été. Le rôle de la glace de CH_4 dans ce cycle restait encore à définir, notamment pour expliquer les quantités élevées de ce volatils dans l'atmosphère et des modèles l'incorporant commencèrent à émerger (Stansberry *et al.* (1996); Spencer *et al.* (1997); Trafton *et al.* (1997)). Ces modèles proposèrent plusieurs processus microphysiques d'interaction des glaces de N_2 et de CH_4 qui peuvent se résumer en deux catégories : 1) le *Detailed Blancing Model* ou 2) le *Modèle à patches de CH_4* .

Detailed Blancing Model

Le modèle a été théorisé dans Trafton (1990), Spencer *et al.* (1997) et Trafton *et al.* (1997). Le modèle fait l'hypothèse qu'une couche moléculaire de CH_4 se forme en surface de la glace de N_2 de telle façon que sa proportion de surface contre-balance la différence de volatilité de N_2 . Les glaces de N_2 et de CH_4 se subliment alors à la même vitesse et le CH_4 ne s'accumulerait pas en surface. Le CH_4 étant 10 000 fois moins volatil que le N_2 (approximativement), il faut que 99.99 % de la surface soit recouverte de CH_4 pour avoir un flux de sublimation de N_2 (couvrant le reste de la surface sur 0.01 % restant) égal. On a pour le flux :

$$0.0001 \times \nu_{N_2} = 0.9999 \times \nu_{CH_4}, \quad (6.1)$$

car sous vide le flux est égal à P_s la pression de saturation multipliée par la fraction de surface.

Le modèle à patches de CH_4

Un autre modèle expliquer les quantités élevées de CH_4 de l'atmosphère. Le modèle a été théorisé dans Stansberry *et al.* (1996) et Spencer *et al.* (1997). Ce modèle considère que lors des épisodes de sublimation saisonniers du mélange moléculaire $N_2:CH_4$, l'espèce la moins volatile (le CH_4) se concentre en surface sous la forme d'une croûte, composée de grains de CH_4 . Ce processus a été reproduit en laboratoire (Stansberry *et al.*, 1996). L'application de ce modèle à Pluton permet d'obtenir un rapport de mélange de 1 % de CH_4 dans l'atmosphère pour une couverture de la surface par 10 % de cette croûte de CH_4 . On peut ici mettre en parallèle ce phénomène avec la construction de la couche d'eau en surface de la glace de CO_2 dans le cas des dépôts saisonniers martiens. Ce processus pourrait expliquer la présence de zones géographiques de CH_4 pur et de CH_4 dilué dans le N_2 .

Au final, quels sont les paramètres contrôlant l'évolution des volatils sur Pluton ? Le N_2 sur Pluton est le matériau le plus volatil, et est très abondant, menant à une sublimation/condensation à l'équilibre de toutes les surfaces glacées de N_2 par rapport à la température à la surface. Les zones glacées plus froides que la moyenne attireront le N_2 qui se condensera sur elles, et les réchauffera par la relâche de chaleur latente. De façon inverse, n'importe quelle zone plus chaude que la moyenne se sublimerait et verra sa surface refroidie par libération de chaleur latente. Tant que le transport atmosphérique est plus rapide que le temps caractéristique de changement de l'insolation, qui sera gérée par la

rotation lente de Pluton, la température du N_2 devrait rester stable. Dans le cadre de cette modulation, une région qui recevra un excès d'illumination perdra la glace de N_2 à sa surface qui recondensera dans une région où il y a un déficit d'insolation. Au périhélie, quand le point subsolaire est proche de l'équateur, cela implique un transport net de glace de N_2 vers les pôles. Mais lorsque l'on regarde l'insolation moyenne, l'équateur reçoit moins d'insolation que les pôles. Du coup, pour une orbite entière, le N_2 va être enlevé des pôles et va se déposer à l'équateur. Le méthane, qui est moins volatil que le N_2 ou le CO se déplacera moins rapidement, probablement menant à des dépôts de CH_4 résiduels de long-terme. Les dépôts de méthane ont la possibilité de s'assombrir et rougir suite à l'action des UV et des rayons cosmiques qui créent des macromolécules à la surface Strazzulla (1998). Les modèles d'évolution générale de Pluton ont eu un nouvel essor depuis 2012 (Young (2012); Vangvichith (2013)) et reproduisent aujourd'hui très bien la répartition des glaces volatiles à la surface (Bertrand & Forget, 2016b).

6.1.6 Diagrammes de phase et mélange moléculaire $N_2 : CH_4$

Principe des diagrammes de phase

Les diagrammes de phases sont les représentations graphiques des domaines de stabilité physiques phases cristallographiques et/ou chimiques (espèce chimique pure ou composée, solution solide de plusieurs espèces). Les domaines de stabilité sont tracés en fonction de variables (très souvent la pression, la température et la composition globale dans le cas des composés/solutions) et facilitent la compréhension d'un phénomène.

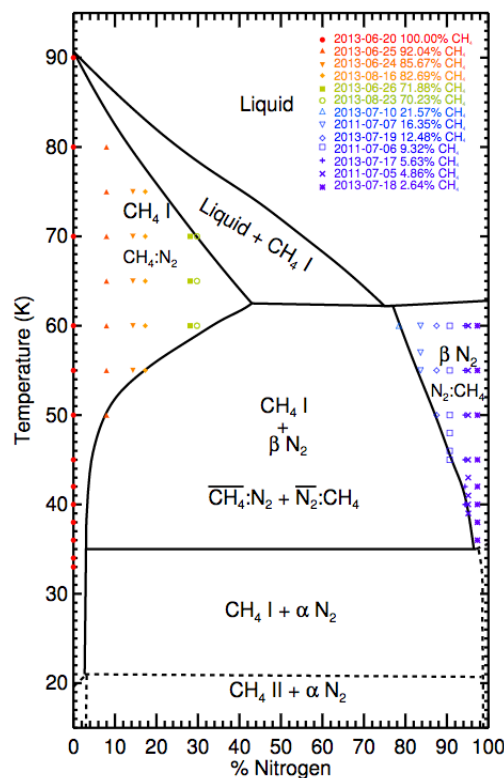


FIGURE 6.7 – Diagramme de phase du $N_2:CH_4$. Le diagramme original est de Prokhtatilov & Yantsevich (1983). Les points expérimentaux sont ceux de Protopapa *et al.* (2015).

Le diagramme de phase du $N_2 : CH_4$

La Fig. 6.7 représente le diagramme de phase des deux solides. La solubilité d'un composant dans l'autre est fortement dépendante de la température. Pour Pluton, l'estimation de la température de surface a été rendue possible par l'étude de la bande du N_2 à $2.15 \mu m$. En effet, de même que pour la glace d'eau, la forme de la bande du N_2 varie fortement en fonction de la température (Grundy *et al.*, 1993). Tryka *et al.* (1994) ont utilisé les données acquises en 1993 comme thermomètre et ont proposé une température de surface de $40 \pm 2^\circ$, avec une incertitude permettant une température maximum de 60 K. Entre ces deux valeurs possibles, les deux espèces chimiques cohabitent sous la forme de 2 phases mixtes cristallines en mélange intime : à 40 K par exemple, on va avoir une phase $N_2:CH_4$ avec environ seulement 5% de CH_4 associée à une phase $CH_4:N_2$ avec seulement 3% de N_2 . Convention : pour faciliter la lecture, les mélanges moléculaires formés des glaces de N_2 , CH_4 et CO seront notés $\overline{N_2}:CH_4:CO$ avec la molécule constituant la matrice du mélange moléculaire surmontée d'un trait horizontal (ici le N_2). Une des particularités spectroscopiques de ces phases moléculaire est que le méthane voit la position de ses bandes varier en fonction du pourcentage de méthane et de N_2 dans le système bi-phasique $CH_4:N_2$. Je reviendrai plus en détail sur ces variations de positions dans la section 6.2.3. La position intermédiaire des bandes du CH_4 sur les mesures spectroscopiques obtenues à partir de télescopes au sol amène à penser que les deux phases $\overline{N_2}:CH_4$ et $\overline{CH_4}:N_2$ co-existent sur Pluton (Douté *et al.*, 1999).

6.2 Propriétés optiques des glaces de N_2 , de CH_4 et du mélange moléculaire $N_2 : CH_4$

6.2.1 Glace de CH_4

Les propriétés optiques du méthane ont été mesurées entre 0.7 et $5 \mu m$ par Grundy *et al.* (2002). La Fig. 6.9 représente l'évolution du spectre d'une neige de CH_4 pour une taille de grain variant entre 10 et $3000 \mu m$ à partir des constantes optiques issues de ce jeu de données pour la gamme $0.7 - 2.55 \mu m$ à la résolution des données IRTF et le tableau 6.9 récapitule la position de ces bandes pour cet intervalle spectral, à des températures de 30 et de 90 K.

6.2.1.1 Effet de la température

L'effet de la température sur les bandes d'absorption du CH_4 , entre 30 et 93 K, a été mesuré extensivement par Grundy *et al.* (2002). De nouvelles mesures de l'influence de la température ont été réalisées par Protopapa *et al.* (2015). La Fig. 6.10 présente l'effet de la variation de température sur les bandes d'absorption de la glace de CH_4 , d'après les données de Protopapa *et al.* (2015). On remarque deux effets liés à la température : le changement de forme des bandes d'absorption et leur léger décalage vers les grandes fréquences. Plus la glace de méthane est froide, plus les bandes d'absorption seront étroites et profondes. De même que pour la glace d'eau, certaines bandes d'absorption peuvent même disparaître lorsque la glace est trop chaude. Le décalage des bandes du CH_4 est subtil et difficilement metable en évidence dans des données de spectro-imagerie. De plus,

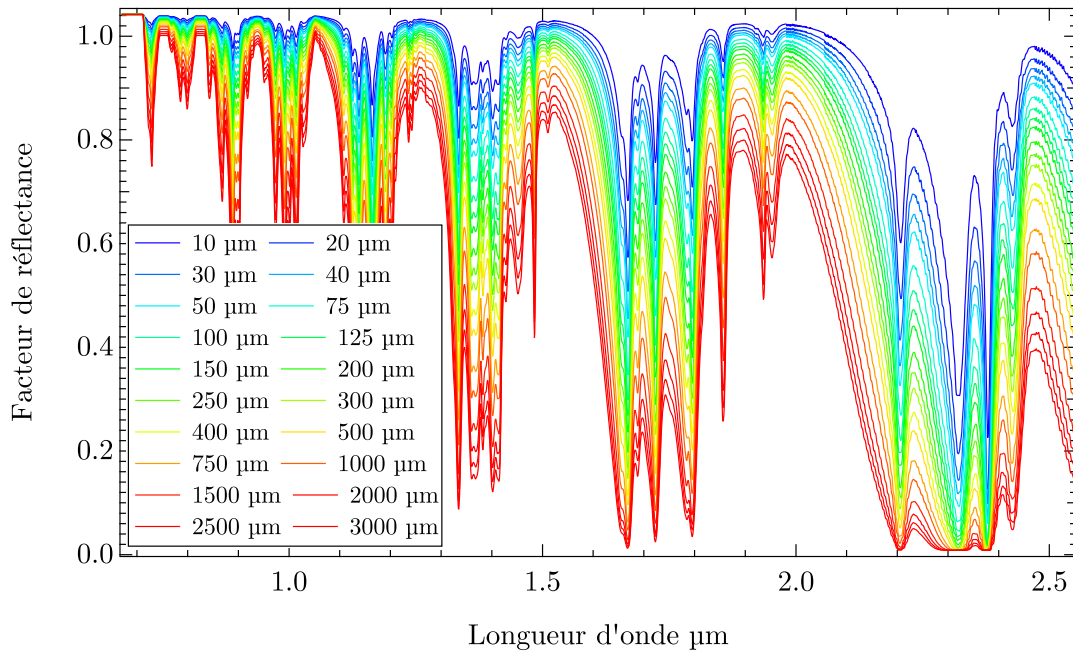


FIGURE 6.8 – Évolution spectrale de la glace de CH₄ en fonction de la taille de grain (spectres synthétiques).

il serait très difficile de distinguer un changement de forme des bandes dû à un changement de température ou à un changement de texture.

6.2.2 Glace de N₂

D'un point de vue astrophysique, la bande d'absorption la plus intéressante de la glace du N₂ est celle située à 4656 cm^{-1} ($2.1477 \mu\text{m}$). Le N₂ possède d'autres bandes, mais bien trop faibles pour pouvoir être observées. La glace de N₂, aux températures avoisinant celle de la surface de Pluton, possède une transition de phase entre une phase cristalline α ayant un système cristallin cubique et une phase cristalline β ayant un système cristallin hexagonal. Cette transition de phase se situe à la température de 35.61 K Scott (1976). La glace de N₂ n'ayant pas de moment dipolaire, la bande à $2.148 \mu\text{m}$ de cette glace est faible. Aussi, observer la bande sur les spectres de Pluton indique une grande proportion de cette glace à la surface, ou une absorption très forte liée à de très grands parcours optiques dans la glace, ce qui peut faire penser à une texture polycristalline à l'instar de la texture de la glace sur Mars.

6.2.2.1 Effet de la température

La bande du N₂ à $2.148 \mu\text{m}$ est très dépendante de la température. La caractérisation de la profondeur, et de la forme de la bande en fonction de la température a été effectuée par Grundy *et al.* (1993). Cette étude est reportée sur la Fig. 6.11. Plus la température de la glace est faible, plus la forme de la bande d'absorption de la glace β -N₂ devient faible et plus elle devient profonde. Lorsque la température passe sous les 35.61 K, la glace de

TABLE I
Frequencies and Absorption Coefficients for Selected CH₄-Ice I Absorption Maxima at 30 and 90 K

Transition	Reference ^a	30 K		90 K	
		$\bar{\nu}$ (cm ⁻¹)	α (cm ⁻¹)	$\bar{\nu}$ (cm ⁻¹)	α (cm ⁻¹)
$\nu_2 + 2\nu_4$	C92	4116 ± 1	$9.59 \times 10^{+0}$	4118 ± 2	$5.37 \times 10^{+0}$
$\nu_1 + \nu_4$	K90	4203 ± 1	$5.15 \times 10^{+2}$	4204 ± 1	$1.88 \times 10^{+2}$
$\nu_3 + \nu_4$	K90	4304 ± 1	$2.67 \times 10^{+2}$	4307 ± 2	$1.18 \times 10^{+2}$
$\nu_2 + \nu_3$	K90	4530 ± 1	$4.13 \times 10^{+1}$	4526 ± 2	$2.24 \times 10^{+1}$
4 ν_4	C92	5114 ± 1	1.90×10^{-1}	5113 ± 2	1.14×10^{-1}
4 ν_4	C92	5162 ± 1	3.35×10^{-1}	5167 ± 2	1.56×10^{-1}
$\nu_2 + 3\nu_4$	reassigned	5384 ± 1	$1.43 \times 10^{+0}$	5386 ± 3	6.12×10^{-1}
$\nu_3 + 2\nu_4$	C92	5566 ± 2	$1.16 \times 10^{+1}$	5567 ± 3	$5.92 \times 10^{+0}$
2 $\nu_2 + 2\nu_4$	reassigned	5596 ± 2	$5.70 \times 10^{+0}$	5593 ± 3	$4.34 \times 10^{+0}$
$\nu_2 + \nu_3 + \nu_4$	C92	5800 ± 1	$1.48 \times 10^{+1}$	5800 ± 2	$7.50 \times 10^{+0}$
$\nu_1 + \nu_3$	C92	5919 ± 1	$2.54 \times 10^{+0}$	—	—
2 ν_3	Q97a	5990 ± 1	$2.70 \times 10^{+1}$	5991 ± 2	$1.47 \times 10^{+1}$
2 $\nu_2 + \nu_3$	Q97a	6034 ± 2	$7.59 \times 10^{+0}$	—	—
$\nu_2 + 4\nu_4$	new band	6616 ± 2	3.00×10^{-2}	—	—
$\nu_1 + 3\nu_4$	C92	6735 ± 1	6.49×10^{-1}	6738 ± 2	2.62×10^{-1}
$\nu_3 + 3\nu_4$	C92	6858 ± 3	2.59×10^{-1}	—	—
2 $\nu_2 + 3\nu_4$	reassigned	6882 ± 3	2.86×10^{-1}	—	—
$\nu_1 + \nu_2 + 2\nu_4$	new band	6999 ± 2	3.12×10^{-1}	—	—
2 $\nu_1 + \nu_4$	Q97a	7066 ± 2	$2.83 \times 10^{+0}$	7066 ± 4	$1.91 \times 10^{+0}$
$\nu_2 + \nu_3 + 2\nu_4$	reassigned	7084 ± 2	$2.88 \times 10^{+0}$	7085 ± 6	$1.85 \times 10^{+0}$
$\nu_1 + \nu_3 + \nu_4$	C92	7130 ± 2	$3.71 \times 10^{+0}$	7127 ± 4	$2.15 \times 10^{+0}$
$\nu_1 + 2\nu_2 + \nu_4$	C92	7195 ± 3	$1.15 \times 10^{+0}$	—	—
3 $\nu_2 + 2\nu_4$	reassigned	7233 ± 2	$1.83 \times 10^{+0}$	7230 ± 3	$1.54 \times 10^{+0}$
2 $\nu_3 + \nu_4$	C92	7279 ± 3	$2.28 \times 10^{+0}$	—	—
2 $\nu_2 + \nu_3 + \nu_4$	reassigned	7303 ± 3	$2.61 \times 10^{+0}$	—	—
$\nu_1 + \nu_2 + \nu_3$	Q97a	7351 ± 3	$2.77 \times 10^{+0}$	7340 ± 5	$1.83 \times 10^{+0}$
$\nu_2 + 2\nu_3$	C92	7488 ± 1	$5.23 \times 10^{+0}$	7487 ± 2	$2.71 \times 10^{+0}$
$\nu_1 + 4\nu_4$	new band	8045 ± 1	4.63×10^{-2}	8050 ± 2	2.25×10^{-2}
$\nu_3 + 4\nu_4$	new band	8087 ± 1	4.94×10^{-2}	8090 ± 2	3.22×10^{-2}
$\nu_1 + \nu_2 + 3\nu_4$	new band	8257 ± 2	8.85×10^{-2}	—	—
$\nu_2 + \nu_3 + 3\nu_4$	reassigned	8307 ± 1	3.60×10^{-1}	8311 ± 2	1.84×10^{-1}
2 $\nu_1 + 2\nu_4$	C92	8389 ± 1	8.87×10^{-1}	—	—
$\nu_1 + \nu_3 + 2\nu_4$	reassigned	8409 ± 1	8.29×10^{-1}	8408 ± 2	5.33×10^{-1}
2 $\nu_3 + \nu_4$	reassigned	8542 ± 5	$1.39 \times 10^{+0}$	—	—
2 $\nu_1 + \nu_2 + \nu_4$	reassigned	8587 ± 1	$4.77 \times 10^{+0}$	8583 ± 2	$2.85 \times 10^{+0}$
2 $\nu_1 + \nu_3$	C92	8758 ± 2	$1.09 \times 10^{+0}$	—	—
$\nu_2 + 2\nu_3 + \nu_4$	C92	8782 ± 1	$2.59 \times 10^{+0}$	8782 ± 2	$1.29 \times 10^{+0}$
$\nu_1 + 2\nu_3$	C92	8881 ± 1	9.55×10^{-1}	8875 ± 3	5.42×10^{-1}
3 ν_3	C92	9021 ± 2	1.09×10^{-1}	9016 ± 3	7.10×10^{-2}
$\nu_1 + \nu_3 + 3\nu_4$	C92	9734 ± 1	3.17×10^{-2}	9734 ± 3	3.01×10^{-2}
2 $\nu_3 + 3\nu_4$	C92	9855 ± 2	2.06×10^{-1}	9855 ± 4	1.31×10^{-1}
3 $\nu_1 + \nu_4$	C92	9980 ± 1	1.43×10^{-1}	9981 ± 2	1.11×10^{-1}
2 $\nu_1 + \nu_3 + \nu_4$	C92	10014 ± 4	8.36×10^{-2}	—	—
$\nu_1 + 2\nu_3 + \nu_4$	C92	10081 ± 2	2.52×10^{-1}	10080 ± 4	1.55×10^{-1}
3 $\nu_3 + \nu_4$	C92	10270 ± 2	1.14×10^{-1}	10263 ± 4	7.35×10^{-2}
$\nu_2 + 3\nu_3$	new band	10466 ± 4	3.06×10^{-3}	—	—
3 $\nu_2 + 2\nu_3$	new band	10514 ± 3	4.98×10^{-3}	—	—
2 $\nu_3 + 4\nu_4$	C92	11088 ± 1	1.82×10^{-1}	11092 ± 3	1.24×10^{-1}
3 $\nu_1 + 2\nu_4$	C92	11151 ± 2	1.67×10^{-1}	11153 ± 5	1.42×10^{-1}
2 $\nu_1 + \nu_3 + 2\nu_4$	reassigned	11240 ± 1	5.49×10^{-1}	11239 ± 3	3.17×10^{-1}
3 $\nu_3 + 2\nu_4$	C92	11506 ± 2	7.48×10^{-2}	11511 ± 4	5.34×10^{-2}
$\nu_1 + 3\nu_3$	new band	11846 ± 3	1.11×10^{-2}	—	—
4 ν_3	new band	11884 ± 3	1.10×10^{-2}	—	—
3 $\nu_1 + 3\nu_4$	new band	12511 ± 4	1.47×10^{-2}	12502 ± 7	1.03×10^{-2}
3 $\nu_3 + 3\nu_4$	new band	12719 ± 3	1.37×10^{-2}	12723 ± 5	8.6×10^{-3}
3 $\nu_1 + 4\nu_4$	new band	13706 ± 3	5.25×10^{-2}	13706 ± 5	3.43×10^{-2}

^aBand assignments other than “new band” and “reassigned” are from the following sources: E64 (Ewing 1964); C89 (Calvani *et al.* 1989); K90 (Khanna and Ngoh 1990); C92 (Calvani *et al.* 1992); Q97a (Quirico and Schmitt 1997a).

FIGURE 6.9 – Attribution des bandes du CH₄

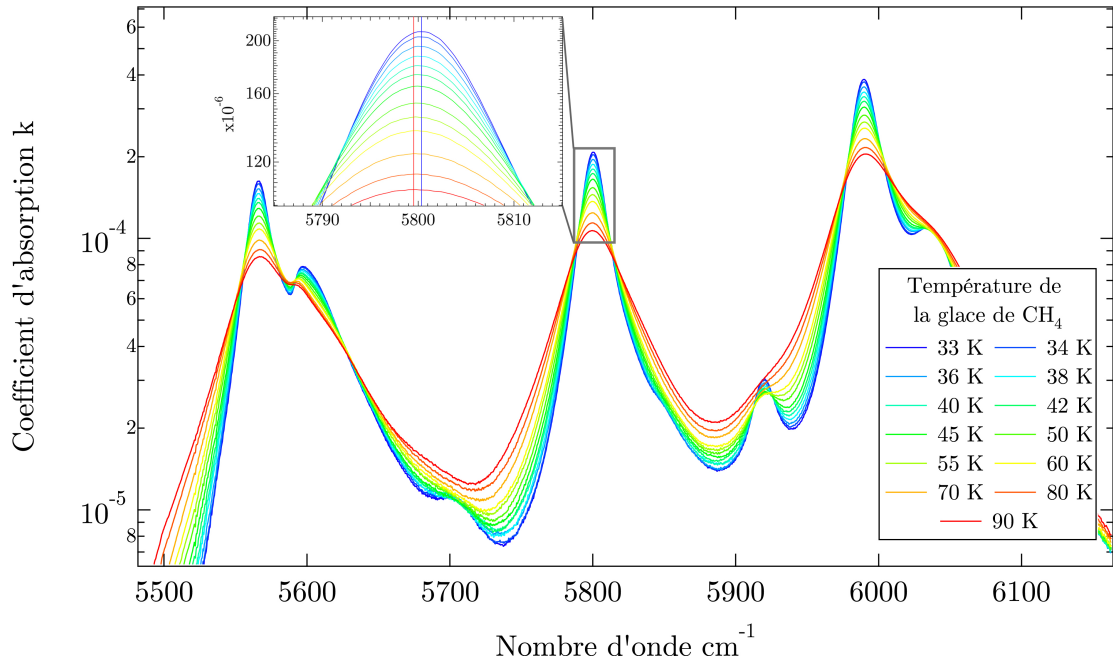


FIGURE 6.10 – Évolution des constantes optiques de la glace de CH₄ en fonction de la température. La modification de la forme des bandes, ainsi que le changement de la position d'absorption maximale des bandes sont visibles. Données de Protopapa *et al.* (2015).

N₂ change de système cristallin et les bandes d'absorption de la glace α -N₂ diffèrent grandement de la phase β -N₂. La bande d'absorption à 2.148 μm devient beaucoup plus forte et étroite. Une autre bande étroite apparaît à 4617 cm^{-1} . Les deux bandes sont dépendantes de la température : elles faiblissent quand la température augmente et se décalent légèrement (1 cm^{-1} entre 20 K et 34 K) vers les nombres d'onde plus petits (= longueurs d'onde plus grandes). Ce fort effet de la température sur la bande à 2.148 μm de la glace de N₂ a été utilisé par Tryka *et al.* (1994) pour estimer la température de surface à 40 ± 2 K.

Les glaces de N₂ et de CH₄ formant un mélange moléculaire, voyons comment les caractéristiques spectroscopiques de ces glaces se modifient lorsqu'elles sont en mélange.

6.2.3 Mélanges des glaces N₂ :CH₄

Les constantes optiques du mélange N₂:CH₄ ont été déterminées dans Quirico & Schmitt (1997b) et les constantes optiques du mélange CH₄:N₂ ont été déterminées dans Protopapa *et al.* (2015). L'effet de l'augmentation de la concentration de CH₄ dans le N₂ est le décalage des bandes. La présence de N₂ dans le CH₄ a également pour conséquence de modifier les bandes du CH₄, (Protopapa *et al.* , 2015).

6.2.3.1 Le mélange N₂ :CH₄

Comment obtenir les constantes optiques du mélange N₂:CH₄:CO ? J'ai suivi la méthode préconisée par (Quirico *et al.* , 1999). Théoriquement, elles devraient être dérivées à partir des spectres d'absorption à l'aide d'un algorithme de Kramers-Krönig. Seulement, dans la

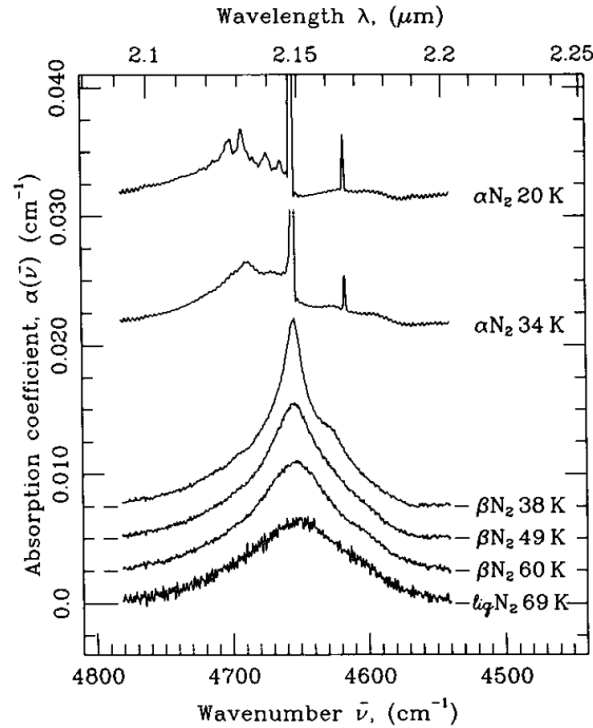


FIGURE 6.11 – Évolution de la bande d'absorption à 4656 cm^{-1} ($2.1477 \mu\text{m}$) et de la gamme spectrale $4440 - 4800 \text{ cm}^{-1}$ de la glace de N_2 en fonction de la température. D'après Grundy *et al.* (1993).

gamme proche-infrarouge, les variations de l'indice n dans les bandes d'absorption sont faibles ($< 1 - 2 \%$) pour un solide modéculaire pur. Aussi, l'indice de réfraction a été considéré comme constant et égal à la valeur de la glace de N_2 pure ($n = 1.23$). Le coefficient d'absorption de la phase moléculaire $\text{N}_2:\text{CH}_4:\text{CO}$ est obtenu en soustrayant l'absorbance du spectre de glace de N_2 pure à celui du spectre de $\text{CH}_4:\text{CO}$ dilué dans le N_2 , les deux spectres étant acquis à la même température. Les constantes optiques (n, k) du mélange moléculaire $\text{N}_2:\text{CH}_4:\text{CO}$ sont obtenues en faisant la combinaison linéaire des constantes optiques de N_2 pur, du CH_4 dilué dans le N_2 et du CO dilué dans le N_2 , en fonction de leur différentes concentrations molaires. La Fig. 6.12 présente l'évolution des bandes du méthane et des bandes du N_2 dans le mélange moléculaire en fonction de différentes concentrations molaires pour le N_2 et le CH_4 . Le pourcentage de CH_4 dans le N_2 modifie notamment la position des bandes et atténue fortement la bande du N_2 .

6.2.3.2 Le mélange $\text{CH}_4:\text{N}_2$

La caractérisation spectroscopique du mélange $\text{CH}_4:\text{N}_2$ a été effectuée par Protopapa *et al.* (2015). Les simulations spectrales réalisées dans cette thèse auront les simplifications suivantes : pour la phase $\overline{\text{CH}_4}:\text{N}_2$, les propriétés optiques seront simulées à partir de constantes optiques de CH_4 pur, car l'effet de l'augmentation de la concentration de N_2 dans cette phase n'a que peu d'influence sur le spectre et sera indétectable par la résolution de LEISA.

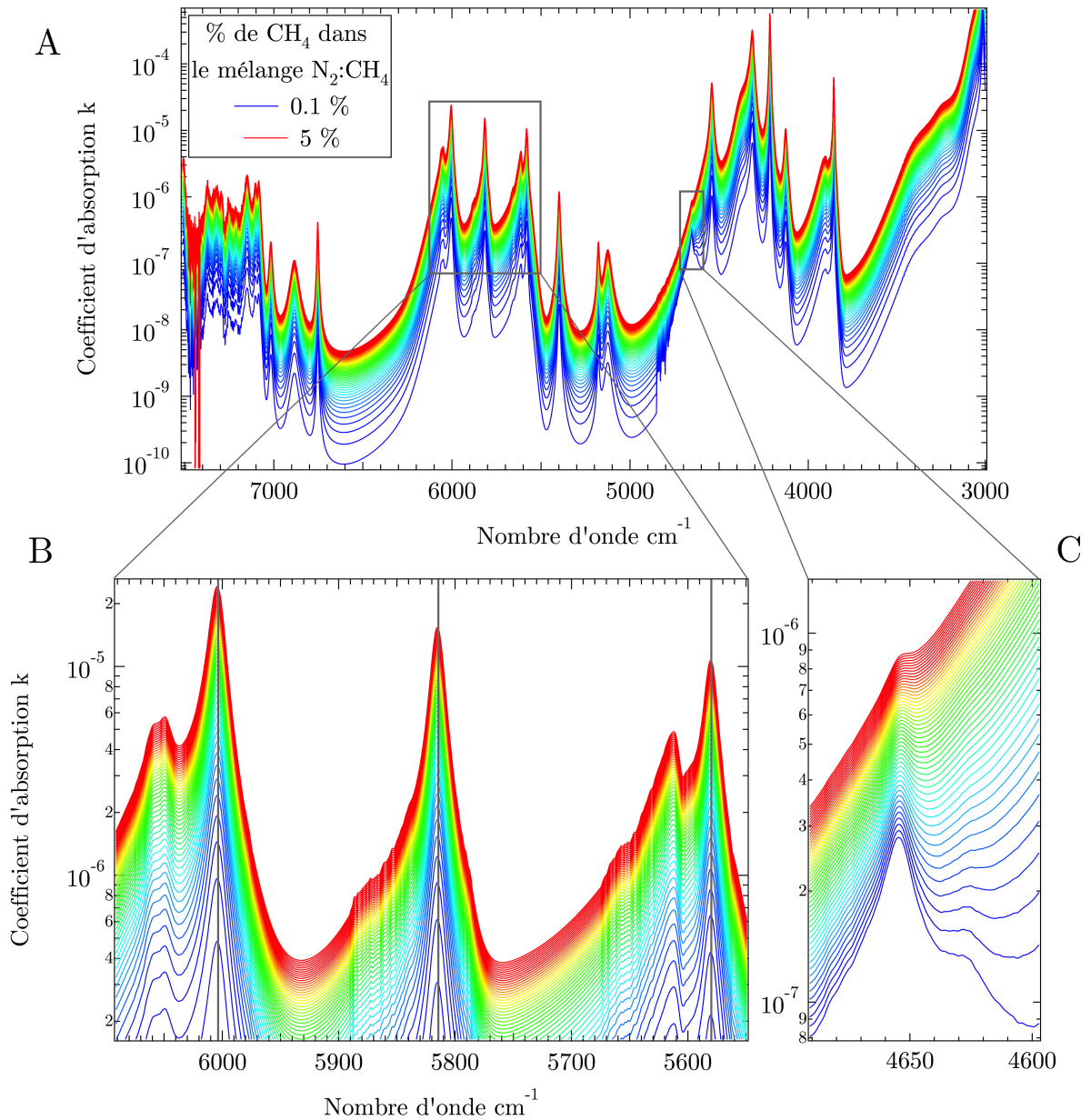


FIGURE 6.12 – Évolution des constantes optiques du mélange moléculaire $\text{N}_2:\text{CH}_4$ en fonction du pourcentage de CH_4 dans le mélange (variation entre 0.1 et 5 % tous les 0.1 %), B : évolution du groupe de bandes entre 1.33 et 3.33 μm , C : évolution de la bande du N_2 à 2.15 μm .

6.2.4 Glace de CO

La glace de CO peut également être diluée au sein de la glace de N_2 ou de la glace de CH_4 . Les trois glaces forment un mélange moléculaire à trois pôles ou mélange ternaire. Le plan du diagramme moléculaire ayant été exploré pour le CO pour le moment est son évolution spectroscopique au sein de la glace de N_2 . Les résultats ont montré que, diluée dans la glace de N_2 , les bandes de la glace de CO sont très peu décalées : 0.0006 μm (Quirico & Schmitt, 1997b) et ne peuvent pas être mesurées pour le moment à partir d'observations

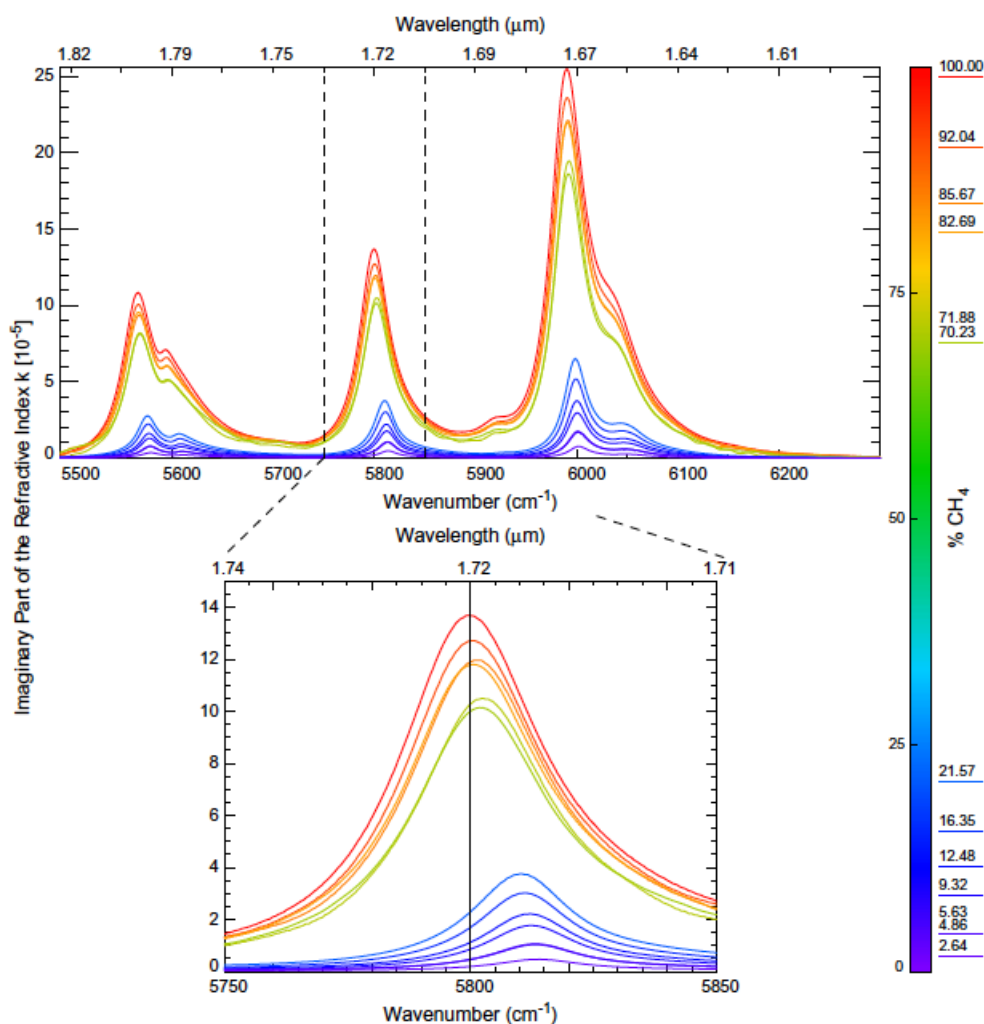


FIGURE 6.13 – Évolution du spectre en absorption du mélange $N_2:CH_4$ en fonction du pourcentage de CH_4 dans le mélange (variation entre 0 et 100 %). Pour des valeurs de CH_4 comprises entre 100 et 95 %, le décalage des bandes est très faible et ne sera pas mesuré par LEISA. D’après Protopapa *et al.* (2015).

au sol ou par la sonde New Horizons. Pour le moment, aucune mesure expérimentale n’ont été effectuées pour le diagramme de phase $CH_4:CO$ mais seront nécessaires pour quantifier l’évolution spectroscopique des bandes du CO et du CH_4 dans ce mélange.

6.2.5 Autres composants à la surface

6.2.5.1 Matériau sombre

Parmi les autres matériaux à la surface de Pluton, il y a un matériau sombre, que l’on distingue bien sur les cartes d’albédo, plutôt distribué à l’équateur. Il s’agit sans doute d’un agglomérat de particules organiques. On désigne souvent ces matériaux par un terme propre à la communauté des sciences planétaires : les **tholins**. Il décrit de manière générique un solide organique généralement formé dans un réacteur plasma, par exposition d’un mélange gazeux à une décharge électrique, continue ou radiofréquence. Un des domaines d’étude des

tholins concerne le satellite de Saturne, Titan. Les tholins analogues à Titan sont produits à partir d'un mélange gazeux N₂:CH₄, et sont au sens strict des nitrures de carbones hydrogénés polymériques. Ces derniers sont les plus utilisés comme analogues optiques des surfaces rougissantes des petits corps glacés du système solaire externe. À partir des observations depuis le sol, il est difficile de conclure quand à la nature de ce matériau, car les données spectroscopiques acquises jusqu'à maintenant intégraient toute la surface illuminée du disque observé. Ainsi, pour avoir une idée du niveau de réflectance de ce matériau à la surface de Pluton, il est possible d'utiliser la non-saturation des bandes du méthane (à 2.32 μm par exemple) et considérer qu'elle est due à la présence en mélange surfacique d'un composant brillant à cette longueur d'onde. La pente spectrale dans le visible peut également être utilisée. Il existe plusieurs jeux de données de constantes optiques pour les tholins. Le plus utilisé à l'heure actuelle est celui de Khare *et al.* (1984). Ces tholins ont été générés à partir d'un mélange 0.9 N₂ - 0.1 CH₄. Ce sont ces constantes optiques que j'ai utilisé pour toutes les modélisations spectrales relatives à Pluton. La Fig. 6.14 représente l'évolution spectrale de spectres synthétiques de tholins calculés à partir de Spectrimag, en fonction de la taille de grain. Ces matériaux sont très sombres dans le visible, possèdent une forte pente entre 0.8 - 1 μ et 1.6 μ et peuvent avoir des niveaux de réflectance élevée dans le continuum proche-infrarouge, surtout pour les petites particules.

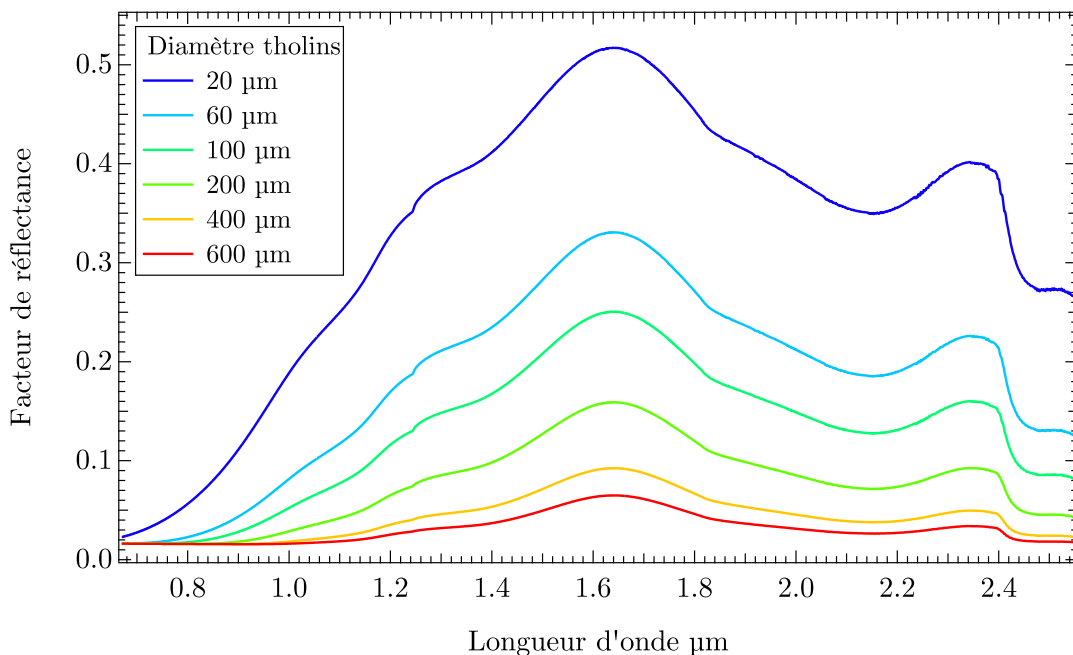


FIGURE 6.14 – Évolution spectrale de tholins en fonction de la taille de grain à l'aide des constantes optiques de Khare *et al.* (1984).

Pour la suite de ce manuscrit, j'emploierai le terme de **Matériau Rouge Sombre** ou **MRS** pour désigner les dépôts de matière organique sur Pluton en référence à leurs propriétés spectroscopiques dans le visible.

6.2.5.2 C₂H₆

La détection de C₂H₆ a été effectuée par DeMeo *et al.* (2010) à partir des données IRTF. Les constantes optiques utilisées dans les modélisations de la section 6.3 seront réalisées à partir des données expérimentales de Quirico & Schmitt (1997b), Fig. 6.15.

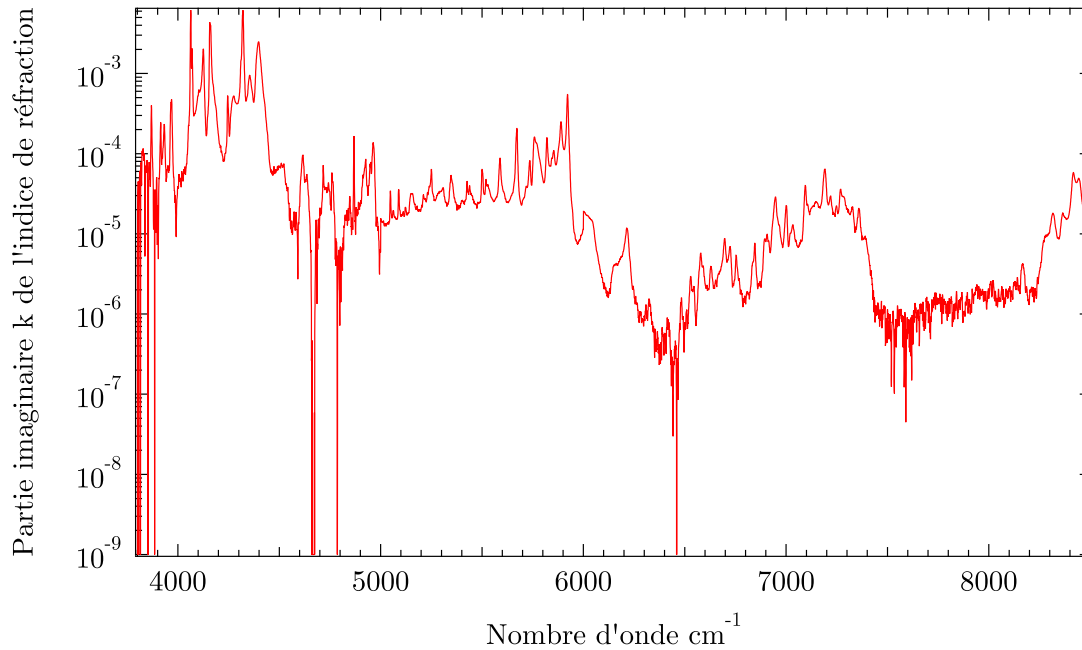


FIGURE 6.15 – Partie imaginaire de l'indice de réfraction k des constantes optiques du C₂H₆ Quirico & Schmitt (1997b).

6.2.5.3 Composés chimiques non détectés

Au banc des absents, on notera une absence la non-détection de CO₂, qui a pourtant été observé sur Triton (Cruikshank *et al.*, 1993), qui est généralement vu comme un OTN capturé par Neptune. La glace d'eau n'a pas été mise en évidence non plus. Elle est pourtant un matériau abondant sur Pluton, et constituant la plus grande partie de son intérieur car la planète a une densité de 2 g.cm⁻³, ce qui signifie grossièrement un mélange 50 - 50 entre de la glace d'eau et de la roche. La difficulté de prouver la présence d'eau dans les données spectroscopiques de Pluton vient du fait que l'eau absorbe principalement dans le continuum du CH₄. J'ai toutefois réalisé des modélisations sur le spectre moyen de la Fig. 6.3 qui montrent que la glace d'eau permet d'ajuster les continuums de ce spectre, voir section 6.3.

Enfin, en 2008, Protopapa *et al.* (2008) a observé Pluton dans une large gamme spectrale (1 à 5 μm). Ces observations ont permis de mettre à jour une bande à 4.6 μ qui peut être attribuable soit au CO, soit à des nitriles (qui sont censés précipiter depuis l'atmosphère, d'après les modèles photo-chimiques (Krasnopolsky & Cruikshank, 1999)).

6.2.6 Les modélisations en transfert radiatif

De nombreuses modélisations de la surface de Pluton ont été tentées à l'aide de modèles de transfert radiatif. En effet, la section précédente présentait les interprétations qualitatives des données spectroscopiques. Une interprétation quantitative requiert en revanche de prendre en compte tous les effets physiques modifiant le signal spectroscopique. La première tentative de modélisation de spectres de Pluton a été effectuée par Grundy & Fink (1996). Dû à la petite gamme spectrale échantillonnée, les modélisations étaient hasardeuses. Cette analyse proposa quand même une première interprétation avec un modèle de surface composé de 3 unités ségréguées géographiquement. Ces 3 unités étaient simulées avec un modèle d'Hapke.

- Mélange intime de grains de 5 cm de \bar{N}_2 :CH₄ avec 5% avec un rapport 2 :1 pour le N₂, et 95% avec un rapport 1000 :1.
- CH₄ pur, taille de grain : 5 cm
- Mélange intime de tholins (50%, 3 μ m) et de glace d'eau (50%, 10 μ m)

Après cette modélisation, de nombreuses suivirent. Le tableau 6.2.6 récapitule tous les efforts de modélisation réalisés en fittant les spectres observationnels jusqu'à aujourd'hui et représente également les données utilisées pour ces modélisations ainsi que les représentations de surfaces associées pour les meilleurs fits obtenus dans chacun des cas. On peut voir que de nombreuses différences sont obtenues dans les représentations de surface obtenues. Toutefois, il est possible de dégager une base commune pour la surface de Pluton. Tout d'abord, la prédominance des bandes du méthane indique que la surface de Pluton doit être recouverte sur une fraction importante de sa surface par cette molécule. Comme nous l'avons vu précédemment, la bande du méthane pur à 1.69 μ m associée au décalage de la position des bandes de CH₄ indique que la surface de Pluton est ségréguée spatialement entre 2 unités : une de CH₄ pur et une de \bar{N}_2 :CH₄:CO. Il apparaît également vite que la taille de grain pour la molécule de \bar{N}_2 :CH₄:CO est très grande. Enfin, comme on a beaucoup de CH₄, les bandes de méthane n'étant pas saturées, les modèles complètent la représentation de surface avec une troisième espèce chimique qui doit être spectroscopiquement brillante dans l'infrarouge et ne doit pas montrer des bandes d'absorption trop importantes parce que sinon ça fait des bandes d'absorption. En 2010, DeMeo *et al.* (2010) apportera la preuve de présence de méthane à la surface de Pluton à l'aide des données IRTF en donnant une limite maximale de 10 % en surface de ce composé chimique.

Ces modélisations sont difficiles car la surface de Pluton est complexe. Premièrement, beaucoup de composants sont présents à la surface. Ensuite, de nombreux paramètres physiques sont souvent ajustés tels que la taille de grain ou le pourcentage de CH₄ et de CO dans le mélange moléculaire N₂:CH₄:CO pour faciliter l'accord entre spectres observationnels et spectres synthétiques. Enfin, la surface de Pluton n'étant pas résolue, le spectre mesuré par le spectromètre est une combinaison linéaire des différentes surfaces présentes à la surface de Pluton, et détricoter un tel mélange peut s'avérer compliqué. J'ai moi même essayé de modéliser le spectre moyen des données IRTF de Pluton à l'aide du modèle de transfert radiatif Spectrimag. Ce travail est présenté à la section suivante.

TABLE 6.1 – Modélisations en transfert radiatif de la surface de Pluton. Pour chaque étude, les meilleurs modèles de surface sont indiquées, avec le modèle de transfert radiatif utilisé pour le calcul et les données sur lesquelles sont basées les études.

Auteur	Données utilisées	Représentation de surface adoptée
Douté <i>et al.</i> (1999)	Telescope UKIRT - Spectromètre CG64 Gamme spectrale : 1.4 - 2.5 μm Résolution spectrale : 2.64 nm	Modèle 1 (3 unités) 1 ^{re} : 68% - CH ₄ (100 μm) sur 55 cm $\bar{\text{N}}_2$:CH ₄ :CO - 0.08% CO - 0.54% CH ₄ 2 ^e 20 % - 500 μm CH ₄ - 3 ^e 12% - 10 μm N ₂ Modèle 2 (3 unités) 1 ^{re} : 69% - CH ₄ (200 μm) sur 60 cm $\bar{\text{N}}_2$:CH ₄ :CO - 0.2% CO - 0.61% CH ₄ 2 ^e : 19% 3 cm $\bar{\text{N}}_2$:CH ₄ :CO - 0.2% CO - 2.4% CH ₄ sur 1.5 cm CH ₄ 3 ^e 12% - 10 μm N ₂ Modèle 3 (3 unités) 1 ^{re} : 42% - 95 cm $\bar{\text{N}}_2$:CH ₄ :CO - 0.1% CO - 0.36% CH ₄ 2 ^e 46% - 200 μm CH ₄ - 3 ^e 12% - 10 μm N ₂
Olkin <i>et al.</i> (2007)	Télescope Keck 2 - Spectromètre NIRSPEC Gamme, résolution spectrale : 2.8 - 3.6 μm , 4000 Télescope Subaru - Spectromètre IRCS Gamme, résolution spectrale : 2.8 - 4.2, 2000	42% $\bar{\text{N}}_2$:CH ₄ - 0.36% CH ₄ - 0.36% CH ₄ - 95 mm - 41 K 37% 200 μm CH ₄ - 60 K 21% 10 μm Tholins
Protopapa <i>et al.</i> (2008)	Télescope VLT - Spectromètre NACO Gamme spectrale : 1 - 5 μm Résolution spectrale : b. J : 35, b. M : 200	42% - 95 mm - $\bar{\text{N}}_2$:CH ₄ - 0.36% CH ₄ - 41 K 37% 764 μm CH ₄ - 60 K 29% 23 μm Tholins Modèle 1 (2 unités) 25% - 19.5 cm $\bar{\text{N}}_2$:CH ₄ :CO - 0.5% CO - 0.3% CH ₄ 75% - 3.7 mm CH ₄ (40%) - 372 μm CH ₄ (38.5%) - 5 μm Tholins (21.5%) Modèle 2 (2 unités) 24 % - 19.2 cm $\bar{\text{N}}_2$:CH ₄ :CO - 0.3% CO - 0.34% CH ₄ 76% - 3.3 mm CH ₄ (38%) - 365 μm CH ₄ (30%) - 5 μm Tholins (32%) Modèle 3 (2 unités) 32% - 19.5 cm $\bar{\text{N}}_2$:CH ₄ :CO - 0.25% CO - 0.39% CH ₄ 68% - 2.3 mm CH ₄ (41%) - 200 μm CH ₄ (20%) - 5 μm Tholins (39%)
Merlin (2015)	Télescope VLT - Spectromètre SINFONI Gamme spectrale : 1.45 - 2.45 μm Résolution spectrale : 1500	

6.3 Modélisation du grand average spectrum

6.3.1 Objectif et données

Un des objectifs de ma thèse concernait la modélisation du spectre moyen des données IRTF, que j'ai déjà introduit sur la Fig. 6.3, avant l'arrivée de la sonde New Horizons sur Pluton. L'intérêt de ce jeu de données réside dans le fort signal sur bruit des données spectroscopiques acquises par le télescope IRTF ainsi que leur échantillonnage temporel, très important. Il comporte la majorité des bandes d'absorption des matériaux présents à la surface de Pluton (N_2 , CH_4 , CO et C_2H_6). Le spectre moyen des données IRTF, dénommé *Grand Average Spectrum* est une moyenne de 82 spectres, correspondants à 62 nuits d'observation, acquis entre 2001 et 2014 à l'IRTF du Mauna Kea à Hawaii (Grundy *et al.*, 2013). Ces spectres couvrent la gamme 0.8 - 2.4 μm avec une résolution spectrale de $\lambda/\Delta\lambda = 1600$. L'effort de modélisation de ce spectre moyen est double : 1) obtenir une représentation de surface cohérente avec les données New Horizons obtenues lors du survol, et qui représentera une « moyenne » de la représentation de surface de Pluton, moyennée sur 15 ans et 2) utiliser cette surface moyenne pour mesurer quantitativement les changements spectroscopiques ayant été mis en évidence à partir de l'étude des bandes d'absorption (voir section 6.1.2). Durant ma thèse, je n'ai pas eu le temps de commencer l'inversion des spectres IRTF individuels, et ait simplement réalisé l'inversion du spectre moyen IRTF. Je vais maintenant présenter cette modélisation et les résultats, encourageants, obtenus.

Les spectres IRTF sont en albédo géométrique et normalisés à 1.2555 μm . Les spectres générés par Spectrimag étant en facteur de réflectance, je les ai converti en albédo géométrique en utilisant la relation fournie par Hapke (1993) :

$$Ag = 0.49 r_0 + 0.196 r_0^2 \quad (6.2)$$

avec r_0 la réflectance bidirectionnelle de la surface. Cette loi est valable pour une incidence de 0 et une émergence de 0 (ce qui est le cas pour les observations IRTF), et offre une précision de 0,4 %. Les constantes optiques utilisées pour l'inversion ont été décrites dans le chapitre données et méthodes et dans la section 6.2.5 pour les tholins, et la section 6.2.5.2 pour le C_2H_6 .

6.3.2 Procédure adoptée pour la représentation de surface

Afin d'ajuster au mieux les spectres de Pluton, je vais suivre quelques règles de priorité d'interprétation des données. Ces règles vont comprendre la position et l'intensité des bandes de chaque glace (méthane, azote, CO^1) et la négligence des zones de forte diffusion et d'effets atmosphériques sur les spectres. Dans un premier temps, j'avais affecté une erreur relativement forte aux gammes spectrales 1.02 - 1.04, 1.2 - 1.3, 1.5 - 1.6 et 1.82 - 2.04 μm , car les continuum n'avaient pas été ajustés correctement par les simulations précédentes. En revanche, à partir du moment où j'ai rajouté la glace d'eau au mélange, j'ai pu attribuer une erreur identique à tout le spectre. À l'inverse, certaines zones sont

1. Ajustement des bandes du CO : cet ajustement sera uniquement effectué sur la bande à 2.35 μm . Même si j'ai indiqué dans le chapitre données et méthodes que les constantes optiques du CO ont été complétées avec l'ajout de la bande à 1.58 μm , cet ajout ayant été effectué postérieurement à ces modélisations.

cruciales pour la qualité de l'ajustement et l'interprétation des données spectrales. Ces différentes zones d'intérêt spectral sont réparties en plusieurs endroits :

- zone 1 : zone entre 2 et 2.5. Cette zone spectrale contient les bandes les plus fortes des glaces d'azote, de méthane et de CO. Les bandes de CH₄ se situent à 2.2, 2.32, 2.37 et 2,42 μm. Elles ont aussi un impact sur le bombement vers 2,27 μm sur l'aile gauche de la bande à 2.32 μm.
- zone 2 : elle contient les bandes intermédiaires du méthane à 1.67, 1.72 et 1.79 avec sur l'aile gauche des deux plus extrêmes d'entre elles, un petit épaulement creusé dont la position est caractéristique du méthane dilué dans l'azote.
- zone 3 : la petite bande du méthane dans la même gamme à 1,85 μm
- zone 4 : la petite point d'absorption du méthane pur qui apparaît à 1.69 μm dans le creux séparant les bandes à 1.67 et 1.72 μm.

Je vais maintenant présenter les résultats en suivant le chemin que j'ai emprunté pour partir de la représentation de surface la plus simple (/ plus simpliste) pour ensuite augmenter la complexité de la représentation de surface. Les spectres de meilleur ajustement vont au fur et à mesure être améliorés pour obtenir une solution satisfaisante.

6.3.3 Résultats

6.3.3.1 Étape numéro 1 : répartition CH₄ pur - CH₄ dilué et proportions du mélange moléculaire N₂:CH₄:CO

La première étape de la modélisation va consister à ajuster grossièrement la répartition de surface des phases glacées $\overline{N_2}:CH_4:CO$ et $\overline{CH_4}:N_2$. La présence de ces deux phases est indiqué par le positionnement intermédiaire des bandes du CH₄, qui ne correspondent ni à un état complètement pur ni à un état complètement dilué à l'intérieur du N₂. L'ajustement entre ces deux phases va donc se faire principalement à partir de la saturation des bandes du CH₄, de la bande du N₂ à 2.15 μm et de la position des bandes. La proportion de CO dans le mélange sera estimée à partir de la bande à 2.35 μm.

Un des éléments caractéristique de la répartition de ces glaces à la surface est la stratification de la phase $\overline{CH_4}:N_2$ sur la phase $\overline{N_2}:CH_4:CO$. Il y a plusieurs indices qui indiquent une stratification de méthane pur proche de la surface recensés par Douté *et al.* (1999). L'argument le plus discriminant est la forme des ailes des bandes fortes du méthane à 2.32 μm et 2.37 μm : l'absence de méthane pur proche de la surface empêche de bien reproduire ces ailes de bande correctement. Ensuite, la bande à 1.69 μm est faible, et est systématiquement trop profonde si le CH₄ n'est présent uniquement qu'en mélange géographique subpixel. D'un autre côté, l'absence de couche de CH₄ sur la glace de $\overline{N_2}:CH_4:CO$ provoque la saturation irrémédiable des bandes de méthane. Finalement, la présence d'une couche de méthane pur sur le mélange moléculaire $\overline{N_2}:CH_4:CO$ permet de réconcilier 1) la saturation des bandes du méthane, 2) la profondeur de bande du N₂, 3) la forme des ailes des bandes à 2.32 μm et 2.37 μm du méthane et 4) la profondeur de la bande à 1.69 μm de la phase $\overline{CH_4}:N_2$.

Le spectre de meilleur ajustement obtenu en suivant la représentation de surface décrite ci-dessus est représenté sur la Fig. 6.16. L'ajustement du spectre est déjà bon, et nombre de

bandes du méthane sont correctement reproduites. En revanche, les bandes les plus fortes du méthane à 2.32 et 2.37 ne sont pas correctement ajustées. Je vais ajuster la profondeur de ces bandes avec l'ajout d'un pôle géographique de tholins dans la partie suivante.

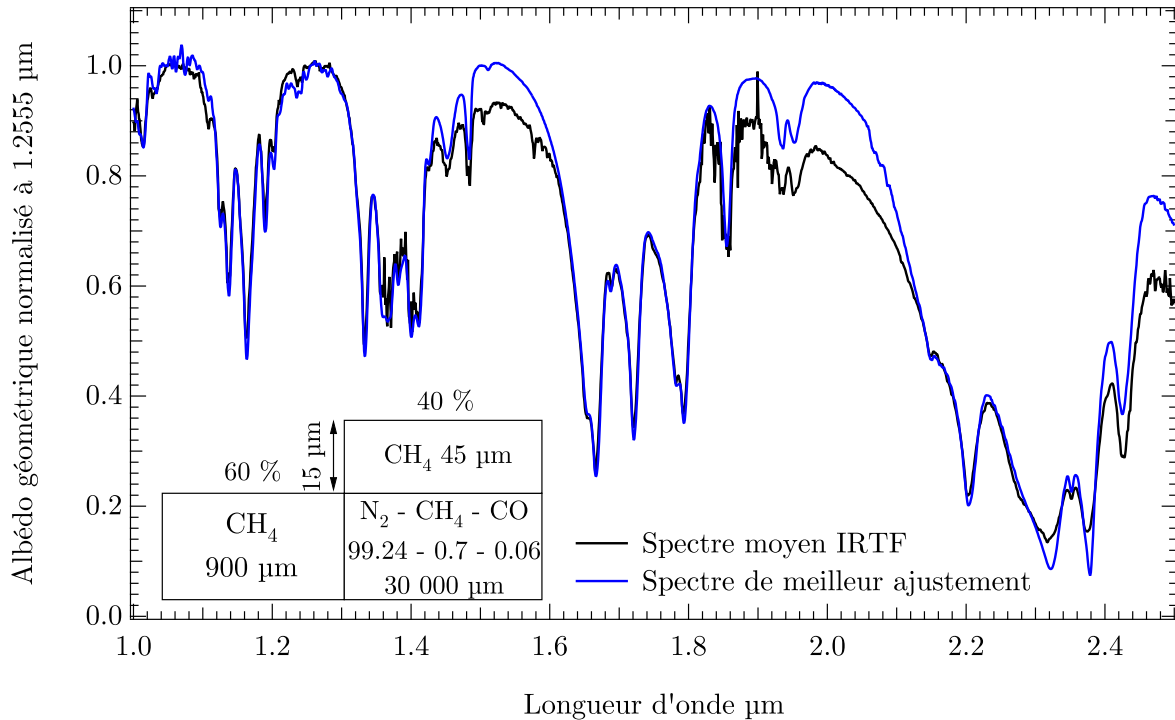


FIGURE 6.16 – Spectre de meilleur ajustement du spectre IRTF moyen obtenu pour une représentation de surface en deux pôles géographiques entre une phase $\overline{\text{CH}_4}:\text{N}_2$ et une phase $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4:\text{CO}$ ségréguée verticalement avec une couche de méthane pur.

6.3.3.2 Étape numéro 2 : ajout des tholins

Pour ajuster les bandes non-saturées de la modélisation précédente, j'ai ajouté en mélange géographique sub-pixel un pôle de tholins. Cet ajout va permettre de remonter la réflectance dans le fond des bandes. La simulation indique que la taille des tholins nécessaire pour l'ajustement de ces bandes est très petite (20 μm). Pour cette taille de grain, les tholins ont une forte réflectance dans l'infrarouge 6.2.5. En augmentant la réflectance dans le fond des bandes, cet ajout de tholins fait mécaniquement augmenter la taille des grains des autres phases glacées à la surface pour compenser. La réduction de la proportion de surface de chacun des pôles géographiques participe également à ce processus. Le spectre de meilleur ajustement avec l'ajout des tholins est représenté sur la Fig. 6.17.

6.3.3.3 Nécessité de la glace d'eau dans les données spectrales

Le spectre de meilleur ajustement après le rajout d'un pôle géographique de tholins montre que le continuum du spectre est très mal ajusté entre 1.4 et 1.6 μm et entre 1.85 et 2.1 μm. Or, la glace d'eau est un matériau qui absorbe précisément dans ces gammes de longueur d'onde. La présence de glace d'eau à la surface de Pluton était suspectée, mais elle

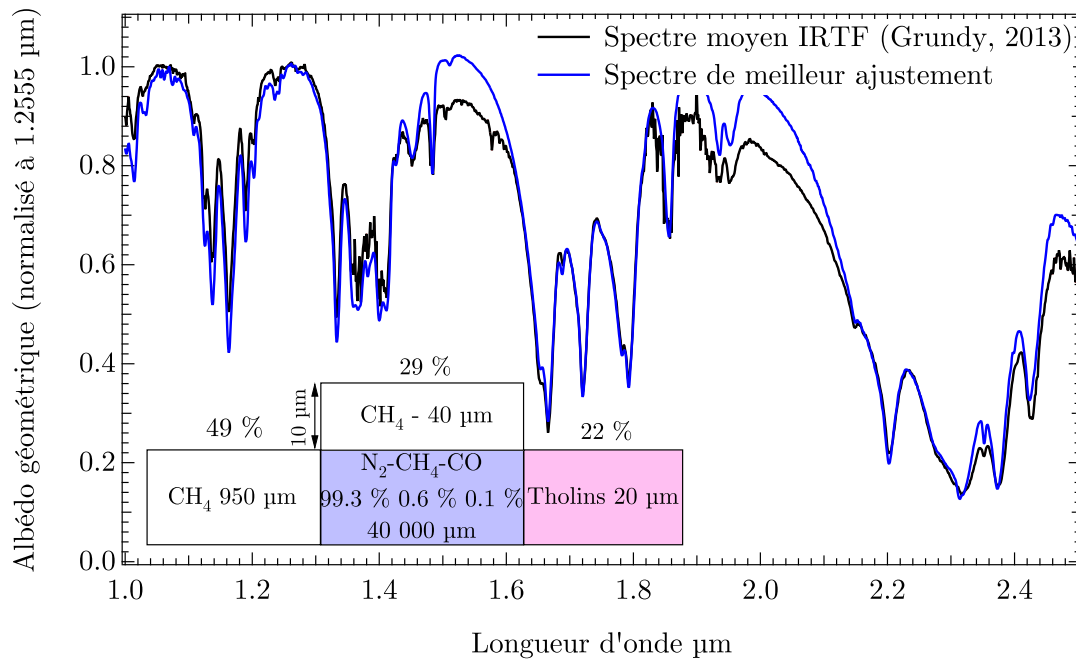


FIGURE 6.17 – Spectre de meilleur ajustement obtenu avec l'addition d'un pôle géographique de tholins.

n'avait jamais pu être observée/confirmée, précisément parce que ses bandes d'absorption sont localisées dans les continuum du CH₄. De plus, la glace d'eau est facilement observable à la surface de Charon, le plus gros satellite de Pluton.

J'ai donc décidé de rajouter un pôle géographique de glace d'eau (en utilisant les constantes optiques d'eau cristalline à 40 K) pour essayer d'ajuster le niveau des continuum. Pour simuler le spectre de glace d'eau, il est nécessaire de connaître l'état physique (cristalline ou amorphe) de la glace d'eau à la surface de Pluton, la différence majeure entre les deux phases de glace d'eau se situant au niveau de la bande de la glace d'eau à 1,65 μm . Cette bande se superpose malheureusement à une bande du méthane dans le spectre de Pluton, et il est très difficile de trancher entre ces deux possibilités en ne se focalisant que sur le spectre de Pluton. Là encore, le spectre de Charon est utile, avec la présence de la bande de l'eau cristalline à 1.65 μm sur les données spectroscopiques. J'ai donc choisi d'utiliser les constantes optiques de glace d'eau cristalline pour la génération des spectres synthétiques. Au final, l'ajout de 10 % de glace d'eau cristalline en mélange surfacique va permettre de corriger nettement les continuum.

La Fig. 6.19 présente le spectre de meilleur ajustement obtenu avec de la glace d'eau en mélange géographique. Les continuum sont ajustés de façon beaucoup plus satisfaisante avec l'ajout de glace d'eau. Une taille de grain de 200 μm pour les grains d'eau apparaît comme un bon compromis entre une absorption de ces grains suffisante pour que les continuum soient ajustés et que le niveau général du spectre ne soit pas trop abaissée dû à la forte absorption de l'eau dans le proche-infrarouge.

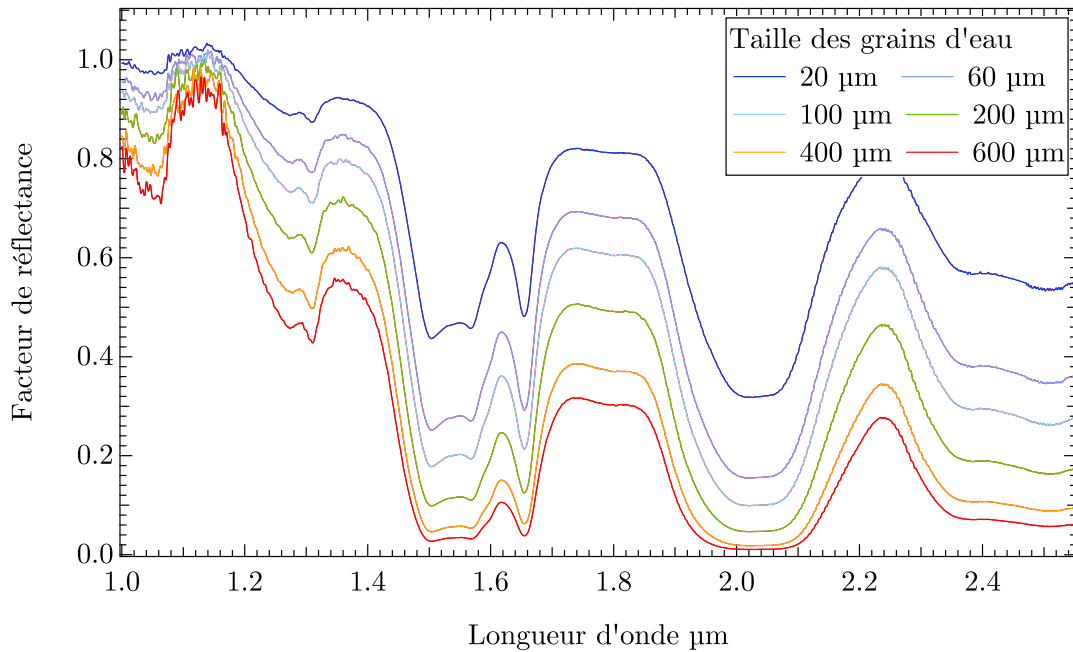


FIGURE 6.18 – Spectres de glaces d'eau cristalline à 40 K pour différentes tailles de grain.

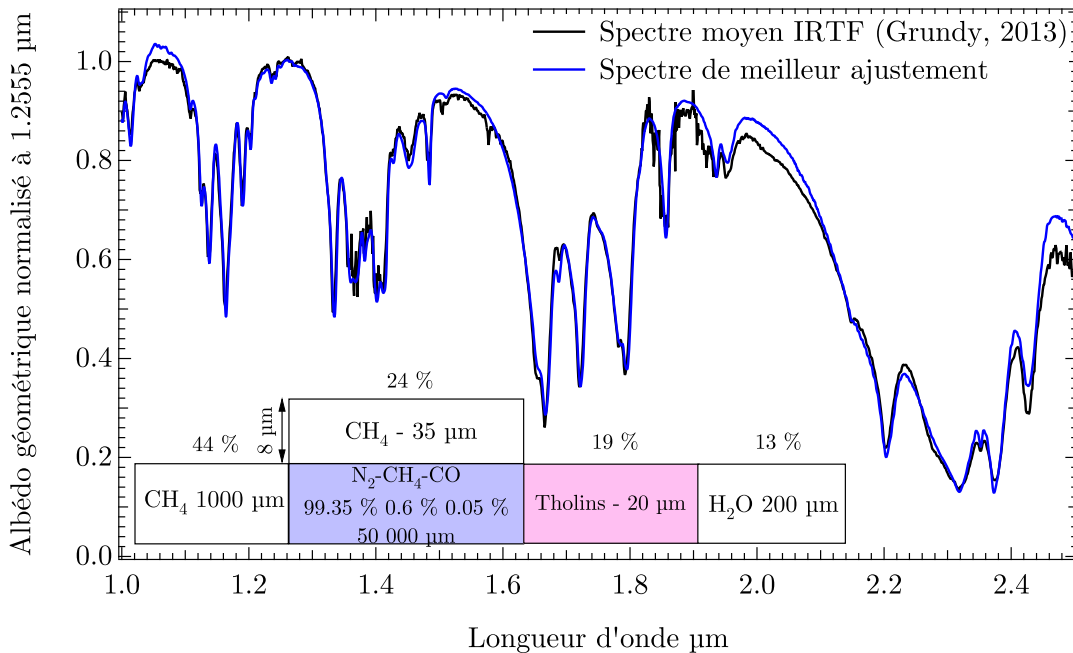


FIGURE 6.19 – Spectre de meilleur ajustement obtenu pour l'addition d'un pôle géographique de tholins.

6.3.3.4 Ajustement final

Le dernier ajout à cette représentation de surface consiste en un peu de C_2H_6 afin d'ajuster la bande à $2.41 \mu\text{m}$. Spectrimag n'autorisant que 4 composants en mélange géogra-

phique sub-pixel, j'ai dû introduire le C_2H_6 en mélange intime avec l'un des composants déjà présent. J'ai ajouté le C_2H_6 en mélange intime avec les tholins, car le C_2H_6 est moins volatile que les glaces de N_2 , CH_4 ou CO . L'ajout du C_2H_6 permet d'ajuster la bande à $2.405 \mu m$. Cette introduction en mélange intime avec les tholins ne modifie pas trop le comportement spectroscopique général de ce pôle, pour peu que la taille de grain du C_2H_6 choisie soit relativement faible, ce qui est le cas. Les proportions géographiques, les tailles de grain et la stratification entre CH_4 pur et le mélange moléculaire sont finalement ajustées à nouveau pour fournir un spectre ajustant au mieux le spectre moyen des données IRTF.

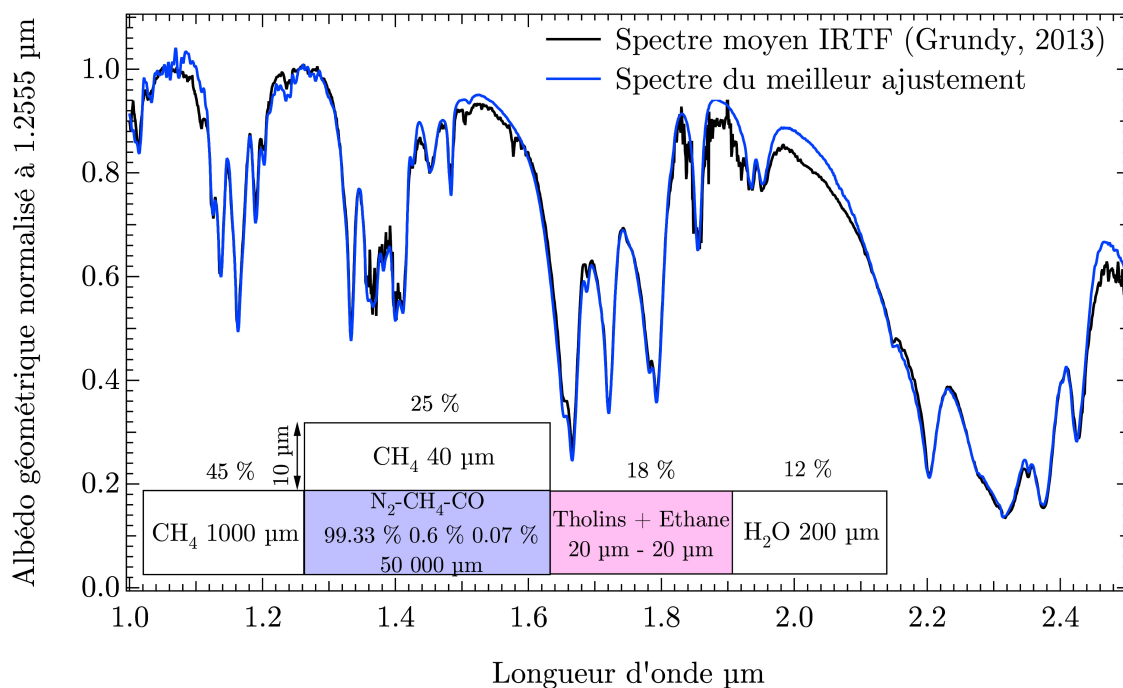


FIGURE 6.20 – Meilleur ajustement du grand spectre moyen des données IRTF. La représentation de surface utilisée pour ajuster ce spectre est reportée sur la Fig. 6.21.

Le spectre synthétique ajustant au mieux le spectre moyen obtenu à partir de ces modélisations est représenté Fig. 6.20. L'ajustement final du spectre est très bon. Les bandes d'absorption du CH_4 sont correctement reproduites, ainsi que celle du CO à $2.35 \mu m$ et celle du N_2 à $2.15 \mu m$. Les continuum ont également un niveau satisfaisant. La meilleure représentation de surface obtenue pour l'ajustement du spectre est la suivante : 45 % de CH_4 en phase pure, 25 % de $\bar{N}_2:CH_4:CO$ sous $10 \mu m$ de CH_4 pur (avec une granulométrie très fine = $40 \mu m$), 18 % de tholins en mélange intime avec de l'éthane (proportion 70 - 30 %), ces deux composants ayant une faible granulométrie fixée à $20 \mu m$ et 12 % de glace d'eau avec une granulométrie à $200 \mu m$. De façon satisfaisante, l'analyse des données LEISA dans le chapitre suivant montrera que cette représentation de surface est conforme, en terme de proportion des composants présents à la surface pour la face de Pluton ayant été observée par la sonde New Horizons.

Meilleure représentation de surface

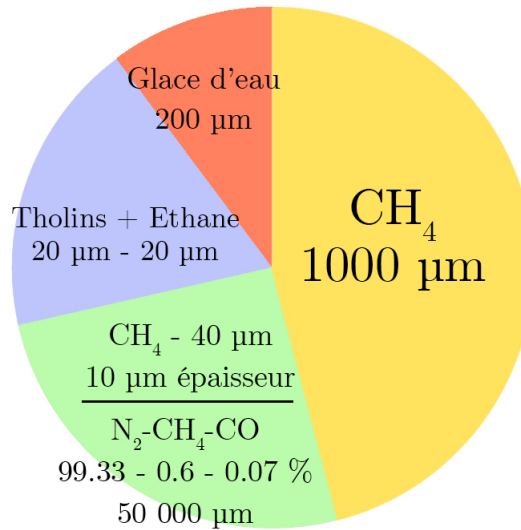


FIGURE 6.21 – Meilleure représentation de surface obtenue lors de nos modélisations.

6.3.3.5 Conclusions

Le spectre synthétique ajustant au mieux le spectre IRTF moyen de la surface de Pluton reproduit correctement l'ensemble des caractéristiques spectrales observables : la profondeur des bandes d'absorption des composants chimiques à la surface (N₂, CH₄, CO et C₂H₆), la position de ces bandes et le niveau de réflectance dans le continuum. Ce spectre est généré à l'aide d'une représentation de la surface où les espèces chimiques sont ségréguées spatialement et où l'unité de glace riche en azote est recouverte par une fine couche de CH₄.

L'étude des données de la sonde New Horizons au prochain chapitre montrera que la représentation de surface adoptée est correcte, en terme de composants et en terme de proportions. Cette représentation de surface est valable au premier ordre, car le spectre moyen ajusté représente une moyenne temporelle de l'état de surface de la planète et que les cartes de composition obtenues pour le moment ne reflètent que la distribution actuelle des espèces chimiques telle qu'imaginée par la sonde. D'éventuelles différences de proportions dans les pôles géographiques obtenus ci-dessus avec les cartes de composition chimique trouvent ici leur explication.

Cette représentation de surface, améliorée par les résultats de la sonde New Horizons, pourra être utilisée comme « standard » pour la modélisation individuelle des spectres IRTF afin de quantifier l'évolution temporelle que les spectres ont enregistré, qui n'a été analysée que qualitativement pour l'instant, et de fournir des contraintes aux modèles de climat pour la période 2002 - présent.

6.4 La mission New Horizons : description et apports scientifiques

6.4.1 Charge instrumentale

Lancée en 2006, cette mission a pour objectif d'étudier le couple Pluton-Charon et des objets de la ceinture de Kuiper. Elle est équipée d'une série d'instruments (Stern, 2008) ayant pour objectif de compléter les connaissances sur cette planète dont la liste est la suivante :

- Ralph : composé d'un imageur multispectral fonctionnant dans le visible - très proche infrarouge (MVIC) et d'un imageur hyperspectral fonctionnant dans l'infrarouge proche (LEISA). Cet instrument ayant été le principal utilisé durant cette thèse, ses caractéristiques sont décrites en détail dans la section 6.5.
- LORRI : Imageur panchromatique CCD à forte résolution spatiale : fourni des images panchromatiques de la surface (0.35 - 0.95 μm) avec un champ de vue instantané de 0.29° et une résolution de 5 $\mu\text{rad}/\text{pixel}$. Cet instrument a permis d'imager les 360° de la planète en phase d'approche et a fourni les cartes à plus haute résolution que l'on possède de Pluton. Permet également de voir les couches de brumes présentes dans l'atmosphère.
- Alice : Imageur et spectromètre fonctionnant dans l'ultraviolet, entre 465 et 1881 \AA , avec une résolution spectrale de 1.8 \AA et une résolution de 5 mrad/pixel . La cible de cet instrument est principalement l'atmosphère, avec une étude sur la structure physique de la haute atmosphère (profils de température - pression) et détermination précise des abondance moléculaires pour N_2 , CH_4 , CO , Ar et quelques hydrocarbures et nitriles simples.
- REX : radiomètre oscultant la structure de l'atmosphère. Les principaux résultats obtenus seront les profils de pression et de température descendant jusqu'à la surface et la détermination de la température de brillance de surface.
- SWAP : Détermination des caractéristiques du vent solaire dans l'environnement pluto-nien, du taux d'échappement de l'atmosphère et caractérisations des flux plasma. Gamme d'énergie : 0.25 - 0.75 keV.
- PEPSSI : Spectromètres assez similaire à SWAP, avec des objectifs se recoupant, mais travaillant dans une gamme d'énergie plus haute : 1 keV - 1 MeV.
- Student dust counter : compteur de particules chargé de relever la densité de particules de poussière le long de la trajectoire de New Horizons depuis la Terre jusqu'à Pluton.

6.4.2 Premiers résultats du survol

Presque 10 ans plus tard, la sonde survole Pluton le 14 juillet 2015 et révèle la formidable diversité de la surface et complète les données physiques de l'atmosphère qui restaient jusque là parcellaires. La sonde a montré que la surface de Pluton varie énormément, autant géologiquement que chimiquement. La carte Fig. 6.22 représente la surface de Pluton imagée par l'instrument LORRI (mosaïque) avec les noms, informels, des zones correspondantes qui seront utilisés dans le reste de cette thèse. Les découvertes les plus

remarquables concernent le « coeur » de Pluton constitué de glace d'azote (Sputnik Planum) et les montagnes de glace d'eau le bordant. L'eau n'avait pas été détectée à partir des mesures terrestres, même si un pôle géographique d'eau est nécessaire pour ajuster correctement les données de Grundy *et al.* (2013) (voir section 6.3). La surface de Pluton est inégalement cratérisée : certaines portions sont saturées de cratères, tandis que d'autres en sont dépourvues (Sputnik Planum). Cela indique un âge récent de certaines surfaces. L'instrument REX a permis de raffiner la valeur de rayon à 1189.9 ± 0.4 km, en accord avec ce qui est mesuré par les imageurs : 1187 ± 4 km (Stern *et al.*, 2015). Dans les sections suivantes je vais décrire les résultats principaux de la mission dans les différents domaines scientifiques ainsi que les données instrumentales utilisées pour l'étude de la surface présentée dans le prochain chapitre.

6.5 Données utilisées pour l'étude de Pluton : Le spectro-imageur Ralph

Lors de ma thèse, j'ai majoritairement utilisé les données de l'instrument Ralph. Cet instrument est composé d'un télescope qui alimente deux plans focaux différents : 1) MVIC (Multi spectral Visible Imaging Camera) fonctionnant dans le visible et le proche infraouge et 2) LEISA (Linear Etalon Imaging Spectral Array). L'intérieur du spectromètre Ralph est affiché sur la Fig. 6.23.

6.5.1 MVIC

MVIC est composé de 7 barrettes de détecteurs CCD indépendantes, localisées sur le même substrat (Fig. 6.24). Ces barrettes ont une longueur de 5024 pixels et une largeur de 32 pixels. Deux de ces 7 barrettes sont dédiées à l'acquisition d'images panchromatiques dans la gamme de longueur d'onde 400 - 975 nm. Quatre barrettes supplémentaires, combinées avec les filtres appropriés, fournissent la possibilité de cartographier dans le bleu (400 - 550 nm), le rouge (540 - 700 nm), le proche infrarouge (780 - 975 nm) et une bande fine du méthane (860 - 910 nm). La présence de 32 colonnes améliore significativement le temps d'intégration par le même facteur, ce qui permet d'obtenir des images avec un fort signal sur bruit. Le FOV d'un pixel MVIC est de $20 \times 20 \mu\text{rad}^2$. Les scans de la planète sont obtenus en bougeant rapidement le champ de vue du télescope de l'instrument sur la surface à observer. L'instrument marche en mode time integration mode (TDI). En effet, quand l'instrument acquiert une image, la tâche d'observation du spectromètre se déplace. Cela peut créer des décalages entre les images. Les canaux multispectraux de MVIC seront utilisés pour fournir des cartes hémisphériques de Pluton en couleur dont la résolution spatiale sera échantillonnée 2 fois plus qu'à la résolution d'acquisition à environ 1 km/pixel. Les cartes de CH₄ obtenues par MVIC sont ainsi les plus fines disponibles.

6.5.2 LEISA

De la même façon qu'OMEGA, LEISA est un imageur hyperspectral. Il a toutefois un mode de fonctionnement différent. LEISA est un imageur spectral à filtre interférentiel

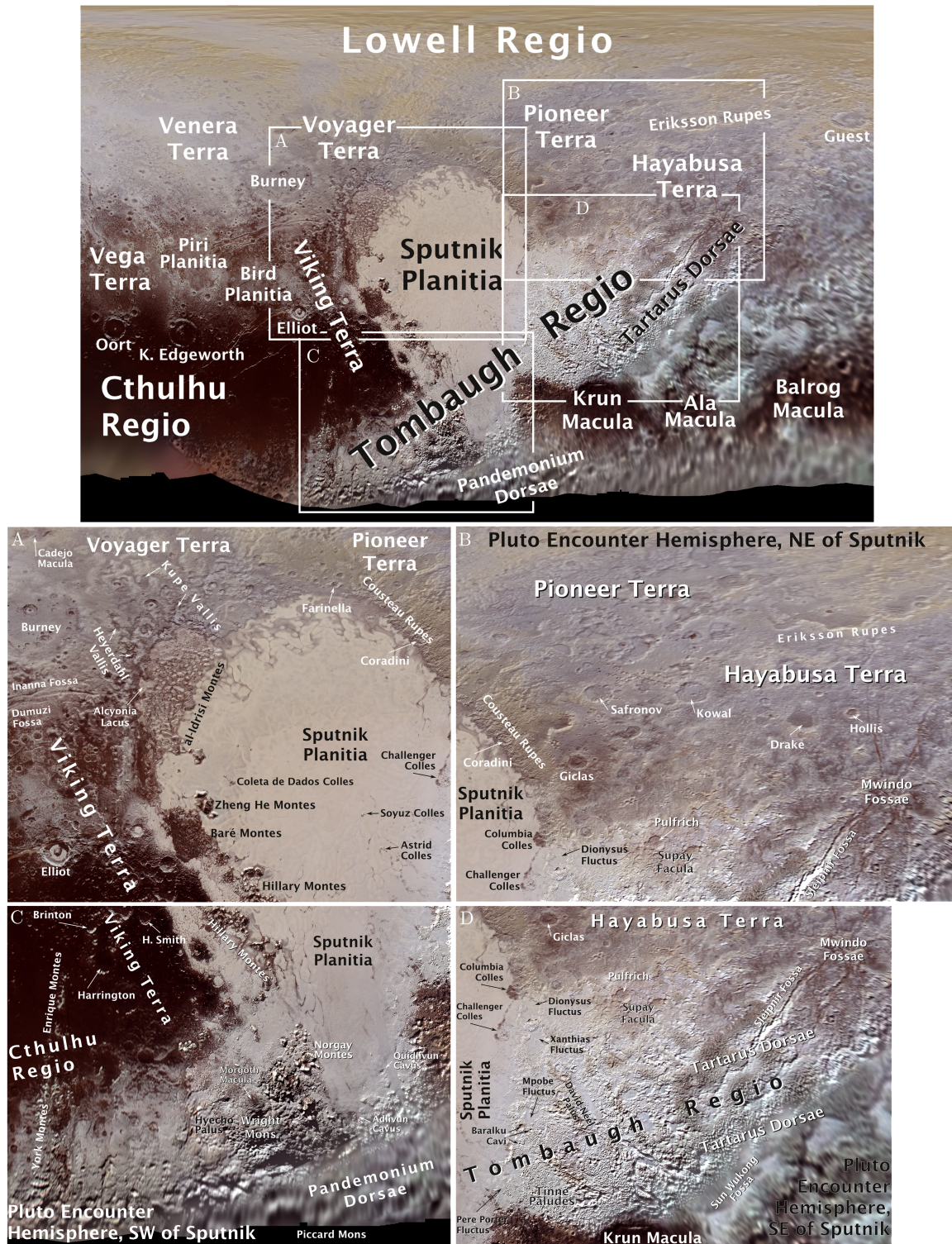


FIGURE 6.22 – Cartes en projection cylindrique avec la nomenclature informelle de la surface de Pluton. Ce sont ces noms que j'utiliserai tout au long de mon étude.

linéaire variable fabriqué en plaçant un filtre proche infrarouge au dessus d'un détecteur matriciel 256 x 256 HgCdTe au plan focal du système (Reuter *et al.*, 2008). La transmission passe-bande de ce filtre varie le long de la direction de fauchée, alignée avec les

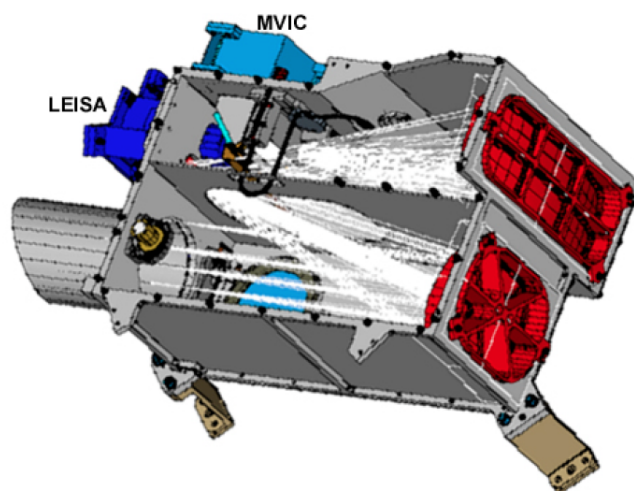


FIGURE 6.23 – Intérieur du spectromètre Ralph et trajets optique des rayons lumineux à l'intérieur de l'instrument (traits blancs).

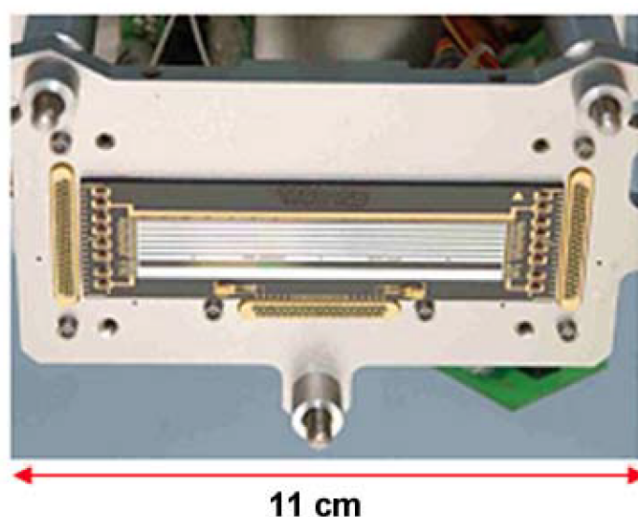


FIGURE 6.24 – Vue sur le plan focal de l'instrument MVIC. Les barres blanches et grises au milieu du détecteur représentent les barrettes de détecteurs. Les 4 premières barrettes représentent les 4 détecteurs multispectraux et les 2 suivantes représentent les 2 détecteurs panchromatiques.

lignes de la matrice. Le spectre de la cible (entre 1.25 et 2.5 μm) est obtenu en scannant son image dans le sens de la fauchée. Au premier ordre, les pixels d'une certaine colonne de la matrice (dans la direction perpendiculaire à la fauchée) "voient" différents points de la cible pour la même longueur d'onde. Cependant, dû à un mauvais alignement et à des variations compositionnelles inhérentes au processus de deposition du filtre, il existe un sourire spectral de 2 - 3 éléments spectraux le long des 256 pixels formant une ligne de matrice. La réponse spectrale de chaque pixel sur cette ligne a été mesurée et est intégrée au processus de calibration, Fig. 6.26. Cependant, pour les résultats initiaux présentés dans cette thèse, la longueur d'onde moyenne d'une colonne a été utilisée nominalement, mais en considérant que des décalages de 1 ou 2 spectels peuvent être présents en fonction de la

position d'un pixel. La calibration spectrale et radiométrique de chaque pixel de LEISA a été effectuée avant le lancement du satellite. Pour prendre en compte d'éventuels changements d'état des pixels durant les 10 années de voyage jusqu'au système de Pluton, des calibrations radiométriques additionnelles sur des étoiles ont été régulièrement planifiées. Ces calibrations étaient faites dans la direction de fauchée de l'instrument. Les acquisitions stellaires étant localisées sur seulement quelques pixels autour de la cible, une observation additionnelle de champ plat a été effectuée dans le système de Pluton. Lors de cette observation, l'image de Pluton a été scannée rapidement dans la direction perpendiculaire à la ligne de visée. Chaque pixel d'une colonne a ainsi la même vue brouillée de la surface. Après correction du sourire spectral, ces acquisitions, avec les données stellaires, ont été utilisées pour produire une calibration radiométrique à jour qui semble plus précise que celle datant du pre-lancement. Le processus de calibration est toujours en cours, à cause du bruit et de la diffusion sur certaines parties de l'instrument, et des améliorations seront probablement faites au fur et à mesure que les données spectrales de Pluton et de Charon seront analysées et que les données des nouvelles campagnes de calibration (été 2016, 2017) auront été acquises et traitées. Le possible impact de ces calibrations est pris en compte lors de l'analyse des données au chapitre suivant. La calibration photométrique des données qui seront analysées utilise la version de champ plat version '3b'.

Avec une telle configuration, LEISA crée des cubes hyperspectraux dans la gamme spectrale infrarouge 1.25 - 2.5 μm , où la plupart des molécules présentes à la surface de Pluton ont des signatures spectrales. Le spectromètre a 2 segments : 1) 1.25 - 2.5 μm , avec un pouvoir de résolution ($\lambda/\Delta\lambda$) moyen de 240 et 2) 2.1 - 2.25 μm avec un pouvoir de résolution moyen de 560 (Reuter *et al.*, 2008). J'ai seulement utilisé le premier segment pour l'analyse des données lors de ma thèse, car le second souffre encore d'un problème de réductions de données.

LEISA a un champ de vue instantané de $62 \times 62 \mu\text{rad}^2$ par pixel et crée le cube hyperspectral en scannant un champ de vue de $0.91^\circ \times 0.91^\circ$ pendant que le satellite tourne lentement autour de l'axe Z pour balayer la scène avec le champ de vue de LEISA dans la direction de dispersion des longueurs d'onde. Les images sont enregistrées chaque fois que la scène est décalée d'environ un pixel sur le plan focal. La coordination entre le rythme du cadre et le rythme de l'acquisition n'est pas parfaite parce que le mouvement du satellite est contrôlé par des propulseurs à l'hydrazine. Ces propulseurs sont allumés chaque fois que le mouvement du satellite dévie au delà d'une zone limite, conférant une poussée brève comparée à l'intervalle de temps entre 2 images LEISA. Durant une séquence d'acquisition de LEISA, le satellite est supposé tourner à une vitesse constante, et les propulseurs ne peuvent appliquer des corrections dans la direction d'acquisition pour garder cette vitesse constante. Ils peuvent toutefois s'allumer dans la direction perpendiculaire à l'acquisition si jamais la cible passe en zone limite et qu'un redressement du satellite est nécessaire pour le garder dans le champ de vue. Ces impulsions imposent un motif en zig-zag qu'il est possible d'observer sur certaines images avec un fort rapport S/B ou sur certains plans affectés par des artefacts n'ayant pas été corrigés par l'application du champ plat. Bien que ces corrections de mouvement soient principalement effectuées dans la direction perpendiculaire à l'acquisition, elles sont rarement parfaitement orthogonales, et causent de petits changements dans le rythme d'acquisition. Lors de celles-ci, le mouvement du satellite est

mesuré et enregistré à la fréquence de 1 Hz.

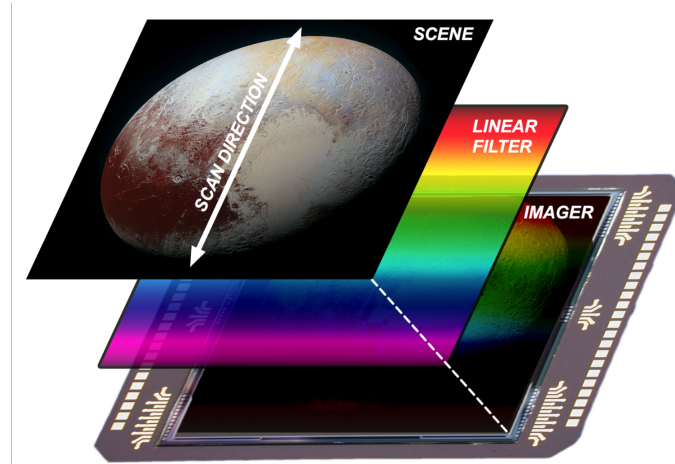


FIGURE 6.25 – Principe de fonctionnement du spectromètre LEISA : l'acquisition des données est réalisée par le scan de la scène à l'aide du télescope. Les pixels des colonnes de détecteurs, dans le sens perpendiculaire à la fauchée, observent différents points de la surface, pour une même longueur d'onde (modulée par le sourire spectral, Fig. 6.26).

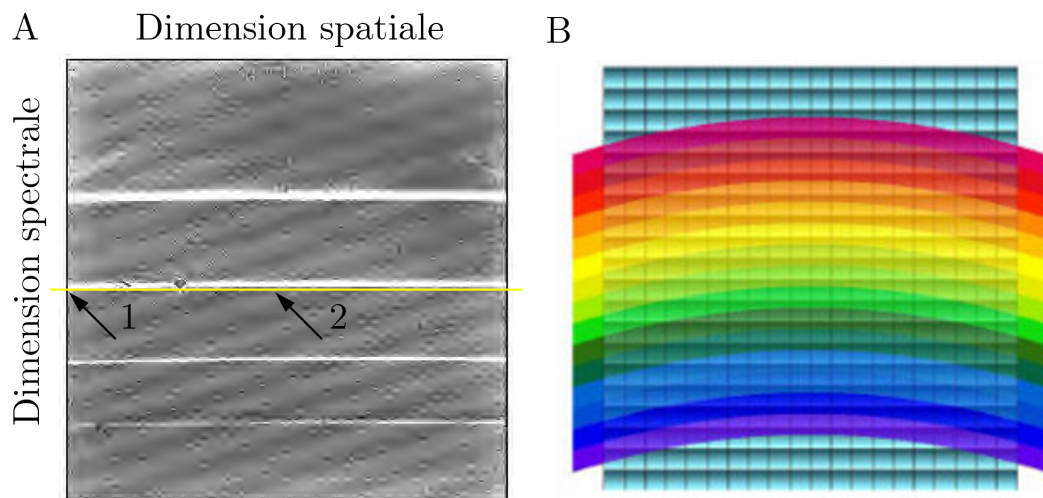


FIGURE 6.26 – Illustration du sourire spectral affectant le détecteur LEISA : A) mesure de la réponse spectrale des spectels, ligne par ligne. La ligne jaune, alignée à la ligne blanche au niveau de la flèche numérotée 1 est légèrement décalée de celle-ci au niveau de la flèche 2. Cette distance entre la ligne jaune et la ligne blanche au niveau de la ligne 2 représente le décalage spectral des données dû au sourire spectral. B) Illustration schématique du sourire spectral.

6.5.3 Composition de surface - Géologie

Les premières cartes de distribution des différentes glaces et des matériaux moins volatils présents à la surface de Pluton, obtenues à partir de l'instrument Ralph, ont été

publiées dans Grundy *et al.* (2016). Les cartes de géologie sont obtenues à partir des données LORRI et présentées dans Moore *et al.* (2016). La Fig. 6.27 représente des spectres typiques de ces différentes surfaces, ainsi que leur répartition. Ces spectres montrent une grande variabilité spectrale d'une région à l'autre, et cette variabilité est surtout modulée par les bandes d'absorption du CH_4 , dont la signature est très visible pour les spectres a, b, c et e. Ces spectres montrent aussi les petites bandes de N_2 à $2.15 \mu\text{m}$ (b et e) et du CO à $1.58 \mu\text{m}$ (e). Le spectre d représente la région du cratère Pulfrich, et est caractérisé par la présence de bandes spectrales à 1.5 , 1.65 et $2 \mu\text{m}$, qui sont diagnostiques de la présence de glace d'eau cristalline en surface. Le spectre f est extrait de la zone équatoriale sombre, Cthulhu Regio, et présente les caractéristiques du matériau sombre détecté par les mesures terrestres.

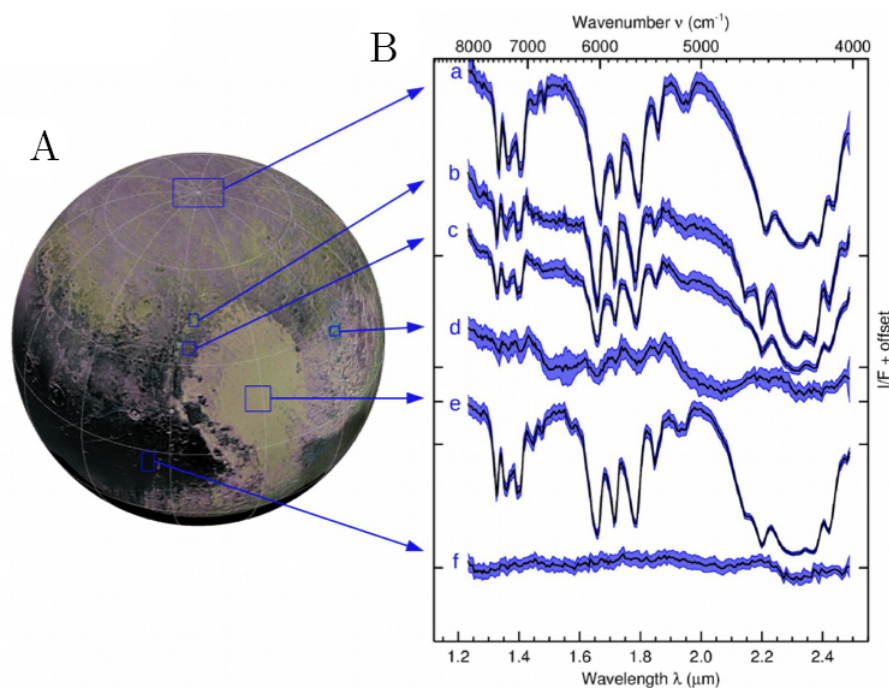


FIGURE 6.27 – Spectres typiques de différentes régions de Pluton. A) Carte de Pluton (hémisphère survolé) avec l'emplacement des différentes zones d'intérêt sélectionnées, B) Spectres correspondants aux moyennes spectrales des régions d'intérêt. D'après Grundy *et al.* (2016).

6.5.3.1 Glaces volatiles

La Fig. 6.30 présente les cartes de composition obtenues pour le CH_4 , le CO et le N_2 obtenues à partir des données LEISA. Les cartes sont présentées avec une échelle de couleur indexée sur l'intensité des profondeurs de bande, superposées aux données LORRI pour fournir le contexte géologique. Le CH_4 est mis en évidence à partir de la profondeur du complexe de bandes à $1.3 - 1.4 \mu\text{m}$, le N_2 par un rapport de réflectance entre les spectels situés au niveau de l'absorption du N_2 ($2.14 \mu\text{m} - 2.16 \mu\text{m}$) par rapport aux spectels adjacents (2.12 à $2.14 \mu\text{m}$ et $2.16 - 2.18 \mu\text{m}$) et le CO par un rapport de réflectance entre les spectels situés au niveau de l'absorption ($1.56 - 1.58 \mu\text{m}$) par rapport aux spectels du continuum ($1.55 - 1.56 \mu\text{m}$ et $1.58 - 1.59 \mu\text{m}$). Dans le cas du CO , la bande étant très

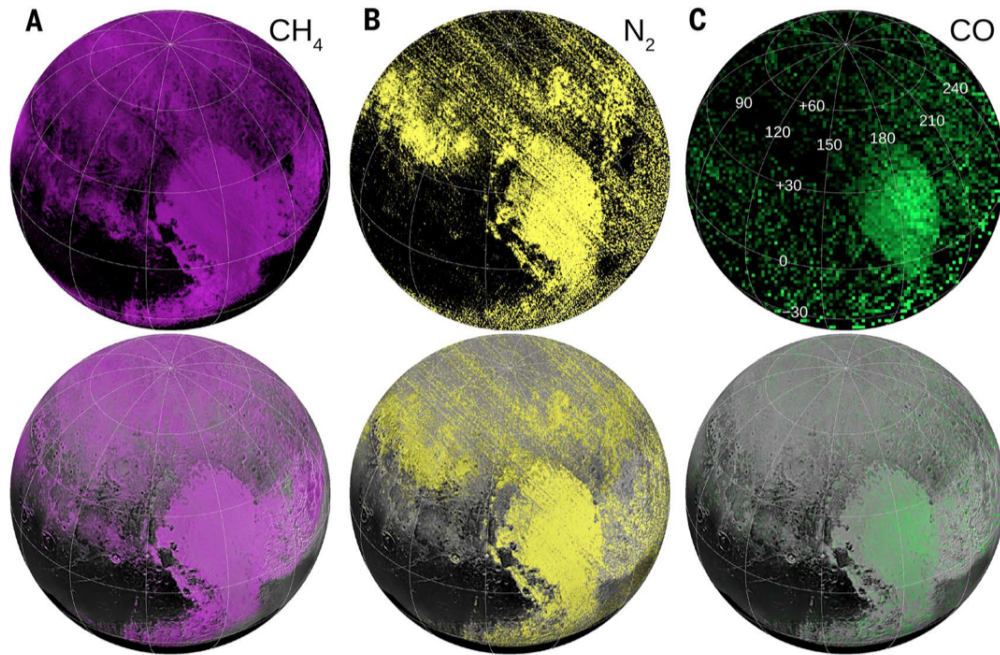


FIGURE 6.28 – Cartes de composition de Pluton obtenues par Grundy *et al.* (2016). En A) : carte d'abondance du CH_4 , en B) : carte d'abondance du N_2 et en C) : carte d'abondance du CO .

bruitée, la carte est rééchantillonnée à une résolution de 24×24 km.

On peut voir que la carte la moins bruitée des 3 est celle du CH_4 car le signal de cette glace domine les spectres plutoniens. Les glaces de CH_4 se retrouvent principalement dans les régions polaires Nord et dans Sputnik Planum. Ensuite, les glaces de N_2 semblent former une couronne entre 30° et 60° de latitude nord, uniquement interrompue par les montagnes au nord de la dépression Sputnik Planum. Enfin, la carte de CO est la plus bruitée. Le seul signal détectable de CO est obtenu à l'intérieur de Sputnik Planum, qui retourne ainsi de très fortes valeurs de profondeur de bande pour les 3 glaces volatiles. On a également une absence de ces 3 glaces dans Cthulhu Regio qui semble dépourvue de toute glace volatile. Les premières données de topographie indiquent également que les glaces de CH_4 ont tendance à se trouver en hauteur. Ainsi, on ne les trouve pas dans le fond de certains cratères mais bien en évidence sur les rebords de ceux-ci. Ce type de corrélation peut également être vu dans Cthulhu Regio, où les glaces de CH_4 se trouvent au sommet d'une chaîne de montagne traversant la région.

Notons que certaines molécules détectées à l'aide de mesures terrestres n'ont pas pu être distinguées par LEISA. Il s'agit notamment du C_2H_6 , car la résolution spectrale trop faible de l'instrument LEISA ne permet pas d'observer la bande faible à $2.405 \mu\text{m}$ (voir section 6.5.2).

Sputnik Planum

Une des régions les plus remarquables de Pluton. Elle se situe sur l'hémisphère anti-Charon, et est centrée sur la position $20^\circ \text{N} - 175^\circ \text{E}$. Elle a une forme ovale, et est recouverte de

très grandes quantités de glaces volatiles (N_2 , CH_4 et CO). Ces glaces volatiles se sont probablement accumulées au fond d'une dépression causée par un cratère d'impact, dont la forme résultante peut être comparée au cratère d'impact Hellas Planitia, sur Mars. La profondeur de ce cratère peut être estimée à partir d'une mise à l'échelle d'un cratère similaire sur un autre monde glacé : Japet. On obtient ainsi une profondeur probable de 10 km. Les glaces remplissent la dépression jusqu'à 3 - 4 km sous la surface des alentours, Fig. 6.29. Sputnik Planum a été interprétée comme la seule zone de Pluton où les 3 glaces volatiles coexistent. Nous verrons au chapitre suivant que le CO , dont la première détection ne retourne qu'une valeur positive à l'intérieur de Sputnik Planum, est en fait réparti plus largement à la surface de la planète. Géologiquement, la région est très active car aucun cratère d'impact n'a pu être observé à sa surface, et ce même à la résolution de 390 m/pixel des images LORRI (il y a même des segments haute résolution à 80 m/pixel). Cela porte les estimations d'âge pour la surface à moins de 10 millions d'années. Le resurfaçage de la région se produit vraisemblablement grâce à la ductilité des glaces d'azote, étant facilement mobilisées. Ce mouvement a amené à la création de formes géométriques semblables à celles adoptées par les cellules de convection. Ces cellules ont une échelle horizontale variant entre 10 et 40 km et sont légèrement bombées en leur centre (environ 50 m). Elles sont entourées par des dépressions atteignant 100 m. Il y a pour le moment consensus sur le processus de création de ces cellules, à savoir la convection. Seulement, les régimes de convection proposés sont différents : Trowbridge *et al.* (2016) propose un régime de convection dans le régime de Rayleigh-Bénard tandis que McKinnon *et al.* (2016) propose une convection de « couvercle » lent où le mouvement des couches supérieures est plus lent qu'à l'intérieur. Cette différence de régime est intéressante car elle implique des épaisseurs de glace d'azote différente dans les 2 cas : un rapport d'échelle de 1 entre la largeur des cellules et leur hauteur présuppose une hauteur de glace d'au moins 10 km dans le régime de Rayleigh-Bénard. Pour le couvercle lent, le rapport d'échelle peut être inférieur à 1 et seulement 3 à 6 km de glace d'azote sont nécessaire, ce qui collerait un peu mieux avec la géométrie du bassin d'impact. Il n'est pas excessif de parler de 'glacier' pour Sputnik Planum, dans la mesure où se retrouvent, sur les bords de la dépression, des formes d'écoulement similaires à celles observées sur les glaciers terrestres. Sur ce glacier d'azote flottent des icebergs d'eau observés dans la partie nord-ouest de la région. Cette flotabilité est rendue possible par la densité de 1 g.cm^{-3} de l'azote. Ces glaciers peuvent mesurer 3 à 4 km de haut. Cette région est particulièrement intéressante en terme de climat global lorsque l'on considère le gros réservoir de glaces volatiles qu'elle représente.

Glaces de CH_4

Il est difficile de savoir où sont les zones de CH_4 pur parce qu'un mélange moléculaire $N_2:CH_4:CO$ aura de fortes bandes de méthane même si le CH_4 est minoritaire dans ce mélange moléculaire. L'identification des zones où le CH_4 est présent en phase pure sera examinée dans le chapitre suivant. On peut déjà identifier deux zones où le CH_4 semble être dans un état relativement pur, avec des géologies intéressantes. Ces deux zones sont la calotte polaire nord et une zone à l'est de Sputnik Planum (Tartarus Dorsa) dont la morphologie a un aspect disséqué. Le spectre typique de la calotte polaire est montré sur la Fig. 6.30 a. Il montre de fortes bandes de CH_4 et une absence de bande de l'azote ou de CO . Ces deux matériaux peuvent donc être considérés comme absents de la surface de cette région, n'excluant pas une présence en profondeur, voir section 6.1.5. La région de

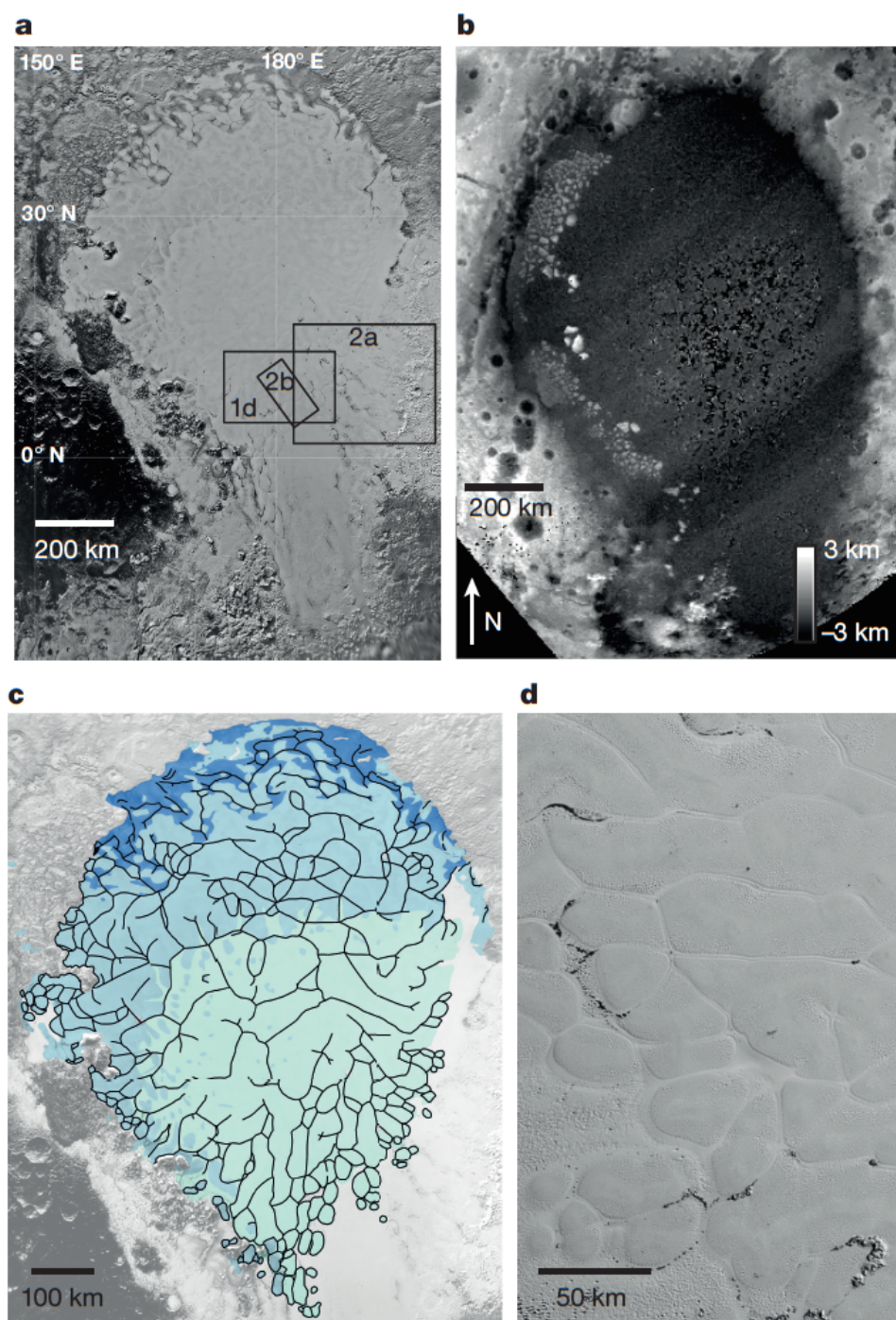


FIGURE 6.29 – Contexte régional de Sputnik Planitia : a) image LORRI, b) topographie obtenue à partir de stéréographie montrant la dépression de Sputnik Planum, c) délimitation des cellules de convection à l'intérieur des zones d'albédo clair (cyan) et plus sombre (bleu), d) image MVIC à 350 m/pixel montrant les détails des cellules de convection. D'après McKinnon *et al.* (2016).

Tartarus Dorsa est caractérisée par un fort albédo, et consiste en un ensemble de reliefs élevés recouverts par de la glace de méthane relativement pure. Cette glace est disséquée à l'échelle régionale et apparaît parcourue de crêtes acérées alignées dans le même sens. Cette

glace se dépose probablement depuis une sublimation de Sputnik Planum qui, entraînée par le vent, se redépose sur les hauteurs de ces reliefs. Les motifs de dépôts de cette glace peuvent quand à eux être expliqués par un régime dynamique de condensation/sublimation que l'on peut observer sur Terre ou sur Mars et qui forme les mégadunes et les sastrugi (Herny *et al.*, 2014).

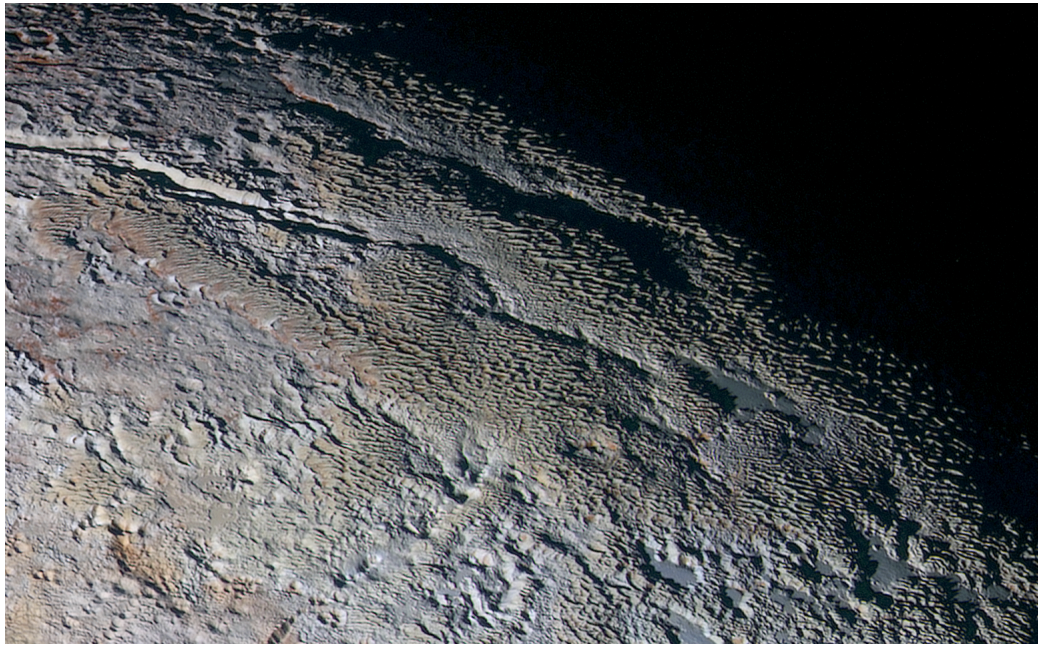


FIGURE 6.30 – Illustration de la région de Tartarus Dorsa, à l'est de Sputnik Planum. Des crêtes acérées composées de CH_4 relativement pur couvrent les reliefs et peuvent être assimilées à certaines morphologies résultants de processus de condensation/sublimation.

6.5.3.2 Matériaux peu volatils

Les deux matériaux non volatils dans les conditions de surface de Pluton ayant été détectés sont la glace d'eau et le matériau sombre des régions équatoriales. À partir de maintenant, j'appellerai ce matériau le **Matériau Rouge Sombre (MRS)** par rapport à ses caractéristiques spectrales dans le visible. Le qualificatif 'rouge' sert ici à désigner la forme de sa pente dans le visible, déterminée à partir des observations MVIC. La glace d'eau, matériau volatile dans le cas de l'étude sur Mars, peut être considéré comme non volatile à la surface de Pluton à cause des très basses températures régnant sur la planète.

Les matériaux sombres de Cthulhu Regio

Cthulhu regio représente une partie de la bande sombre équatoriale de Pluton, visible tout au long de l'approche de la sonde par rapport à Pluton. Cette bande sombre s'étend d'environ 15°N à 20°S et fait quasiment tout le tour de la planète, uniquement interrompue par Sputnik Planum. Spectroscopiquement, le matériau sombre recouvrant Cthulhu Regio est difficile à identifier. Sa signature spectrale est très plate, uniquement marquée par une faible bande vers $2.3 \mu\text{m}$ qui pourrait indiquer la présence d'hydrocarbures plus lourds que le CH_4 , Fig. 6.27. La position équatoriale de Cthulhu Regio indique que les tholins

produits par l'atmosphère s'accumulent de façon préférentielle à cet endroit. Cependant, il est très difficile d'estimer l'épaisseur de ces dépôts actuellement. La conservation de la topographie régionale indique toutefois que cette épaisseur ne la dépasse pas et que les dépôts doivent être relativement fins. L'absence de glaces volatiles à leur surface s'expliquent par leur couleur sombre. Les tholins peuvent ainsi chauffer et atteindre des températures bien supérieures aux températures de condensation des espèces volatiles. En revanche, la détection de ce matériau se base quasi uniquement sur la réflectance dans le visible. Est-il possible que différents matériaux soient sombres dans le visible, mais aient une signature différente dans l'infrarouge ?

Glacé d'eau

La détection de glace d'eau à la surface de Pluton est un résultat surprenant, même si attendu. En effet, la glace d'eau restait non observée spectroscopiquement depuis les mesures terrestres, car Pluton n'est pas encore résolue spatialement. Cependant, l'eau était supposée se trouver à la surface de la planète pour de multiples raisons. Tout d'abord, l'eau fait partie des molécules les plus abondantes dans le système solaire à partir d'Uranus et Neptune jusque dans les objets transneptuniens. Ensuite, il est possible de l'observer à la surface de Triton, que l'on prend souvent comme analogue à Pluton, ainsi que sur son satellite principal, Charon. Même observée avec une plus forte résolution spatiale, il reste difficile de mettre en évidence la glace d'eau sur Pluton par rapport à des glaces telles que le CH_4 ou le N_2 , car son spectre présente de larges bandes d'absorption, qui, sur Pluton, se combinent et se mélangent avec celles du CH_4 . Les spectres de la surface de Pluton, comme tous ceux obtenus sur des surfaces planétaires représentent quasiment toujours un mélange surfacique subpixel et il est très probable de trouver de la glace d'eau à côté de glace de méthane, même à l'intérieur d'un pixel LEISA. Dans Grundy *et al.* (2016), l'eau est mise en évidence par comparaison au sens des moindres carrés avec un spectre de glace d'eau de Charon. La répartition de la glace d'eau, à l'instar des glaces volatiles, suit une répartition spatiale précise : elle se trouve majoritairement autour de Cthulu Regio ainsi que dans quelques canyons et fonds de cratères. On la retrouve également sur les icebergs observés dans la partie nord-ouest de Sputnik Planum, comme décrit plus haut. Au niveau géologique, la glace d'eau a un fort impact. Constituant la majorité de l'intérieur de la planète, celle-ci est la seule qui puisse supporter le poids des montagnes car rhéologiquement le N_2 et le CH_4 sont trop ductiles, même aux très basses températures de Pluton (Moore *et al.*, 2016).

De nombreuses formes de géologie supplémentaires affectant les reliefs ne sont pas décrites ici : pits, blades, cryovolcans etc ... Cette diversité de relief est très forte et était inattendue sur Pluton. Certains de ces reliefs sont très probablement la résultante de processus climatiques.

6.5.4 Atmosphère

La pression et la température atmosphérique étaient connues avec de grandes incertitudes avant l'arrivée de la sonde New Horizons, surtout au niveau de la surface. Elles ont été mesurées par occultation radio avec l'instrument REX (Radio Experiment), (Gladstone

et al., 2016). Ces profils sont montrés sur la Fig. 6.31. La pression atmosphérique mesurée est de 10 à 11 μbar à la surface pour une température de 37 K. Les densités des espèces chimiques présentes dans l'atmosphère sont reportées sur la Fig. 6.32, ainsi que la hauteur d'échelle de N_2 et le profil de température. Les données de l'atmosphère de Pluton avant le survol sont indiquées en lignes en pointillés pour comparaison.

Les taux d'échappement de Jeans atmosphériques ont pu être calculés : ils sont de 1.10^{23} pour le N_2 et 5.10^{25} molécules. s^{-1} pour le CH_4 et ils sont inférieurs à ce qui était prédit (0.7 à 4.10^{27} molécules. s^{-1} pour le N_2). La différence vient du refroidissement de l'atmosphère par la production photochimique de HCN et C_2H_2 . Si ces taux d'échappement ont été constants à travers l'histoire du système solaire, cela équivaut à une perte nette de 6 cm de glace de N_2 en surface et 28 m de CH_4 .

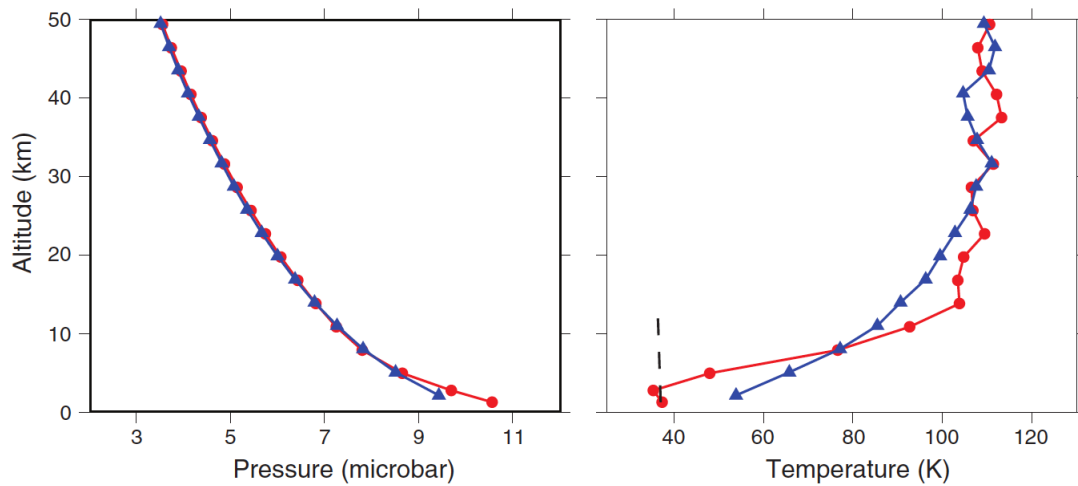


FIGURE 6.31 – Profils de pression (à gauche) et température (à droite) mesurés pour l'atmosphère de Pluton. Ces profils ont été acquis avec l'expérience REX de New Horizons. Les profils bleus correspondent aux mesures effectuées à l'entrée, et les profils rouges à l'hémisphère de sortie. D'après Gladstone *et al.* (2016).

6.5.4.1 Structure physique

La pression de surface a été obtenue en extrapolant les profils fournis par l'instrument REX. Les profils d'entrée et de sortie sont légèrement différents. On obtient donc une valeur de pression de surface de 11 μbar pour le profil d'entrée et 10 ± 1 μbar pour le profil de sortie. La température de surface est également extrapolée à partir des profils : une température de surface de 37 ± 3 K est obtenue pour le profil d'entrée et 45 ± 3 K pour le profil de sortie. On peut noter ici que le profil d'entrée a été enregistré très près de Sputnik Planum, et que cette température est très proche de la température de saturation du N_2 à la pression considérée. La sublimation du N_2 en provenance de Sputnik Planum peut donc créer une couche d'air froid à l'intérieur de l'atmosphère. Une distribution des glaces de N_2 plus éparse à la surface, sous la mesure de sortie, renforce cette hypothèse en expliquant l'absence de couche froide dans le profil de température de sortie et l'abondance de molécules de N_2 plus fort dans le profil d'entrée. A plus haute altitude, la forte inversion de température dans l'atmosphère de Pluton a bien été observée vers 20 km d'altitude et est cohérente avec les mesures effectuées depuis la Terre. En revanche, cette inversion

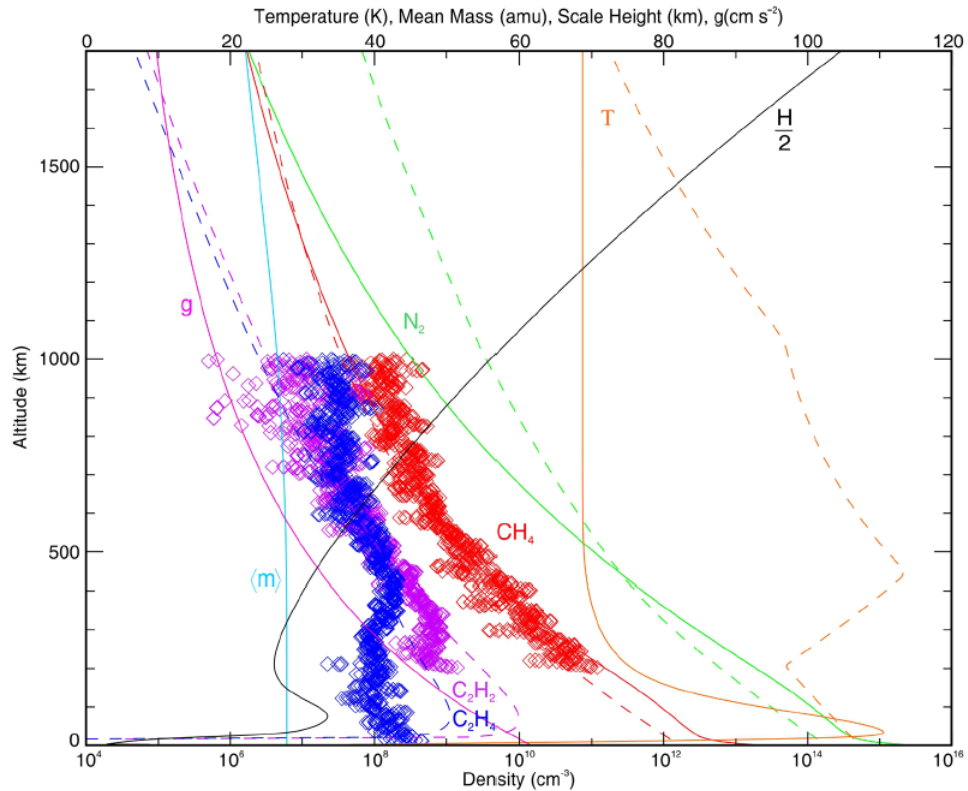


FIGURE 6.32 – Modélisation du profil de température, de la hauteur d'échelle du N_2 et des densités des différentes espèces chimiques composant l'atmosphère de Pluton. Les données avant le survol sont représentées par les lignes en pointillés. D'après Gladstone *et al.* (2016).

de température n'a pas été mesurée comme symétrique en entrée et en sortie et est plus forte en entrée. Cette différence indique des hétérogénéités horizontales dans l'atmosphère de Pluton. À encore plus haute altitude, la température est bien plus basse (70 K) que ce qui était prévu (110 K), mais on ne comprend pas encore pourquoi. Cela implique un taux d'échappement de l'atmosphère considérablement plus faible que prévu, et donc une perte de volatils associés finalement très faible (en extrapolant les conditions actuelles, qui peuvent avoir changé) : quelques cm de N_2 et quelques décimètres et CH_4 .

6.5.4.2 Composition et chimie

L'atmosphère de Pluton est majoritairement composée de N_2 , avec des traces de CH_4 , de CO, de HCN, de C_2H_2 , de C_2H_4 et de C_2H_6 . Une fois de plus, l'analogie de Pluton avec Triton ou Titan est pertinente pour ce qui est de la photochimie se déroulant dans l'atmosphère. Le méthane présent dans l'atmosphère de Pluton est traité en hydrocarbures plus lourds par les rayons solaires dans l'ultra violet lointain. La diffusion des photons Lyman- α par l'hydrogène interstellaire fournit également une seconde source de photolyse comparable à celle du Soleil à cette distance, active pendant les phases de masquage du soleil telle que la nuit ou l'hiver polaire. Les rayons ultraviolets de plus haute énergie peuvent également photolyser la molécule de N_2 qui, s'associant aux produits de diffusion

du méthane, amène à la production de nitriles.

6.5.4.3 Brumes

Des brumes très fines, recouvrant la totalité de la planète ont été observées sur les données New Horizons, depuis la surface jusqu'à des altitudes de 200 km (Gladstone *et al.*, 2016). Ces brumes forment un ensemble de couches et sont uniformes sur de grandes distances. La génération de ces brumes peut être expliquée par les ondes de gravité parcourant l'atmosphère de Pluton, qui se forment à la suite d'un forçage de l'atmosphère dû à la sublimation des glaces de surface où un forçage orographique (quand le vent souffle au dessus de reliefs). Le mécanisme des ondes de gravité permet notamment d'expliquer la structure stratifiée des brumes au sein de l'atmosphère. La génération de brume organique a été implantée dans le modèle de circulation globale développé pour Pluton (Bertrand & Forget, 2016a) afin de comprendre les paramètres principaux influençant la production des brumes. La production s'effectue dans toute la colonne atmosphérique, avec un maximum de production vers 250 km, et une taille de particule comprise entre 10 et 100 nm est nécessaire pour ajuster les vitesses de sédimentation et la masse totale d'aérosols par colonne d'atmosphère. Toutefois, il est possible que ces particules s'agrègent sous forme fractale lors de leur sédimentation et que les tailles de particules obtenues soient plus importantes.

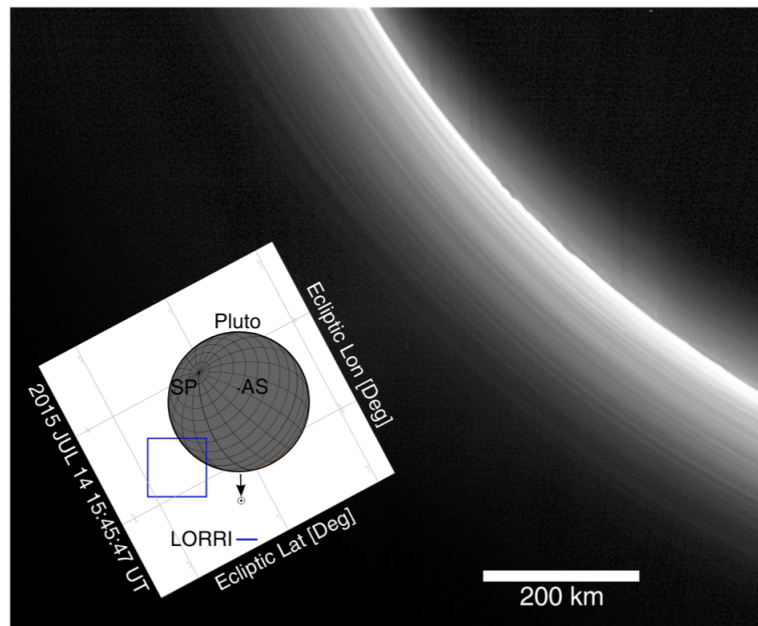


FIGURE 6.33 – Image LORRI des couches de brumes de l'atmosphère de Pluton, à une résolution de 0.95 km/pixel. D'après Gladstone *et al.* (2016).

6.6 Conclusion et problématiques

L'arrivée de la sonde New Horizons a bousculé les connaissances de Pluton, principalement en ce qui concerne sa surface. La présence de glace d'eau jusqu'alors non détectée spectroscopiquement et des formations montagneuses importantes sont deux exemples

ayant révolutionné la vision d'une planète relativement lisse. Les connaissances concernant l'atmosphère et la chimie de surface ont pu être affinées.

Le modèle climatique martien du LMD a récemment été adapté pour Pluton (Vangvichith (2013); Bertrand & Forget (2016b)). Des modélisations récentes permettent de très bien reproduire le cycle des espèces volatiles de Pluton (Bertrand & Forget, 2016b) :

- Accumulation préférentielle des volatils dans la dépression topographique de Sputnik Planum.
- Reproduction du dépôt de glaces saisonnières au niveau des hautes et moyennes latitudes, expliquant la calotte polaire nord brillante des années 1990, et la distribution des volatils en 2015.
- Reproduction de l'augmentation de la pression atmosphérique d'un facteur 3 entre 1988 et aujourd'hui.
- Reproduction des rapports de mélanges des espèces volatiles dans l'atmosphère.

Les facteurs principaux guidant cette répartition des glaces à la surface sont notamment la présence de Sputnik Planum en tant que dépression topographique et la valeur de l'inertie thermique de la surface, qui est un paramètre peu connu pour Pluton mais est le paramètre principal du cycle de condensation/sublimation du N_2 . Le modèle prédit également que la plupart des dépôts saisonniers devraient disparaître dans la prochaine décennie.

Les données spectroscopiques à haute résolution fournies par LEISA doivent maintenant nous permettre d'affiner ces modèles de climat notamment à l'échelle locale où la topographie a été obtenue avec une bonne résolution. Il est nécessaire de tirer les meilleures cartes de composition de ces données afin de fournir des contraintes aux modèles de climat reproduisant les données (Bertrand & Forget, 2016b).

Les problématiques de cette thèse vont donc s'articuler autour d'une génération de produits à haute résolution des espèces chimiques en surface à l'aide des données LEISA. Ce travail doit passer par une étape de compréhension du signal spectroscopique dans la mesure où celui-ci est complexe (voir section 6.1.2). La liste suivante résume les différentes problématiques de cette thèse :

- Amélioration de la résolution spatiale des différentes espèces chimiques à la surface de Pluton. Les mosaïques présentées sur la Fig. 6.30 montrent un bruit assez important, particulièrement pour les glaces de N_2 et de CO. Une bonne résolution spatiale de ces glaces à la surface est nécessaire pour comprendre les processus de condensation/sublimation de ces espèces et les paramètres physiques contrôlant ce cycle : effet de la topographie, lignes de mélange entre les glaces. Cette amélioration sera étudiée à partir d'une étape préliminaire de réduction du bruit des données puis de l'estimation de critères spectraux et optimisés pour chacun des composants à la surface.
- Estimation des propriétés physiques des glaces volatiles. Nous l'avons vu, les bandes de CH_4 ou de N_2 n'indiquent pas forcément la présence à l'état pur de ces phases. Il est donc important de pouvoir caractériser le mélange moléculaire $N_2:CH_4$. Des inversions spectrales de l'hémisphère de rencontre de Pluton ont été réalisées à l'aide du modèle d'Hapke (Protopapa *et al.*, 2016) et fournissent déjà une quantification de ces paramètres. Cependant les valeurs obtenues pour certains paramètres sont aberrantes et indiquent ses limites. L'étude approfondie du signal spectroscopique

fourni par LEISA doit permettre de comprendre ces limites et de proposer une amélioration des simulations en transfert radiatif.

- Caractérisation spectrale du matériau rouge sombre de Chtulhu Regio : bandes spectrales? Forme de la pente dans le visible? Contamination probable des glaces?

L'objectif de ce travail est à la fois d'approfondir nos connaissances sur le cycle des espèces volatiles sur Pluton (N_2 , CH_4 et CO) et de pouvoir fournir des contraintes aux modèles de climat et aux observations spectroscopiques terrestres.

CHAPITRE 7

DISTRIBUTION ET ÉTAT PHYSIQUE DES MATÉRIAUX À LA SURFACE DE PLUTON À PARTIR DES DONNÉES DU SPECTRO-IMAGEUR LEISA

Dans un premier temps, mon travail a consisté à affiner les cartes de composition présentées dans le chapitre précédent en établissant des critères spectraux afin d'identifier au mieux les espèces chimiques présentes à la surface de Pluton ainsi que leur répartition spatiale. Ce travail a été réalisé sur les données LEISA de l'instrument Ralph de la mission New Horizons. Ces critères doivent également pouvoir mettre en évidence certains paramètres physiques des matériaux tels que la taille de grain ou le pourcentage de certaines espèces chimiques dans les mélanges moléculaires. Ce chapitre recense les techniques utilisées pour mettre en évidence les différents matériaux à la surface de Pluton. Il s'agit ensuite d'interpréter ces données termes d'évolutions microphysique des glaces puis d'évolution climatique de la planète à plus ou moins long terme. Je présenterai ainsi les lignes de mélange qui ont pu être identifiées ainsi que les premières conclusions que l'on peut en tirer en ce qui concerne la climatologie de la planète.

7.1 Données

New Horizons a scanné Pluton à l'aide de l'instrument LEISA plusieurs fois lors du survol de son survol de la planète le 14 juillet 2015. Jusqu'ici, seulement deux des cubes à haute résolution ont été calibrés. Ces cubes ont été obtenus à des distances de 112 045 km (# 0299172014, 9:33 UTC) et 99 856 km (# 0299172889, 9:48 UTC). Les résolutions spatiales correspondantes sont de 6.95 et 6.2 km/pixel respectivement. Combinées, ces images permettent de couvrir entièrement le disque de Pluton en se recoupant légèrement au milieu. La latitude sub-solaire au moment du survol était de 51.55 ° N, et les longitudes subsolaires de 133.16 ° et 132.57 ° E, respectivement. L'angle de phase était de 22.0 ° et 22.8 ° au niveau du point sub-satellite.

Les spectres de chaque cube ont été reconstruits par l'équipe de New Horizons en utilisant le logiciel ISIS (*Integrated Software for Imageurs and Spectrometers*) fourni par l'USGS

(*United State of Geological Survey*). Le logiciel utilise l'historique du mouvement du satellite et reconstruit la trajectoire à l'aide du modèle de caméra de LEISA pour déterminer où chacun des pixels de LEISA tombe sur Pluton. Les deux cubes ont été reprojétés avec une géométrie commune d'observation orthographique sur une sphère de la taille de Pluton et à une position du satellite moyenne entre les 2 positions réelles d'acquisition des cubes. La reprojektion a été effectuée sur une grille rééchantillonnée à 2 km/pixel au centre de l'image, à une résolution spatiale meilleure que celle des pixels originaux, afin de minimiser la dégradation de l'information spatiale suite au rééchantillonnage bilinéaire. La comparaison entre le cube de données LEISA et les cartes de plus haute résolution LORRI, projetées dans la même géométrie, montre des décalages entre les deux, de l'ordre de 2 pixels LEISA, mais de façon homogène sur les différentes longueurs d'onde. Des corrections géométriques ont été effectuées en décalant les données LEISA et en les déformant pour les ajuster aux cartes de base LORRI basées sur la reconnaissance des formes de certaines structures géologiques (cratères, ...) entre les deux jeux de données. Ces corrections ont permis d'obtenir des cubes LEISA dont la géométrie de projection est considérée comme précise pour une taille inférieure à celle d'un pixel. La moyenne entre les 2 temps d'acquisition a été prise comme une approximation raisonnable de la géométrie d'illumination pour chaque pixel. La période de rotation de Pluton de 6.4 jours, ainsi que la vitesse du satellite de 14 km/sec relativement au système de Pluton fait que la géométrie n'est pas parfaitement statique car deux acquisitions LEISA sont séparées par 26 minutes. En particulier la planète a tourné de 0.8° de longitude entre le milieu des deux observations.

Les résultats présentés dans ce chapitre sont réalisés sur une association des 2 cubes, coupés selon leur région de recouvrement mutuelle et par la suite collés en une seule et même spectro-image, Fig. 7.1. Ce processus est fait à la main. La ligne de découpe a été choisie pour supprimer la zone de zig-zag, incomplète spectralement, d'une des images, pour minimiser les possibles effets du sourire spectral et les effets de bord inhérents au champ plat actuel de LEISA. Cette ligne se retrouvera sur certains des indicateurs spectraux à cause de décalages photométriques et de calibration résiduels. L'analyse des données permettra de voir que la qualité des données et le stade actuel de calibration est déjà suffisamment bon pour permettre leur analyse même si des problèmes de calibration instrumentale sont toujours présents (calibration photométrique, calibration spectrale, sourire spectral ...).

7.2 Première étude à partir d'une Analyse en Composantes Principales (ACP)

Pour exploiter le contenu spectral des données LEISA, séparer les différents composants chimiques et physiques présents à la surface et réaliser leur cartographie, les données ont été explorées, dans un premier temps, avec le module d'**Analyse en Composantes Principales (ACP)** fourni par le logiciel ENVI.

7.2.1 Description de la méthode

L'ACP est une méthode d'analyse des données non supervisée. L'idée principale de cette méthode est de réduire la dimensionalité d'un jeu de données, consistant en un grand

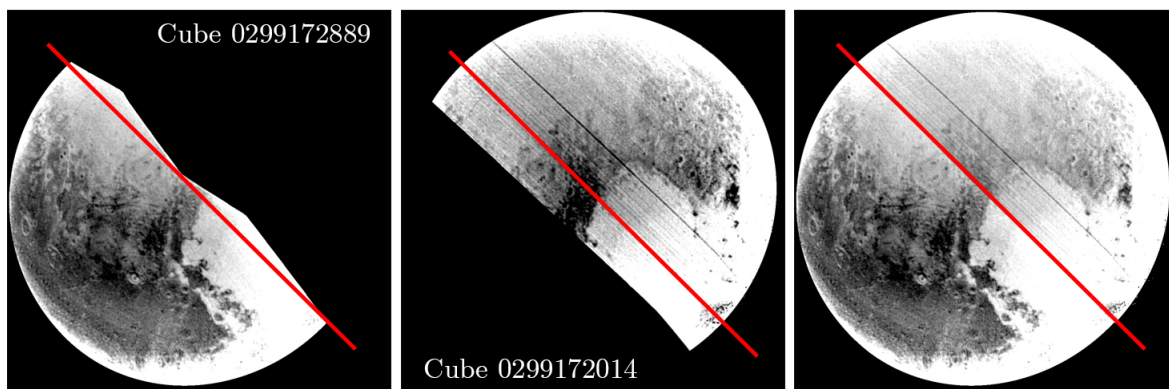


FIGURE 7.1 – Images des continuum à $2 \mu\text{m}$ des deux cubes découpés puis collés pour créer le cube hyperspectral utilisé dans ce chapitre. La ligne de découpe des deux cubes est indiquée par la ligne rouge.

nombre de variables reliées entre elles, tout en gardant le maximum de variation présente dans ce jeu. Cette opération se fait via la création de nouvelles variables, les **composantes principales** (appelées **CP** pour la suite du chapitre), non corrélées entre elles qui sont réordonnées de telle façon à ce que les premières de la liste contiennent la majorité de variabilité du jeu de données de toutes les variables initiales. Les composantes principales sont créées à l'issue de la diagonalisation de la matrice de covariance des données. L'ACP retourne les composantes de façon ordonnée. Les premières composantes contenant le plus de variance (dont les valeurs propres sont les plus fortes) sont les plus intéressantes. Au fur et à mesure que la variance au spectre moyen diminue, c'est surtout le bruit qui est identifié. Les axes portant le bruit ont généralement une valeur propre faible. Un exemple d'ACP sur des données de chimie est montré sur la Fig. 7.2.

L'application d'une ACP sur un jeu de données requiert l'acceptation de plusieurs hypothèses mathématiques :

- Le signal est un mélange de composantes principales et de bruit gaussien.
- Les composantes principales du signal ne doivent pas être corrélées entre elles.
- Le bruit gaussien est de plus faible variance que le signal.

Dans la pratique, on peut affirmer que ces 3 hypothèses ne sont pas valables dans le cas des données LEISA (et par extension dans très peu de cas lors d'observations planétaires). Pour la première hypothèse : le signal ne se comporte pas toujours de façon linéaire à cause des mélanges intimes ou moléculaires (voir section 7.3.4) et le bruit associé à l'instrument LEISA peut être non gaussien, surtout au regard des conditions d'acquisition des données et des problèmes liés au mouvement de zig-zag du détecteur. Ensuite, de nombreux paramètres physiques peuvent être corrélés : granulométrie, albédo, composition chimique, etc ... et l'observation d'une CP ne représentera pas une carte de distribution de l'azote, ou une carte de taille de grain de CH_4 . Ce principe se vérifiera dans l'analyse des données de la surface de Pluton où aucune des CP ne va permettre de reproduire la distribution en surface d'une propriété physique. Enfin, le bruit va être plus faible que certaines des caractéristiques physiques, par exemple la présence de CH_4 dont les bandes fortes sont

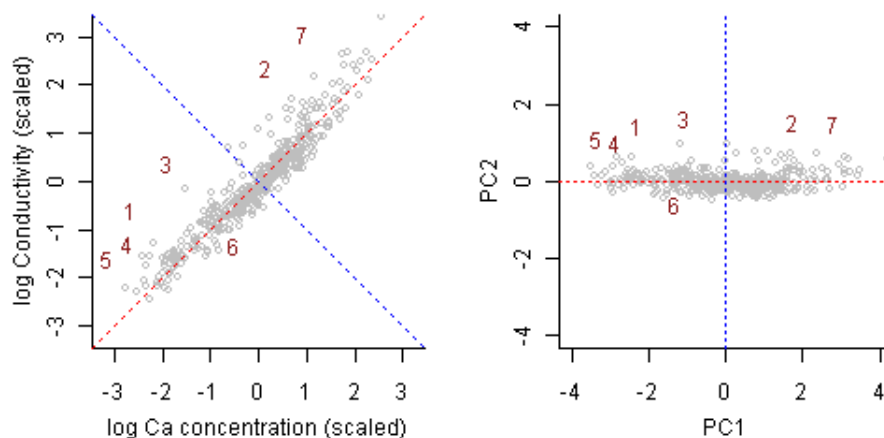


FIGURE 7.2 – Exemple d’ACP. Chaque échantillon (points gris) est représenté en fonction de sa concentration en calcium et de sa conductivité. La CP1 est représentée par la ligne pointillée rouge et la CP2 par la ligne pointillée bleue, perpendiculaire à la ligne rouge. Le diagramme de droite représente les mêmes données mais en fonction des CP1 et 2 plutôt que par rapport à la concentration en calcium et à la conductivité. Référence : www3.epa.gov

facilement identifiables. En revanche, la faible bande d’azote peut être dure à identifier. En gardant à l’esprit l’ensemble de ces limitations, on travaillera avec l’hypothèse forte que ces CP contiennent une possible information physique pouvant être extraite. Leur analyse va permettre d’aiguiller la définition de critères spectraux pertinents. Les canaux spectraux 1, 2 et 198 ne sont pas pris en compte dans le calcul de l’ACP car ils comportent de fortes lacunes de calibration photométriques. Les pixels acquis avec une incidence de plus de 85° ont également été filtrés car le signal est beaucoup plus bruité dû à la faible illumination de ces zones. L’incertitude sur l’angle d’incidence a aussi un fort impact sur la photométrie du signal REFF à ces grands angles.

7.2.2 Détermination des composantes principales

Le résultat d’une ACP est un ensemble de composantes principales. Il est nécessaire d’explorer à la main ces composantes principales pour trouver lesquelles contiennent une information physique et lesquelles ne contiennent que (ou majoritairement) du bruit. Il apparaît que 9 des 12 premières composantes principales (CP) du signal contiennent une information physique significative. La première CP dominée par le bruit et les effets instrumentaux est reléguée en 7^e position. Cela démontre la grande qualité des données, quand bien même la calibration de celles-ci n’est pas parfaite.

Les 12 premiers axes de l’ACP sont regroupés dans la Fig. 7.3 et les valeurs des 15 premières valeurs propres sont indiquées sur la Fig. 7.4. On peut noter la forte définition spatiale de l’information sur les 5 premiers axes. Les autres axes significatifs physiquement (7, 8, 10 et 12) contiennent une information spectrale plus subtile et plus localisée. Ils sont également partiellement contaminés par le bruit et par les effets instrumentaux, particulièrement dans la partie centrale de l’image le long de la ligne où les deux observations ont été accolées (visible sur la CP1). Les hachures visibles dans la direction SO-NO sont

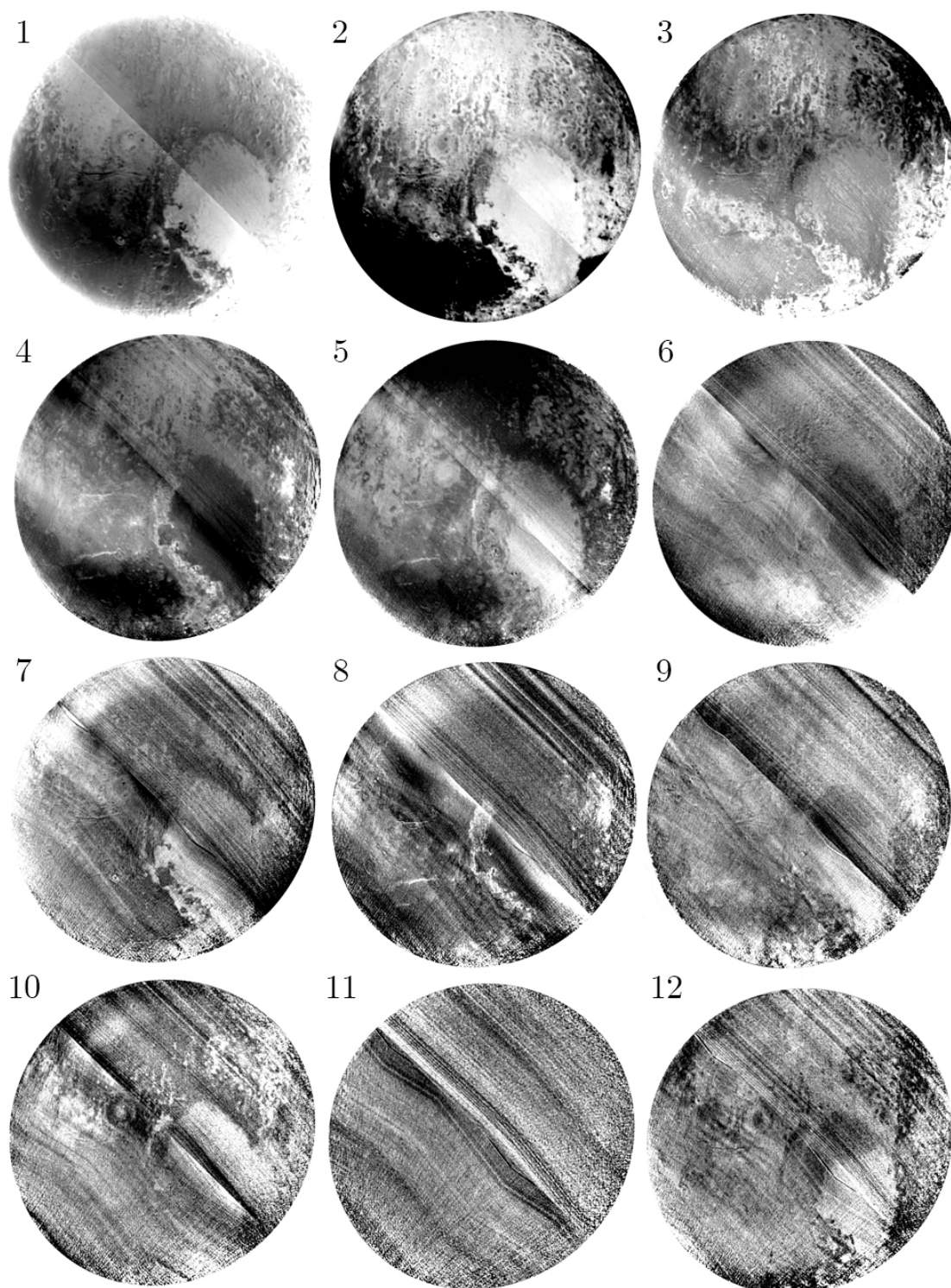


FIGURE 7.3 – Les 12 premières composantes principales de l'ACP sur la spectro-image LEISA REFF, par ordre décroissant de poids. Voir texte pour l'attribution des composantes principales.

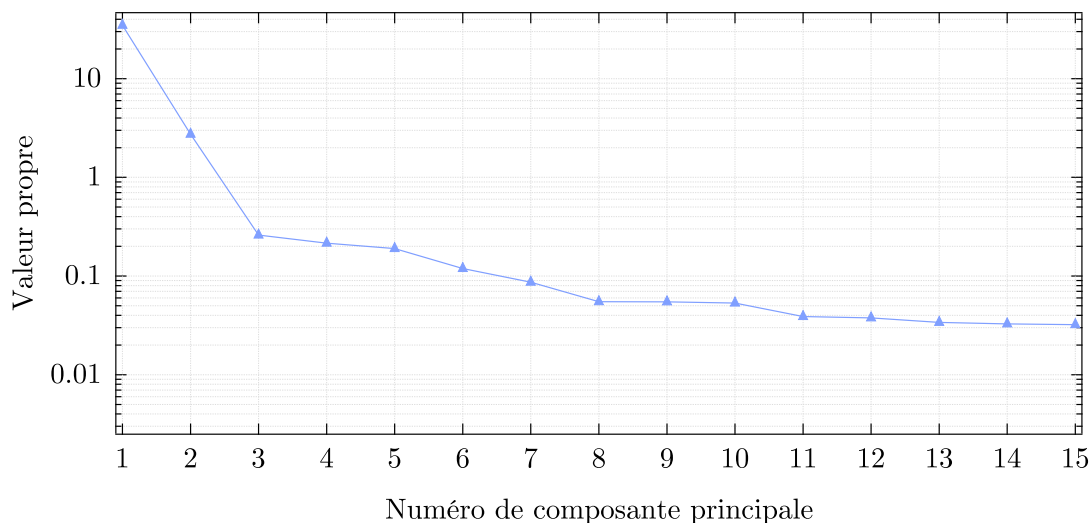


FIGURE 7.4 – Les valeurs propres des 15 premières composantes principales.

visibles dans la CP4 et au dessus, dans la partie supérieure droite des cartes. Les CP6 et 9 ont des informations spectrales encore plus subtiles melangées aux effets instrumentaux. La CP11 et toutes les CP au dessus de 12 contiennent principalement du bruit et des effets instrumentaux.

Cependant, les axes des CP n'ont pas de signification physique *per se* et doivent être corrélés avec des indicateurs spectraux spécifiques pour comprendre à quel paramètre physique chaque CP peut être potentiellement reliée : espèces chimiques, état physique, paramètre photométrique ... Les cartes de chaque composant principal présentent un avantage face aux cartes de critères spectraux. Elles sont en effet, du moins pour les premières CP où la majeure partie du bruit et les effets instrumentaux sont enlevés, plus nettes avec une définition spatiale plus fine. Il peut être judicieux de s'en servir comme base de réflexion sur les différents paramètres physiques des espèces chimiques en surface (taille de grain, abondance ...) pouvant être mis en évidence et cartographiés après validation. Ainsi, elles peuvent aider à mettre le doigt sur des variabilités spectrales cachées à l'intérieur des données, bien que représentant souvent un mélange de paramètres.

La spectro image reconstruite du disque de Pluton illuminé presente une grande diversité spectrale et de fortes hétérogénéités spatiales. Avant de procéder à l'analyse de chacun des axes, une série de spectres extraits au niveau des maxima de chacune des CP a été extraite pour avoir une idée de la variabilité spectrale de la spectro-image et ainsi identifier les composants principaux présents de ce côté de Pluton, Fig. 7.5.

7.2.3 Reconstruction d'un cube débruité

Un outil puissant fourni par l'ACP est la reconstruction d'un cube débruité. Si l'on considère que la majorité du signal physique est contenu dans les premières composantes principales, il est possible de reconstruire une spectro-image débruitée en effectuant une

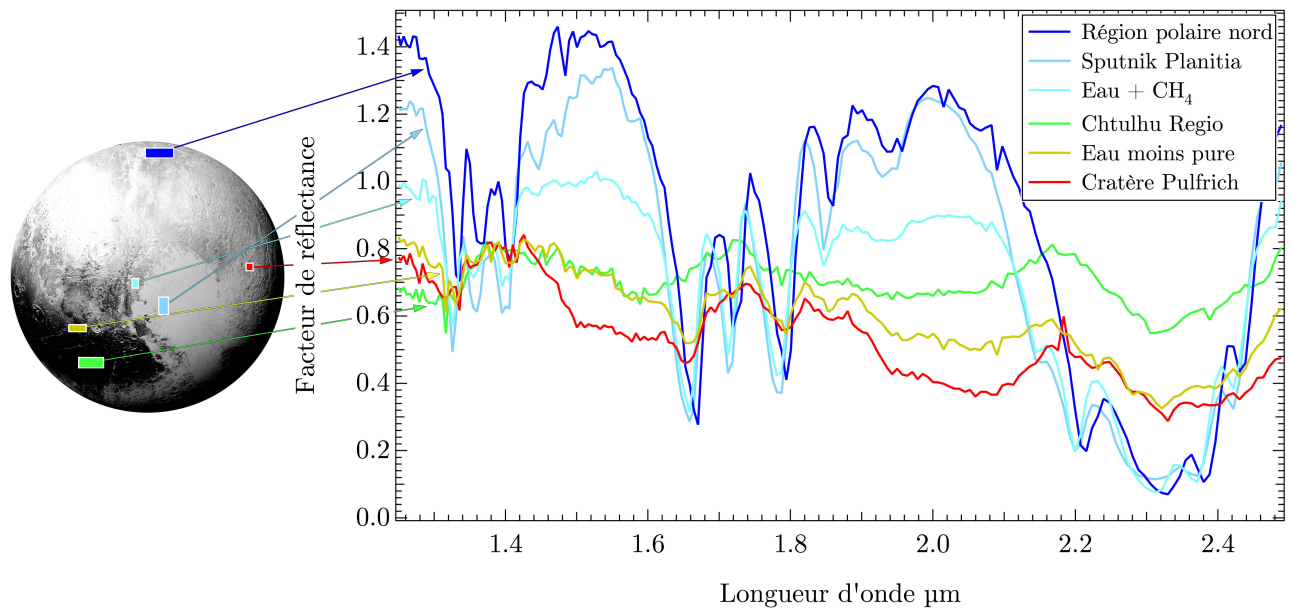


FIGURE 7.5 – Moyennes spectrales régionales de différentes zones à la surface de Pluton. A) Zones d'extraction des spectres, B) spectres correspondant aux moyennes spectrales des pixels contenus dans les zones définies en A. Ces spectres représentent la variabilité à la surface de Pluton ainsi que les valeurs extrêmes de quelques CP auxquelles un sens physique peut être proposé.

ACP inverse sur un certain nombre d'axes. Plusieurs tests ont été effectués en faisant varier le nombre d'axes sélectionnés pour la reconstruction du cube. La reconstruction effectuée avec 16 axes est celle qui a retourné le meilleur résultat. Le cube ainsi reconstruit présente une claire amélioration du piqué de la spectro-image grâce à l'élimination de la majorité du bruit et des effets instrumentaux. La Fig. 7.6 présente les images débruitées à l'aide de l'ACP inverse pour le cube REFF dans une bande du CH_4 (spectel 106, $1.788 \mu\text{m}$), ainsi que certains zooms réalisés sur des zones localisées, comparées avec l'image LEISA originale. L'amélioration est particulièrement flagrante au niveau des continuum du spectre où le bruit domine la variabilité de la réflectance. La Fig. 7.7 compare les cubes LEISA originaux et débruités (résolution spatiale de 6.2 km, ré-échantillonné à 2 km pour le centre de l'image) ainsi que l'image LORRI convertie en facteur de réflectance (résolution spatiale originale 550 m, rééchantillonnée à 200 m) autour du cratère Elliot (lat/long : $12.5^\circ \text{N}/138.5^\circ \text{E}$). Le bord du cratère et le pic central sont bien mieux définis sur le cube débruité ainsi que de nombreux petits éléments géologiques, non discernables sur le cube original. Cette comparaison démontre à nouveau la qualité des données LEISA. Ce processus de débruitage va permettre de fournir un cube hyperspectral et des cartes de distribution des différents composants. Ils seront de qualité comparable aux images panchromatiques LORRI et MVIC, ainsi que les cartes géologiques produites à partir de ces deux jeux de données. Ces données permettront aussi de mieux géoréférencer les images LEISA par rapport à l'image LORRI à un niveau subpixel.

La production de cartes de répartition des différentes espèces chimiques très précises est tributaire de ce processus de débruitage. Certains critères, basés sur de faibles bandes et/ou

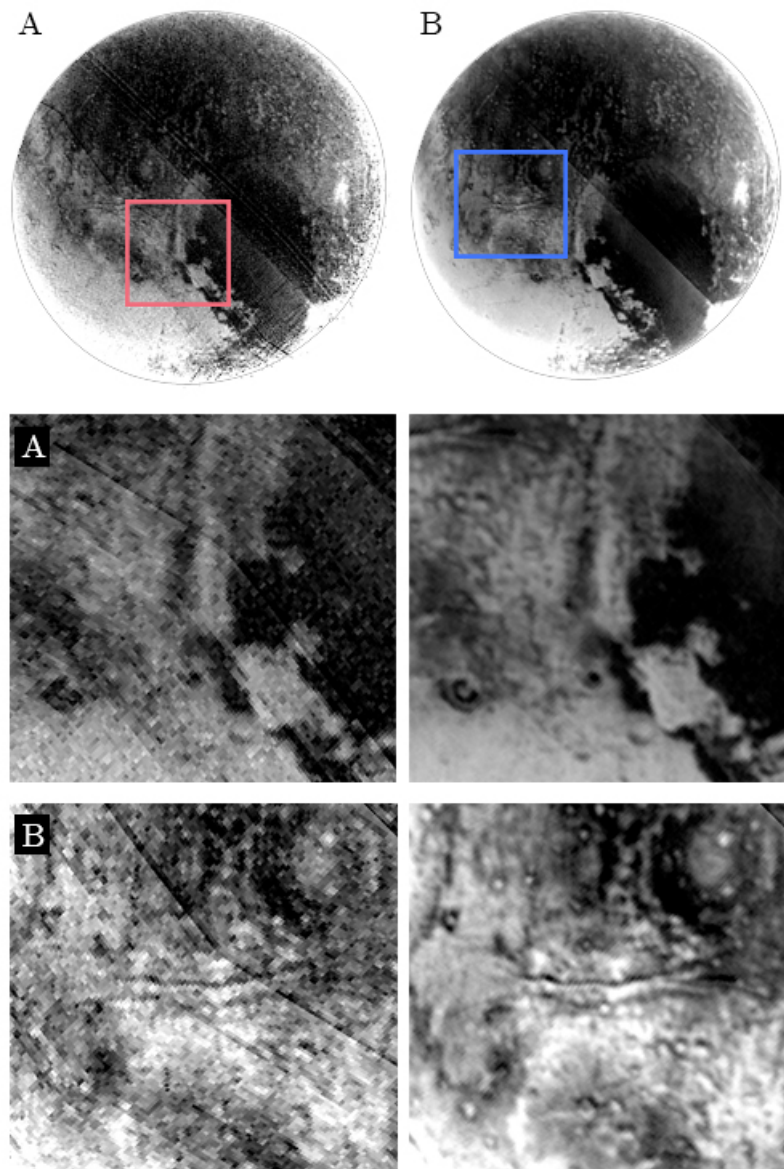


FIGURE 7.6 – Comparaison entre deux images dans le continuum ($1.788 \mu\text{m}$ - spectel 106) a) le cube brut et b) le cube débruité suite à la reconstruction à partir des 16 premières composantes principales de l'ACP. Les zooms locaux correspondants aux boîtes rouge et bleue sont montrés sur les images 2 et 3, respectivement. L'amélioration est particulièrement visible aux alentours du cratère Elliot, situé en haut à droite sur la deuxième ligne d'images.

étroites (pour le CO ou N_2) sont très sensibles au bruit, et il est important de limiter au maximum sa présence dans les données. Nous allons voir que cette étape de reconstruction, en écartant certaines des composantes principales jugées les plus bruitées, peut amener à une reconstruction parcellaires des bandes faibles et ainsi sous-estimer leur profondeur. Il va donc falloir développer des ACP plus spécialisées pour ces signatures spectrales.

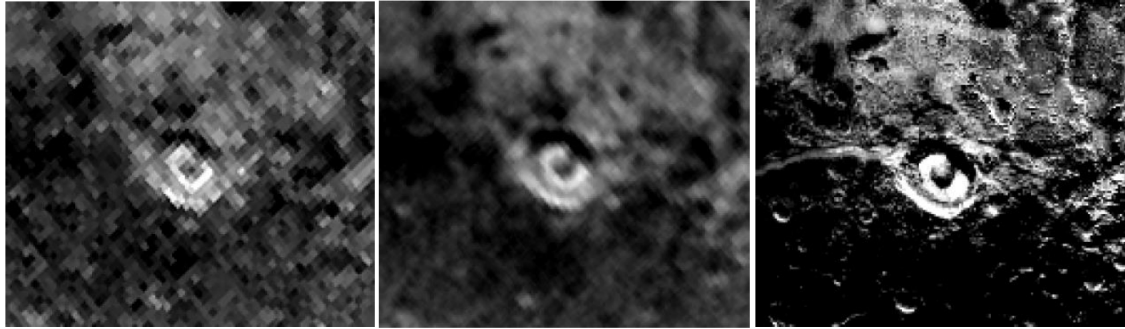


FIGURE 7.7 – Comparaison entre les images LEISA : cube REFF original (à gauche) et cube débruité (au centre) à $2 \mu\text{m}$ (spectel 137) et l'image LORRI convoluée à 10 fois sa meilleure résolution (à droite). Les images sont centrées sur le cratère Elliot se situant à $12.5^\circ \text{ N lat.} - 138.5^\circ \text{ E long.}$

7.2.4 Test du cube débruité

En plus de l'amélioration spatiale, le cube reconstruit à partir de l'ACP doit également améliorer le spectre de chacun des pixels en conservant l'essentiel de l'information spectrale reliée à la physique. Les spectres d'un unique pixel sont comparés Fig. 7.8 et les spectres représentant la moyenne d'un grand nombre de pixels (8000 dans le cas de Chtulhu Regio et 1500 pour Sputnik Planum) sont représentés Fig. 7.9. Les spectres reconstruits grâce à l'ACP inverse montrent une forte réduction du bruit pour les pixels individuels et reproduisent très bien les bandes majeures du CH_4 , de l'eau et du MRS. Cependant, les bandes faibles du N_2 à $2.15 \mu\text{m}$ et du CO à $1.58 \mu\text{m}$ ne sont pas bien reproduites, car elles représentent un faible poids spectral. Si l'on augmente le nombre de canaux à 30 pour reconstruire le cube débruité, cela améliore légèrement la reconstruction de ces bandes, mais augmente sensiblement le bruit du spectre reconstruit. La faible énergie spectrale du N_2 (faible bande, intervalle spectral réduit) est donc étalée et mélangée au bruit lors du calcul de l'ACP sur de nombreuses CP comportant peu de poids, pendant que les signatures du CH_4 , de l'eau et du MRS sont concentrées dans les premières CP avec beaucoup de poids. Pour le CO , la reconstruction quasi correcte de la bande, bien que faible, indique que la majeure partie de son énergie doit être concentrée dans les 16 premières CP, principalement dans la CP 12.

Quelle est l'amélioration fournie par ce débruitage dans le cadre du calcul d'un critère de bande? Elle est particulièrement visible pour le calcul de l'intégrale de la bande faible du CH_4 sur l'intervalle $1.90 - 2.00 \mu\text{m}$ (qui couvre le doublet à $1.937+1.955 \mu\text{m}$ du CH_4 , Quirico & Schmitt (1997b)), Fig. 7.10. Malgré l'intégration réalisée sur 15 canaux spectraux, l'amélioration du rapport S/B est particulièrement impressionnante comparée au cube LEISA original. La distribution des valeurs de profondeur de bande sur l'image passe d'une gaussienne (sur l'image de base), dominée par le bruit, à une structure deux fois moins large et comprenant 2 pics, indiquant une meilleure définition des différentes zones.

Pour le N_2 et le CO , dont les bandes ne sont pas bien reconstruites par cette opération, des PCA localisées sur des intervalles spectraux réduits ont été calculées (40 canaux spectraux centrés sur la bande dans les 2 cas), Fig. 7.11. La CP3 de l'ACP du N_2 montre

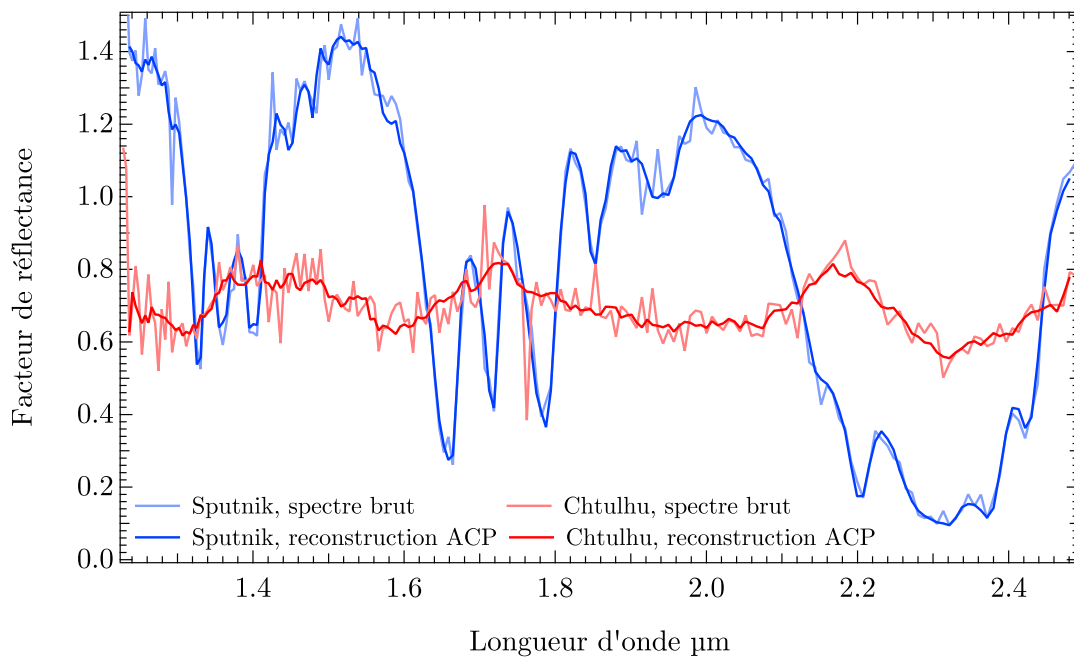


FIGURE 7.8 – Comparaison entre des spectres du cube brut et du cube débruité via l’ACP inverse, pour un seul pixel. Ces pixels sont pris dans 2 zones spectrales très caractéristiques de Pluton : Chtulhu Regio et Sputnik Planum. Ces spectres montrent la forte réduction du bruit associée à la procédure de l’ACP pour chaque spectre individuel.

clairement la distribution du N_2 comme je le montrerai plus bas. Les CP1 et 2 sont similaires à l’ACP globale. Les spectres débruités de N_2 contiennent maintenant toute l’énergie de la bande, avec une amélioration du bruit toujours nette. Un résultat similaire est obtenu pour la bande du CO à $1.58 \mu\text{m}$. Le résultat est toutefois moins flagrant pour le CO, la forme de la bande étant probablement affectée par la présence de spectels bruités à $1.5833 \mu\text{m}$ et $1.5890 \mu\text{m}$. Les calculs de critères de bande pour ces 2 molécules seront effectués sur les spectres reconstruits à partir des N_2 - ACP et CO - ACP. L’ACP réalisée sur la bande du CO à $2.35 \mu\text{m}$ n’a pas permis de mieux mettre en évidence cette bande, qui est diluée entre les deux bandes fortes du CH_4 à la résolution de LEISA.

7.3 Analyse des données

7.3.1 Albédo et photométrie

La CP1 apparaît fortement corrélée avec l’albédo dans le continuum et également la photométrie lorsque l’on compare avec le canal proche infrarouge PIR (780 - 975 nm) des données MVIC converties en facteur de réflectance, Fig. 7.12. La corrélation avec un continuum du proche-infrarouge pour le CH_4 ($1.522 \mu\text{m}$) est excellente (Fig. 7.13), confirmant que le CP1 est un bon proxy de la réflectance de surface dans le proche infrarouge (qui est la résultante de l’albédo et de la photométrie).

La corrélation avec les données MVIC est bonne, mais montre trois tendance majeures. Les deux premières sont bien localisées à la surface de Pluton : la corrélation la plus

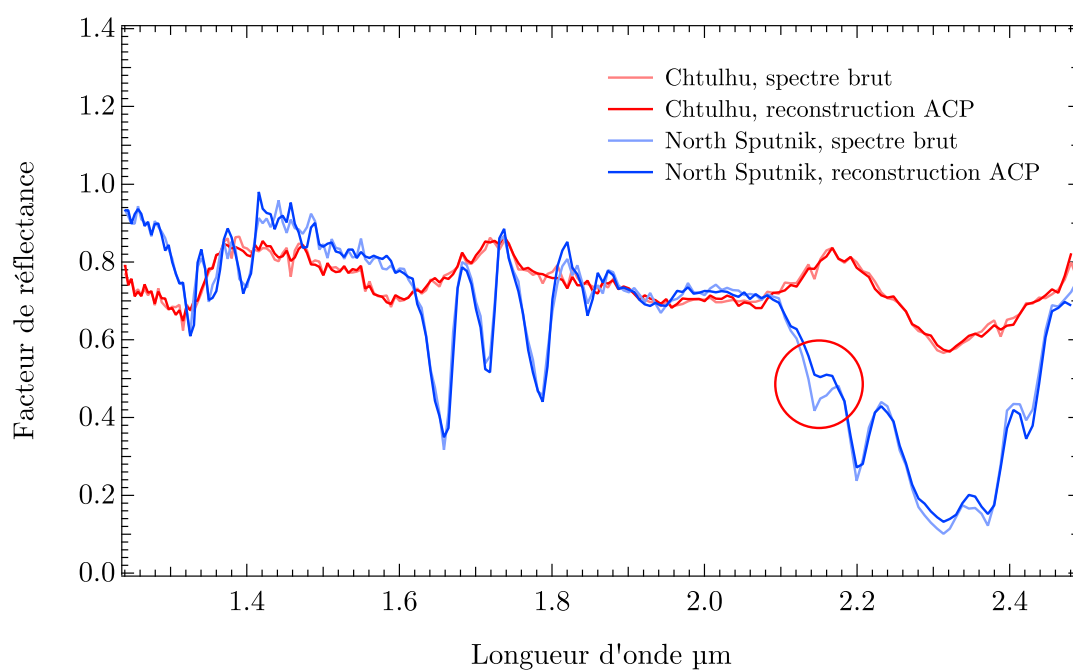


FIGURE 7.9 – Comparaison entre des spectres du cube brut et du cube débruité via l'ACP inverse, pour deux moyennes de pixels. La moyenne spectrale de Chtulhu Regio recouvre 8000 pixels et celle du nord Sputnik recouvre 1500 pixels. Ces moyennes spectrales montrent que l'énergie spectrale des spectres est bien conservée à l'issue de la procédure d'ACP, excepté pour la bande du N_2 à $2.15 \mu\text{m}$: il y a une perte d'énergie lors du processus de reconstruction.

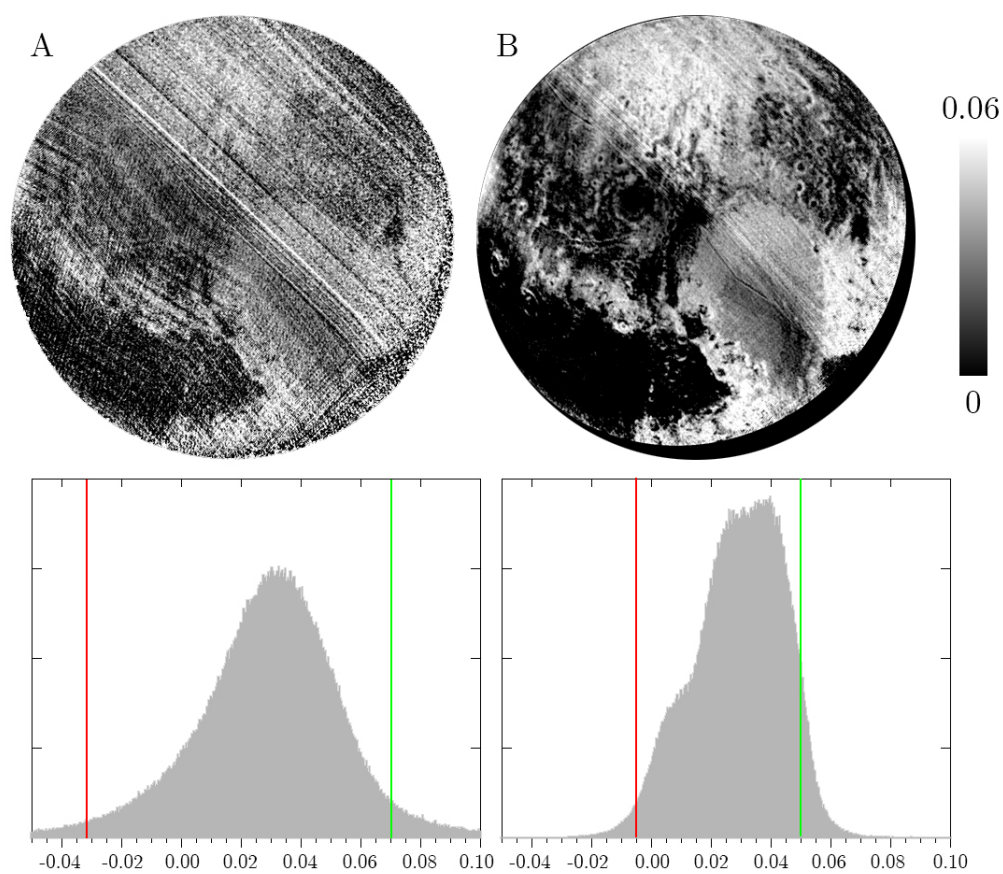


FIGURE 7.10 – Comparaison entre la carte de la profondeur de bande du CH_4 intégrée sur la gamme spectrale $1.90 - 2.00 \mu\text{m}$ calculée sur a) le cube REFF original et b) sur le cube REFF débruité par ACP. Le calcul des bandes du CH_4 est détaillé en section 7.3.2. L'évolution de l'histogramme des valeurs de la profondeur de la bande de CH_4 des données brutes (C) aux données débruitées (D) montre l'affinage de l'image. Les lignes verticales correspondent à 2 % (rouge) et 98 % (vert) des valeurs.

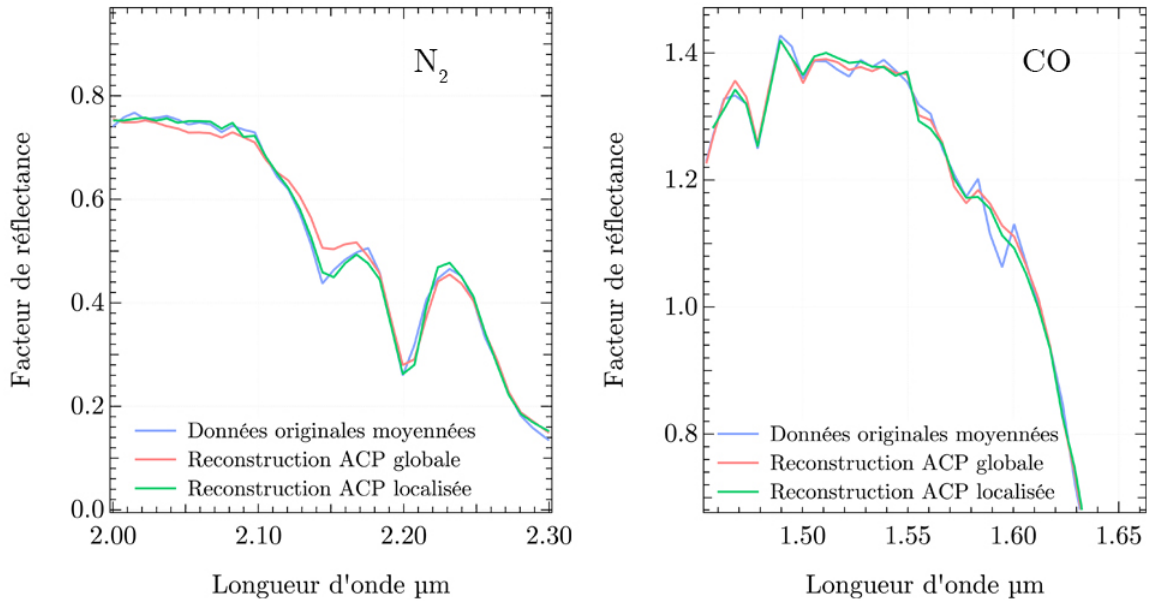


FIGURE 7.11 – Procédures de reconstruction des bandes de N_2 à $2.15 \mu m$ et CO à $1.58 \mu m$ avec ACP puis ACP inverses sur des intervalles spectraux limités. Dans les deux cas : en bleu : spectre moyenné provenant du cube LEISA converti en réflectance avant traitement (1500 pixels), en rouge : reconstruction globale du spectre avec une ACP globale et en vert, avec une ACP localisée (40 spectels centrés sur la bande).

sombre (ellipse rouge) correspond parfaitement à la région rouge sombre Cthulhu Regio. La partie basse de la corrélation principale (ellipse orange) correspond à la région brillante de Sputnik Planum ainsi qu'à un ensemble de zones plus petites principalement dispersées dans le quadrant nord-est de l'hémisphère. Enfin, la corrélation visible sur la branche du haut (ellipse jaune) contient le reste de la surface. Ces trois corrélations décomposent la surface en trois types de terrains, comme je le montrerai plus tard.

Des effets photométriques peuvent être observés aux forts angles d'illumination et d'observation (observations à angle de phase $\approx 22^\circ$) près du limbe au sud et à l'est (frange brillante en bas à droite de la Fig. 7.12 A). Ils peuvent, pour une partie d'entre eux, être liés aux incertitudes sur les angles d'incidence des données LEISA. L'observation MVIC a été acquise avec un angle de phase différent (38.7°).

7.3.2 CH_4

Le CH_4 comporte de nombreuses bandes dans la gamme de longueur d'onde de l'instrument LEISA. Des critères de bande peuvent être appliqués en pour mesurer leur profondeur et leur aires, particulièrement les 4 groupes de bandes identifiables sur le spectre. J'ai décidé de définir, pour chacun de ces groupes de bande, une profondeur de bande intégrée :

$$BD_{\lambda_1-\lambda_2}(CH_4) = 1 - \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} RF(\lambda) d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} continuum(\lambda) d\lambda} \quad (7.1)$$

où λ_1 et λ_2 représentent les bornes d'intégration de la bande, $RF(\lambda)$ le facteur de réflectance dans la bande et $continuum(\lambda)$ une interpolation linéaire du continuum entre

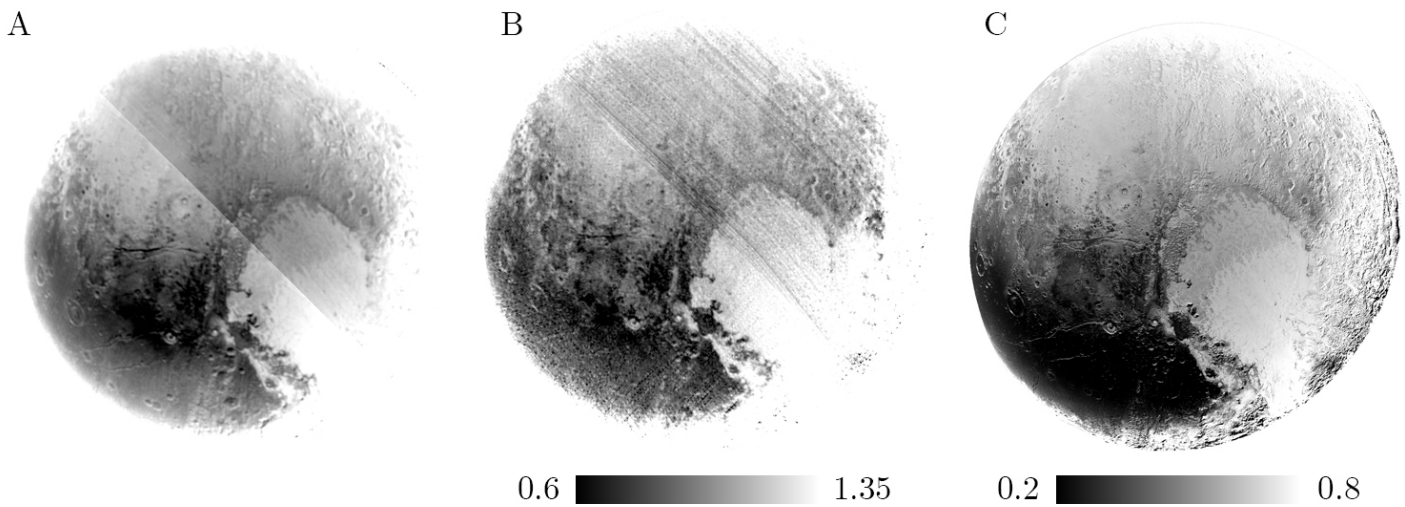


FIGURE 7.12 – Cartes d'albédo. Comparaison entre A) la CP1 de l'ACP globale avec B) le facteur de réflectance REFF de LEISA à $1.522 \mu\text{m}$ et C) le canal proche-infrarouge de MVIC (780 - 975 nm) converti en facteur de réflectance, avec la même projection. La CP1 souligne les soucis de calibration absolue à la jointure des 2 cubes LEISA combinés (couture oblique au centre de l'image).

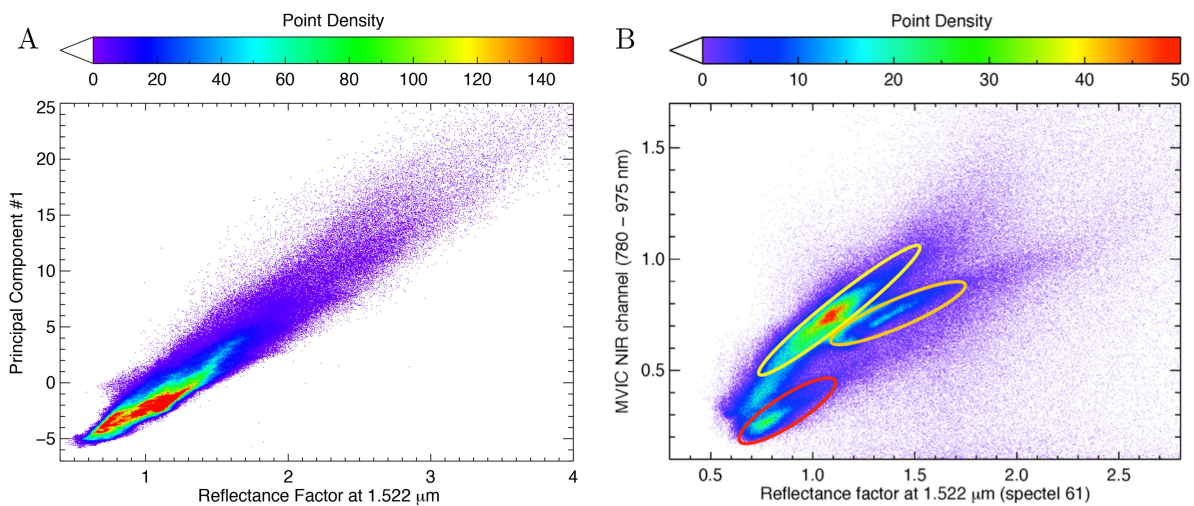


FIGURE 7.13 – A) Diagramme de corrélation entre la CP1 de l'ACP globale avec le facteur de réflectance à $1.522 \mu\text{m}$ (bande 61) dans le continuum du CH_4 et B) diagramme de corrélation entre le facteur de réflectance à $1.522 \mu\text{m}$ (bande 61) dans le continuum du CH_4 et le canal proche-infrarouge de MVIC (780 - 975 nm) converti en facteur de réflectance. Les trois ellipses montrent trois régions principales : Cthulhu (rouge), Sputnik Planum (orange) et le reste de la surface (jaune).

λ_1 et λ_2 . Les points d'ancrage utilisés pour l'extrapolation linéaire des continums sont une moyenne entre les spectels λ_1 et λ_2 avec les spectels adjacents consécutifs. Pour λ_1 ce sont les 4 spectels de longueur d'onde inférieure, et pour λ_2 ce sont les 4 spectels de plus grande longueur d'onde. Les domaines d'intégration des bandes sont les suivants : entre 1.302 et 1.431 μm pour le groupe 1, entre 1.589 et 1.833 μm pour le groupe 2, entre 1.9 et 2 μm pour le groupe 3 et entre 2.09 et 2.48 μm pour le groupe 4, Fig. 7.14. L'avantage de l'intégration est de fournir des cartes à fort signal sur bruit. La carte de l'intégrale de bande entre 1.589 et 1.833 μm est représentée Fig. 7.15. J'utiliserai cette intégrale pour toutes les cartographies du CH_4 sur Pluton.

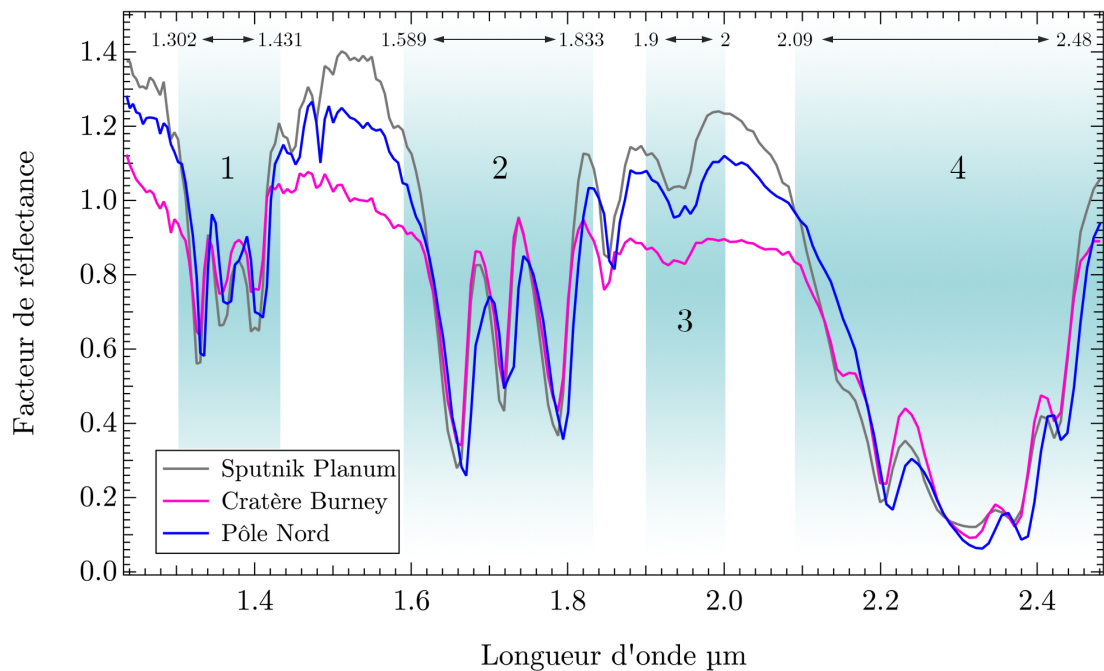


FIGURE 7.14 – Les 4 zones d'intégrations servant au calcul des bandes relatives du CH_4 : 1) 1.30 - 1.43 μm (bandes moyennes), 2) 1.58 - 1.83 μm (bandes moyennes-fortes), 3) 1.90 - 2.00 μm (bandes faibles), 4) 2.00 - 2.48 μm (bandes fortes).

Le méthane étant la principale molécule absorbante, avec de nombreuses bandes, dans le spectre global de Pluton. La CP2 devrait donc plus ou moins montrer la distribution de CH_4 comme la deuxième source de variabilité dans les données. La Fig. 7.15 compare la CP2 et la carte de profondeur de bande relative intégrée sur l'intervalle 1.58 - 1.83 μm (réalisée sur les cubes débruités). Les deux cartes sont extrêmement similaires, même dans les moindres détails. La corrélation entre les différentes bandes intégrées du méthane et la CP2 est explorée à l'aide de la Fig. 7.16. La CP2 et les différentes intégrales de bande du CH_4 sont reliées par une relation linéaire, excepté pour la partie centrale de Sputnik Planum, qui est légèrement décalée. Le coin inférieur gauche du nuage de points du diagramme de corrélation correspond principalement au MSR qui apparaît comme bien séparé du CH_4 sur la composante principale. La corrélation linéaire est bien observée pour les bandes intégrées entre 1.58 - 1.83 μm et entre 1.30 - 1.43 μm (Fig. 7.16 A et B). En revanche, elle est moins évidente pour la faible bande du CH_4 entre 1.90 - 2.00 μm (Fig. 7.16 C) et la très forte bande à 2.00 - 2.48 μm (Fig. 7.16 D). La corrélation avec cette dernière bande affiche une pente différente pour les fortes valeurs de profondeur de bande en raison de la saturation

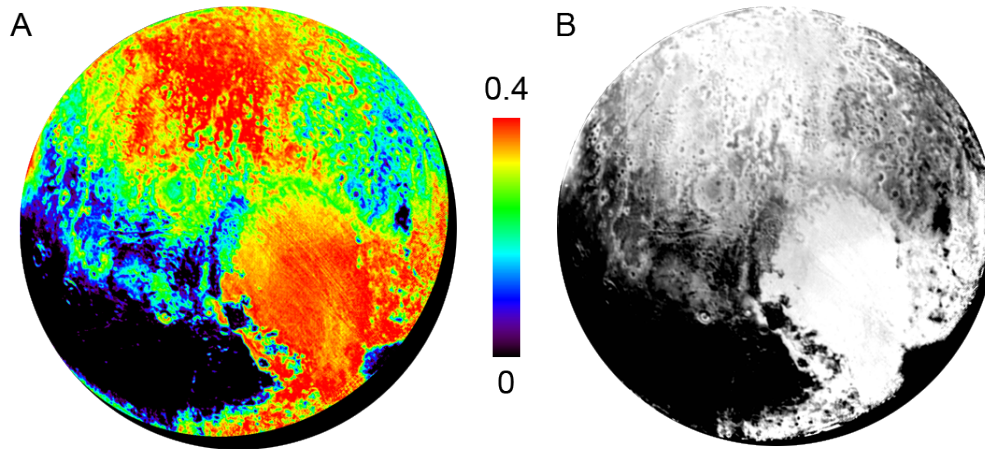


FIGURE 7.15 – Cartes des glaces de CH_4 . Comparaison entre a) la profondeur de bande intégrée du méthane dans la gamme $1.58 - 1.83 \mu\text{m}$ sur le cube débruité par ACP inverse et b) CP2 de l'ACP globale. La similitude des 2 cartes est frappante.

des fortes bandes à 2.20 , 2.32 et $2.375 \mu\text{m}$ du méthane. Les points correspondants à Sputnik Planum (ellipses blanches dans la Fig. 7.16) sont également décalés d'une bande à l'autre, avec le décalage le plus important correspondant aux bandes les plus faibles. Cela pourrait refléter un état physique du CH_4 différent, comme par exemple son taux de dilution ou la texture de la glace à la surface (voir section 7.3.4).

Le méthane a l'air présent un peu partout mais dans différentes proportions sur cette face de Pluton, excepté pour la partie centrale de Cthulhu Regio et Krun Macula recouvertes par le MRS et dans un certain nombre d'endroits comme Pulfritch Crater ou Baré Montes dominés par la glace d'eau. La profondeur de bande intégrée du groupe de bande à $1.7 \mu\text{m}$ ($1.58 - 1.83 \mu\text{m}$) sera utilisée pour cartographier le CH_4 sur Pluton, car il s'agit du meilleur compromis entre le rapport S/B et une éventuelle saturation de la bande. Cette bande est une fonction du produit de la concentration de CH_4 (quand le CH_4 est dilué dans N_2) et de la taille de grain. A partir de modélisations réalisées avec Spectrimag, couvrant une large gamme de concentrations de CH_4 (0.1% - 5%) et de taille de grain ($10 - 5000 \mu\text{m}$), il est possible de voir que la plupart des valeurs de profondeur de bande du CH_4 rencontrées sur Pluton suivent une partie presque linéaire d'une courbe suivant une loi racine carré, Fig. 7.17.

7.3.3 N_2

La distribution du N_2 à la surface peut être étudiée à l'aide de l'intégration de la bande à $2.15 \mu\text{m}$:

$$BD(\text{N}_2) = 1 - \frac{RF(2.1362\mu\text{m}) + RF(2.1441\mu\text{m}) + RF(2.1519\mu\text{m}) + RF(2.1598\mu\text{m})}{RF(2.1207\mu\text{m}) + RF(2.1285\mu\text{m}) + RF(2.1676\mu\text{m}) + RF(2.1756\mu\text{m})} \quad (7.2)$$

La distribution de l'aire intégré de la bande de la glace de N_2 obtenue est reportée sur la

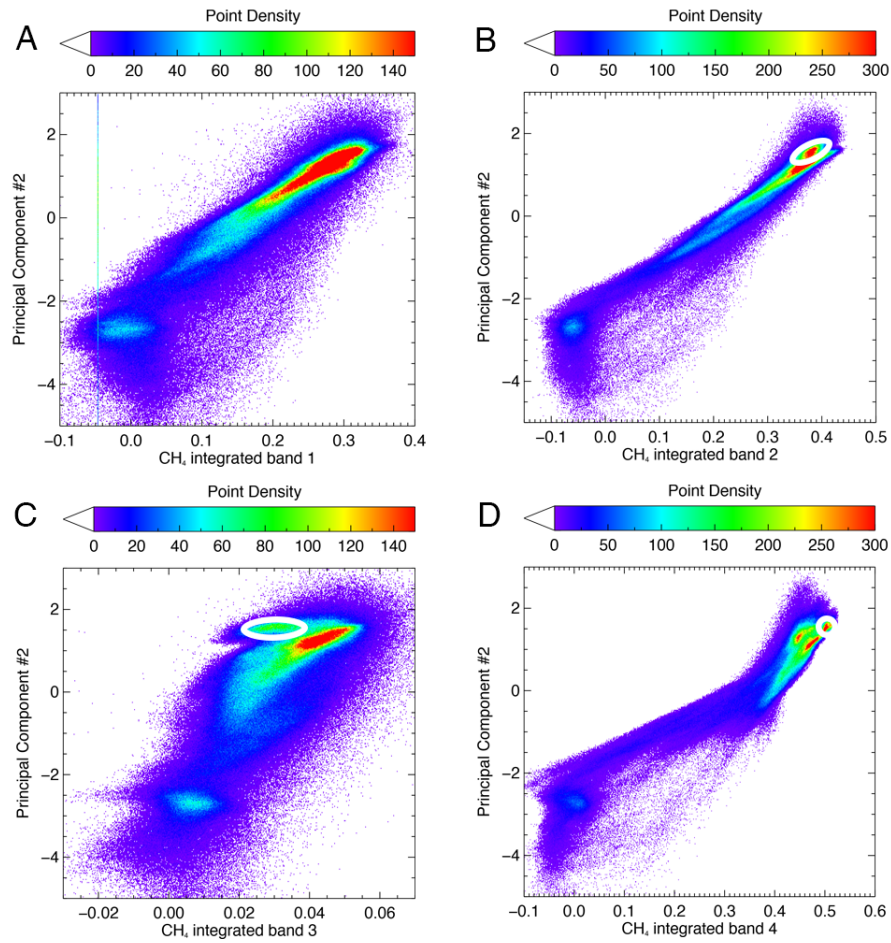


FIGURE 7.16 – Diagrammes de corrélation entre la CP2 et les bandes de CH_4 intégrées sur les intervalles spectraux : A) 1.30 - 1.43 μm , B) 1.58 - 1.83 μm , C) 1.90 - 2.00 μm et D) 2.00 - 2.48 μm , comme définis sur la Fig. 7.14. Une étroite corrélation peut être trouvée sur la plupart de la gamme de variation du CH_4 (partie supérieure des courbes) sauf pour Sputnik Planum qui est significativement décalée dans la plupart des diagrammes (ellipses blanches).

Fig. 7.18. Cette distribution est très similaire à la CP3 de l'ACP centrée sur N_2 , et dans une moindre mesure de la CP10 de l'ACP globale. Elle présente de fortes valeurs pour Sputnik Planum et un ensemble de zones plus localisées dans l'hémisphère Nord, avec pour exemple, d'ouest en est : Venera Terra, le cratère Burney, le nord de Al-Idrisi Montes, Pioneer Terra et Hayabusa Terra. La bande du N_2 apparaît plus faible dans la partie nord-ouest et le long de la limite sud-ouest de Sputnik Planum, derrière les chaînes de montagnes. Le CP4 de l'ACP centrée sur N_2 montre également une différence de texture/composition entre Sputnik Planum et les autres régions riches en N_2 au dessus de 30° de latitude nord.

La signification de cette bande n'est pas intuitive, car elle est faible et située sur l'aile de la très forte bande de méthane à 2.20 μm . De plus, la proportion moléculaire du N_2 à la température de surface de Pluton (40 K), dans la phase $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4$, oscille entre 95 et 100 %. Ce domaine de variation ne fait en revanche pas de grandes variations pour la profondeur de la bande. C'est plutôt sa proportion à la surface au niveau sub-pixel ainsi que la taille

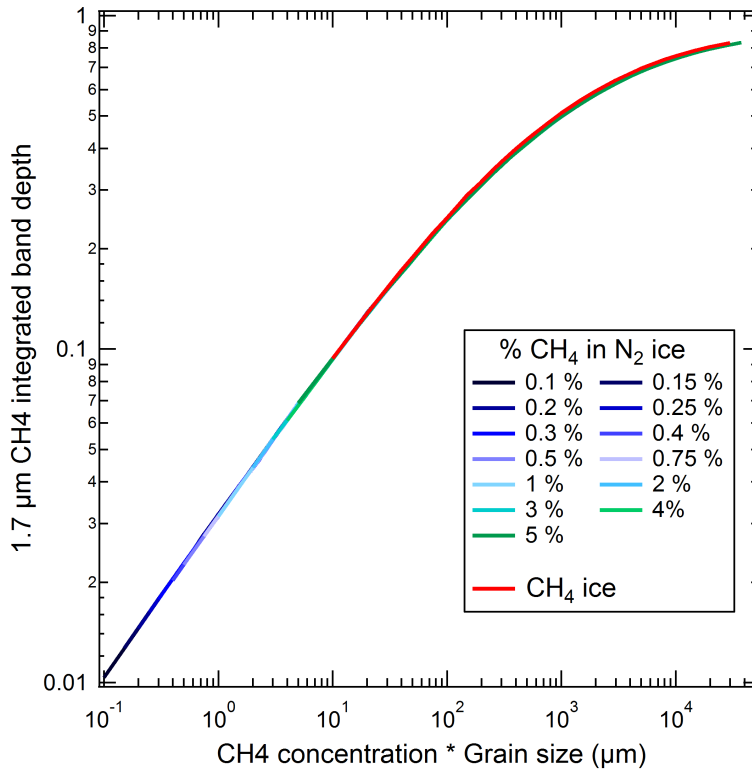


FIGURE 7.17 – Intégrale du groupe de bande à $1.7 \mu\text{m}$ du CH_4 en fonction du produit de la concentration de CH_4 avec la taille de grain de N_2 pour différentes quantités de CH_4 dans la phase $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4$ et différentes tailles de grain, déterminée à partir de simulations de transfert radiatif convoluées à la résolution spectrale de LEISA. Les calculs pour la phase $\overline{\text{CH}_4}:\text{N}_2$ sont aussi inclus. Pour les produits 'concentration $\text{CH}_4 \times$ taille grains < 100 l'intensité de la bande est proportionnelle à la racine carrée de ce produit.

des grains qui peuvent influencer . En revanche, la taille de grain influe sur la profondeur de bande absolue. Toutefois, une augmentation de la proportion de CH_4 dans N_2 tend à diminuer la profondeur de bande relative à son minimum local.

Une série de modèles a été calculée avec Spectrimag avec les constantes optiques du CH_4 dilué dans la phase $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4:\text{CO}$ et de N_2 (Grundy *et al.* (1993) ; Quirico & Schmitt (1997b) ; Quirico *et al.* (1999)). Après convolution à la résolution spectrale de LEISA, l'évolution de la profondeur de bande de N_2 (calculée de la même façon que sur les données LEISA) en fonction de la taille de grain de N_2 (entre $100 \mu\text{m}$ et 75cm) et de la quantité de CH_4 dans la glace de N_2 (entre 0.1% et 5%, la valeur de saturation du CH_4 dans N_2 à 40 K) est représentée Fig 7.19. La profondeur de bande du N_2 suit une évolution plutôt complexe en fonction de l'abondance du CH_4 , mais elle augmente généralement avec la taille de grain, sauf pour les valeurs importantes de CH_4 ($> 1 \%$) où elle passe dans des valeurs négatives pour des grains inférieurs à 3 cm, Fig. 7.20. Les calculs ont également été effectués sur du CH_4 pur en utilisant les constantes optiques de Grundy *et al.* (2002). Ces calculs montrent que de fausses détections de la bande du N_2 peuvent survenir pour de larges grains de CH_4 ($> 2 \text{mm}$). Cependant, les modélisations de Protopapa *et al.* (2016) montrent que moins de 3 % de la surface de Pluton serait recouverte par des zones ayant au moins 25 % de

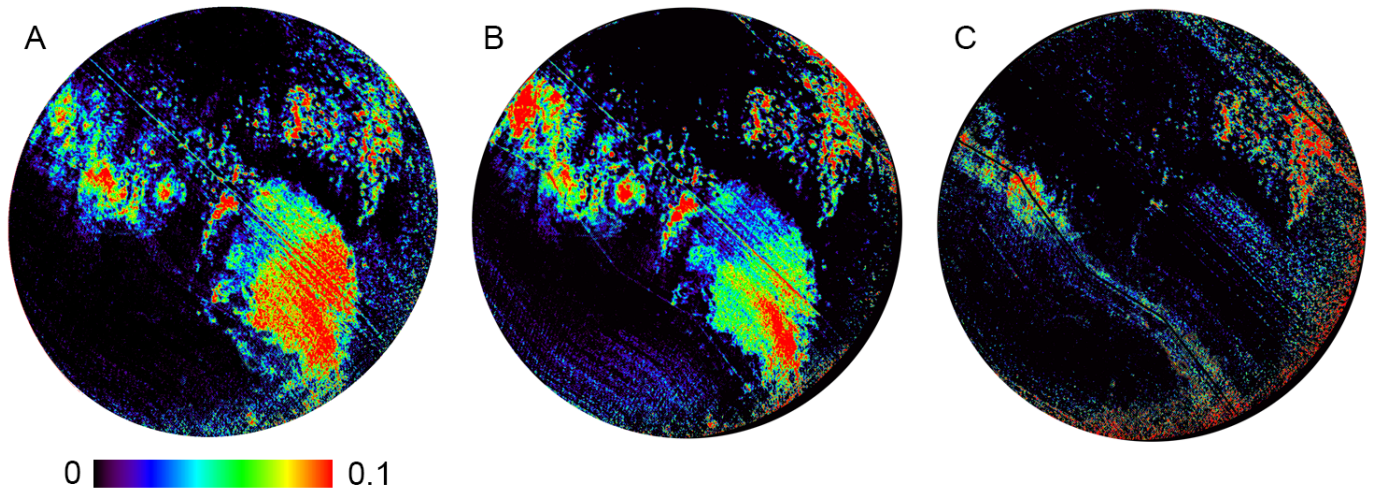


FIGURE 7.18 – Cartes de glace d’azote. Comparaison entre a) l’intégrale de bande du N_2 à $2.15 \mu m$ avec b) la CP4 de l’ACP spécialisée pour le N_2 et c) addition des CP5 et 9 de l’ACP du N_2 . Cette dernière carte montre des différences de composition entre Sputnik Planum (et ses environs) et le reste des surfaces riches en glace d’azote au dessus de $30^\circ N$. Note : la zone proche de la bande instrumentale visible en c) est possiblement corrompue sur toutes les cartes.

ces tailles de grain à l’échelle sub-pixel. Moins de 0.3 % des pixels dans lesquels N_2 a été détecté correspondent à ces zones, où les deux phases peuvent être probablement mixées. Avec l’aide de l’indicateur de CH_4 , il est possible de confirmer qu’aucun de ces pixels (< 0.01 %) ne contient principalement de la glace riche en CH_4 . Ainsi, le critère de bande du N_2 n’est pas biaisé par les gros grains de CH_4 pur sur Pluton.

Le diagramme de corrélation de la profondeur de bande du CH_4 (intégrale centrée sur $1.7 \mu m$) en fonction de la profondeur de bande du N_2 montre 3 tendances, Fig. 7.21 A : 1) une tendance verticale avec une profondeur de bande du CH_4 variable et des valeurs négatives de profondeur de bande de N_2 , 2) une corrélation négative entre de fortes valeurs de N_2 pour des valeurs de CH_4 plus faibles et 3) une tendance horizontale avec de fortes valeurs de CH_4 hautes mais des valeurs de N_2 très variables.

Si l’on regarde le même diagramme avec l’aide des précédentes simulations de CH_4 dilué dans le N_2 (Fig. 7.21 B, on s’aperçoit que la première tendance correspond au CH_4 pur, avec une tendance allant des très petits aux gros grains (mais < 2mm). Cette tendance pourrait également comprendre des glaces riches en N_2 avec une forte proportion de CH_4 dilué (> 1 %), avec des tailles de grains de l’ordre du cm. Les plus gros grains de ces glaces (bleu foncé sur la carte) sont principalement localisés au niveau des régions polaires Nord, avec une présence autour de Sputnik Planum au NE, E et SO. Les grains plus fins (bleu clair) sont concentrés sur une bande de latitude entre 10 et 30° . La deuxième tendance est également bien montrée par les modèles et correspond à de gros grains de N_2 (> 10 cm) avec une proportion de méthane allant de faible à moyenne (0.1 - 1 % : de jaune à corail). Elle couvre la plupart de la zone entre 30 et 60° de latitude (Venera, Voyager, Pioneer, Hayabusa Terra et Burney). Enfin, la dernière tendance en rouge représente les très gros

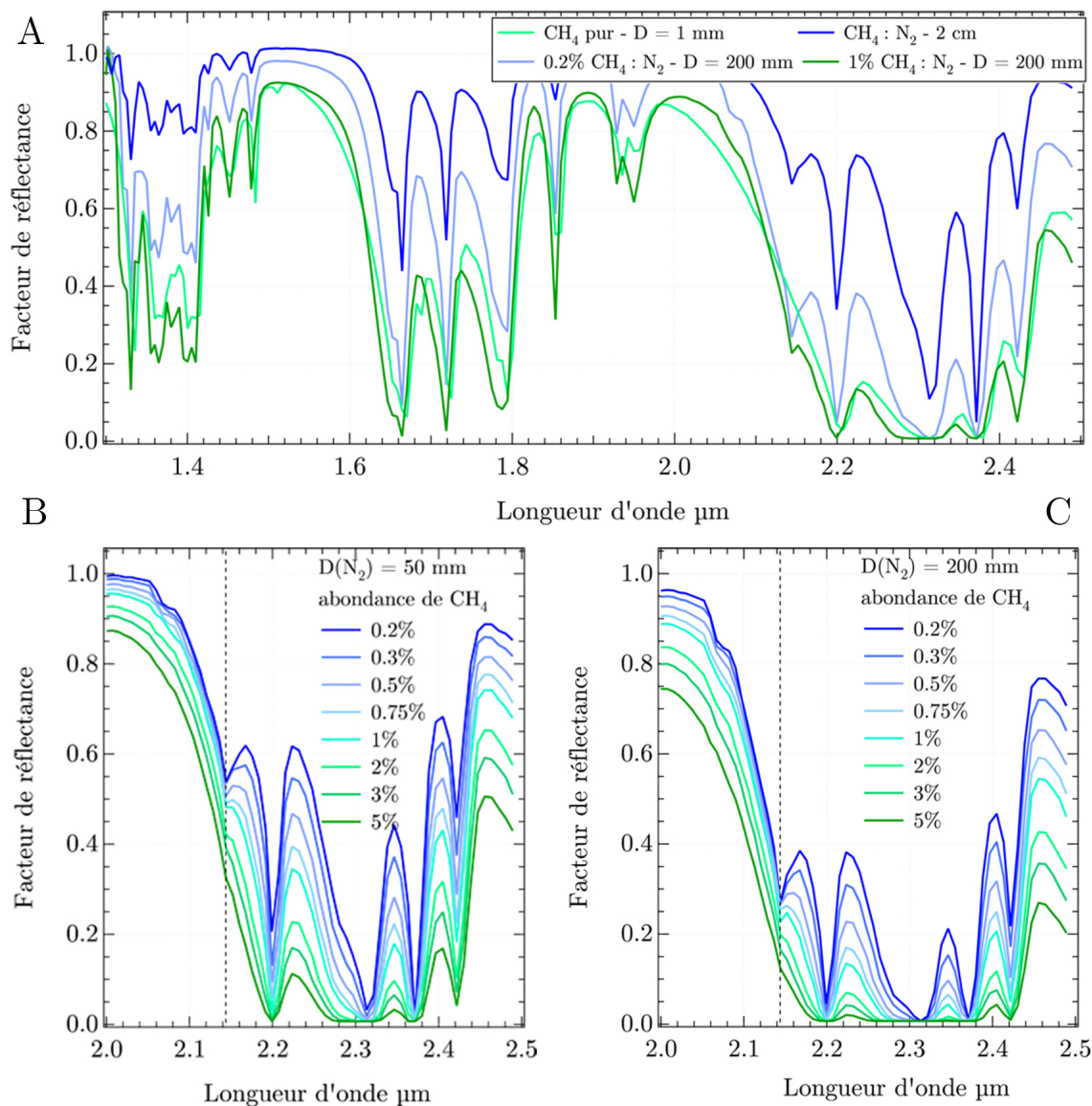


FIGURE 7.19 – Spectres simulés de glace de CH_4 pure et de glaces riches en N_2 à la résolution de LEISA. A : Comparaison entre les formes de bande et les positions entre la glace de CH_4 pure et les glaces riches en N_2 . B et C : zooms sur la gamme spectrale 2 - 2.5 μm pour les glaces riches en N_2 . B : taille de grain 50 mm, C : 200 mm, avec des quantités variables de CH_4 en mélange moléculaire. La disparition de la bande à 2.15 μm du N_2 (sur la ligne pointillée) avec la quantité croissante de CH_4 est clairement visible (avec une proportion de N_2 variant seulement de 99.8 à 95 %).

grains de N_2 (> 20 cm) avec des concentrations en CH_4 de 1 % ou plus. Cette catégorie est majoritairement représentée dans Sputnik Planum, ainsi que dans quelques localités autour de la région polaire nord. Il semble que certaines régions de Pluton aient également (principalement dans le nord de Vega Terra) de petits grains de N_2 ($<$ à quelques centimètres) et de faibles proportions de CH_4 (zones vertes). Cette classification taille de grain - proportion de CH_4 , basée uniquement sur des modèles directs de pôles purs, est, pour l'instant, assez brute et demande des modélisations plus détaillées et l'inversion des

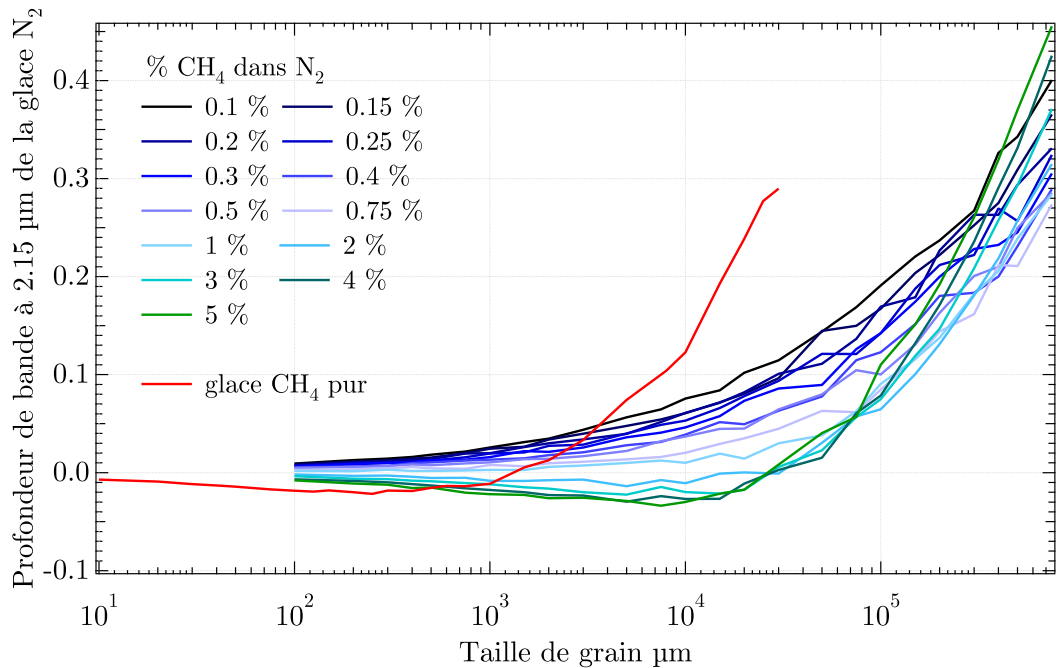


FIGURE 7.20 – Évolution du critère de bande à $2.15 \mu\text{m}$ pour le N_2 en fonction de la taille des grains de N_2 pour différentes quantités de CH_4 dans le mélange moléculaire, déterminée sur des simulations de transfert radiatif convoluées à la résolution spectrale de LEISA. Les calculs pour la glace de CH_4 pure sont également indiqués.

paramètres pour extraire des données quantitatives (voir (Protopapa *et al.*, 2016)).

À partir de ces diagrammes de corrélation, il est clair que la profondeur de bande simplement ne permet pas de séparer les zones riches en CH_4 et les zones riches en N_2 dont la taille de grain est centimétrique/sub-centimétrique et qui contiennent de fortes proportions de CH_4 (la bande de N_2 ne peut pas être détectée). Une telle situation pourrait arriver, par exemple, dans un processus de sublimation différentielle d'un mélange $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4$ qui concentrerait le méthane dans les grains de N_2 jusqu'à saturation (5% CH_4 à 40 K). Il est donc nécessaire de trouver un indicateur spectral capable de différencier ces 2 phases majeures indépendamment des profondeurs de bande.

7.3.4 Glaces riches en CH_4 - glaces riches en N_2

D'après le diagramme de phase du mélange moléculaire $\text{N}_2:\text{CH}_4$ qui montre que CH_4 et N_2 sont miscibles sur des intervalles réduits de concentration, les phases cristallines $\beta\text{-}\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4:\text{CO}$ et $\beta\text{-}\overline{\text{CH}_4}:\text{N}_2:\text{CO}$ doivent coexister à la température de surface de Pluton (40 K) (Prokhrvatilov & Yantsevich, 1983). À 40 K ils doivent contenir 5% de CH_4 pour la phase $\beta\text{-}\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4$ et 3 % de N_2 pour la phase $\overline{\text{CH}_4}:\text{N}_2$. Les abondances des phases mineures diluées augmentent avec la température (jusqu'à 34 % de N_2 dans la glace de CH_4 I à 60 K). Si il n'y a pas suffisamment de molécules alors disponibles à un endroit, la concentration de la phase mineure est inférieure à cette borne supérieure de saturation, mais dans ce cas seule la phase dominée par la molécule majoritaire existe.

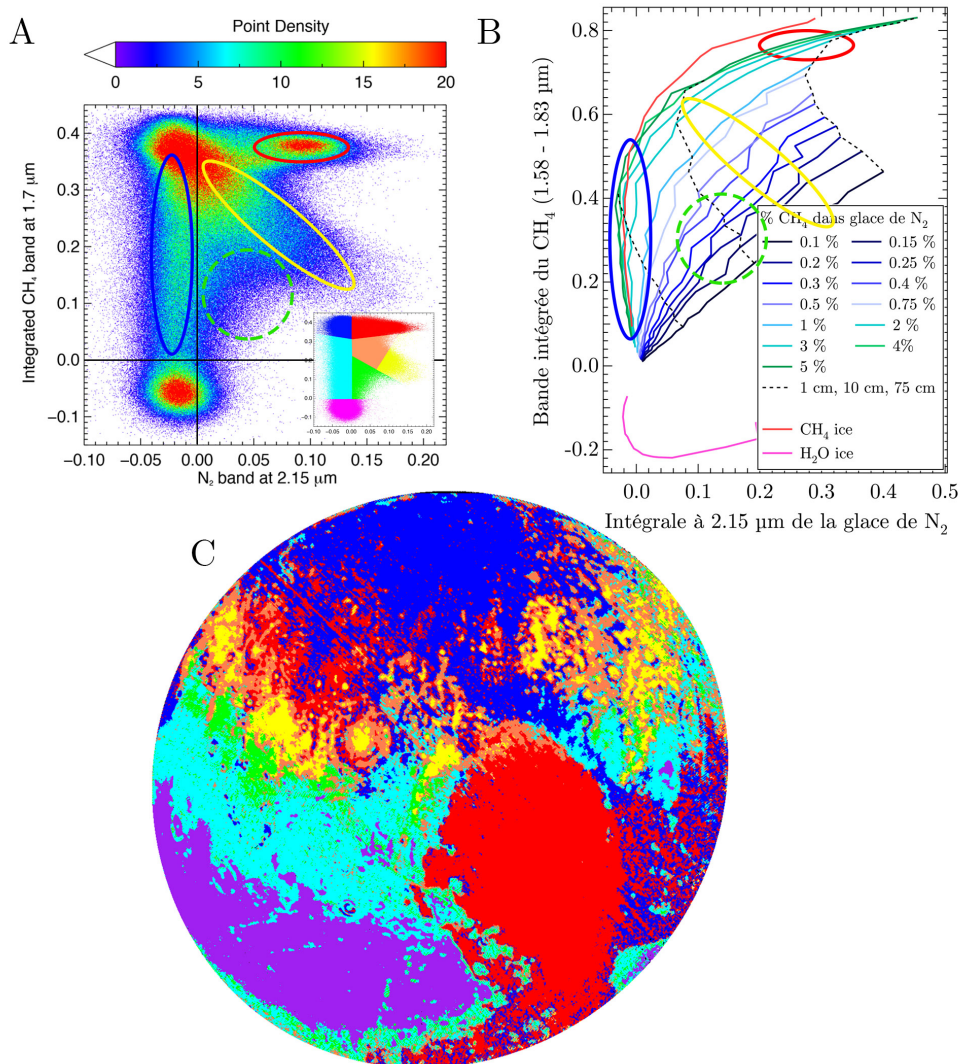


FIGURE 7.21 – Intégrale de la bande de CH₄ en fonction de celle du N₂. A) Diagramme de corrélation entre la bande de CH₄ à 1.7 μm intégrée et la bande à 2.15 μm du N₂. Les ellipses correspondent aux 3 différentes tendances décrites dans le texte et les lignes noires sont les seuils de détection pour les bandes de CH₄ et de N₂. B) même chose que pour A) mais pour des spectres générés à l'aide de Spectrimag pour des glaces de CH₄ pur ou des glaces riches en N₂ avec différentes quantités de CH₄ dilué au sein du mélange moléculaire, pour des séries de taille de grain (100 μm - 75 cm pour le N₂ (de gauche à droite) et 10 μm - 3 cm pour le CH₄ pur et la glace d'eau). Les fausses détections liées à l'eau sont également représentées. C) Carte de la distribution des 7 classes représentées sur B) (insert). Tendance #1 : glace de CH₄ pure (ou très riche), ou pour des grains de N₂ dont la taille est inférieure à quelques centimètres et pour une forte concentration en CH₄ (> 1%) (bleu clair et bleu). Tendance #2 : gros grains de glace riche en N₂ (> 10 cm) avec des quantités petites ou moyennes de CH₄ (0.1 - 1% : jaune à orange). Tendance #3 : gros grains de glace riche en N₂ (> 20 cm) avec des concentrations en CH₄ aux environs de 1%. Peu de la surface de Pluton est recouverte de la glace de N₂ avec des tailles de grains moyennes (< quelques cm) avec une faible concentration de CH₄ (< 1% : vert).

D'après les observations télescopiques depuis le sol, il a été observé que les deux phases du mélange moléculaire décrit ci-dessus sont présentes à la surface de Pluton (Douté *et al.*, 1999). Grâce aux mesures spectroscopiques expérimentales, il est possible de discriminer le CH₄ dilué dans le N₂ du CH₄ pur de deux façons : 1) la présence de la bande à 1.69 μm, qui n'est active que pour la phase $\overline{\text{CH}_4}:\text{N}_2:\text{CO}$ et 2) les positions des bandes de CH₄ qui sont fortement décalées vers les courtes longueurs d'onde lorsque le CH₄ est dilué dans le N₂ (Quirico & Schmitt (1997b); Grundy *et al.* (2002); Protopapa *et al.* (2015)).

Les modélisations de ces observations télescopiques avec des codes de transfert radiatif, présentées dans le chapitre d'introduction, ont montré que les glaces de la phase $\overline{\text{CH}_4}:\text{N}_2$ pourraient être présentes à la surface de Pluton soit comme composés ségrégués spatialement (mélange géographique), comme fine couche déposée sur un mélange $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4:\text{CO}$ et/ou en mélange granulaire intime (Douté *et al.* (1999); Merlin *et al.* (2010)). L'abondance relative de ces deux phases à partir des données LEISA est analysée dans Protopapa *et al.* (2016). Dans cette étude je me suis intéressé à la répartition géographique de ces 2 phases et à leurs modes de mélange en utilisant l'ACP et des indicateurs spectroscopiques développés spécifiquement. Ces indicateurs sont au nombre de 3 :

- le décalage de bande du CH₄ causé par sa dilution à l'intérieur du N₂
- l'anti-corrélation entre les zones où la phase $\overline{\text{CH}_4}:\text{N}_2$ est détectée suivant le critère précédent et la phase $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4$ déterminée par la profondeur de bande à 2.15 μm
- la présence de la bande à 1.69 μm, témoin du méthane à l'état pur, ou plus exactement, de la phase $\overline{\text{CH}_4}:\text{N}_2$

7.3.4.1 Décalage des bandes du CH₄

Pour mesurer le possible décalage des bandes de CH₄ dans les données LEISA, j'ai créé un indice spécifique basé sur la position des minimums des bandes du CH₄. La position du minimum de 7 des bandes de CH₄ (à 1.33 μm (7 spectels), 1.36 μm (9 spectels), 1.40 μm (9 spectels), 1.67 μm (13 spectels), 1.72 μm (10 spectels), 1.79 μm (15 spectels) et 2.20 μm (7 spectels)) est automatiquement déterminée à une résolution sub-spectel en utilisant la position du spectel possédant la valeur minimum dans l'intervalle considéré et en pondérant la position par un décalage reflétant les pentes entre ce spectel et les spectels situés immédiatement à droite et à gauche, ce qui permet d'interpoler la position réelle du minimum. L'index varie ainsi entre 0 et 70. L'addition des 7 positions minimales fournit un indice qui mesure le décalage des bandes du CH₄ pour un pixel donné :

$$Purity\ index(CH_4) = \sum_{i=1}^7 min_{REFF}(i) + \Delta(i) \quad (7.3)$$

avec

$$\Delta(i) = 0.5 \times \left(1 - \frac{pente1}{\sqrt{pente2}}\right) \quad (7.4)$$

avec $min_{REFF}(i)$ la position du spectel à l'intérieur de l'intervalle de la bande du CH₄ considérée, et $\Delta(i)$ le rapport des pentes à gauche et à droite du spectel, la *pente1* étant inférieure à la *pente2*. Pour les surfaces de Pluton recouvertes de glace de CH₄, plus cet

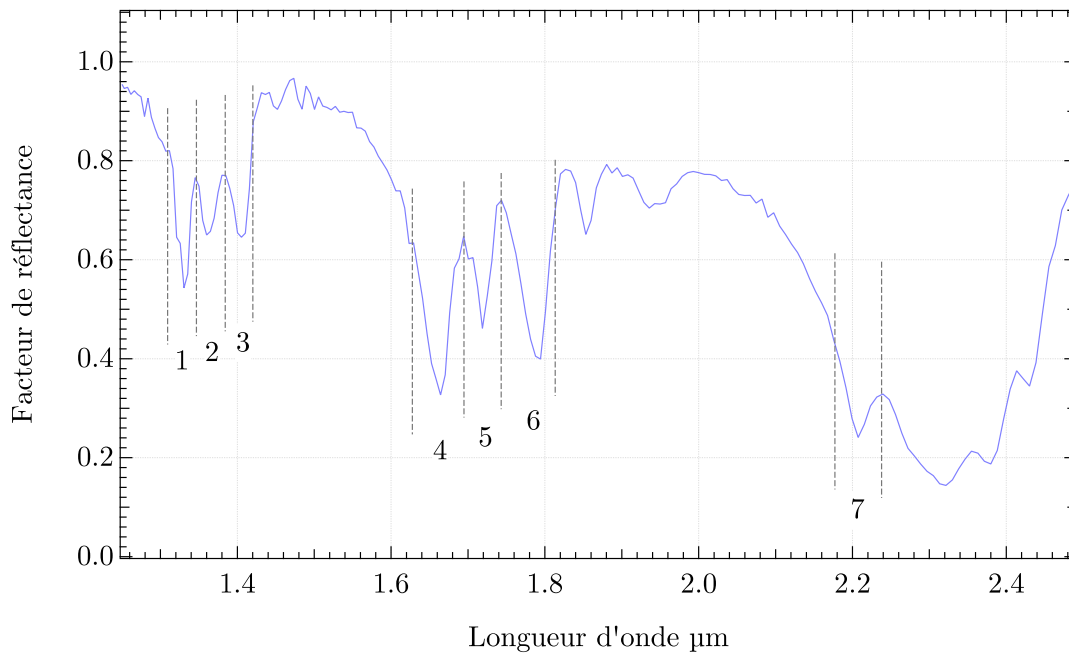


FIGURE 7.22 – Intervalles spectraux pour chaque bande du CH_4 utilisés pour le calcul du décalage global des positions des minimums de bande.

indice est haut (c'est à dire décalé vers les grandes longueurs d'onde), plus la glace de CH_4 présente en surface est pure. Les intervalles spectraux considérés pour le calcul de chacune des bandes sont indiqués sur la Fig. 7.22. D'après les données de laboratoire (Quirico & Schmitt, 1997b), j'ai calculé les valeurs théoriques du décalage des bandes de CH_4 que LEISA pourrait observer entre les phases $\overline{\text{CH}_4}:\text{N}_2$ et $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4$ (à 40 K), tableau 7.1. Ce décalage varie de 3.3 à 5.8 nm pour ces 7 bandes, ce qui, convolué à la résolution spectrale de LEISA, correspond à 0.65 jusqu'à 0.95 spectels, voir tableau 7.1. Le décalage moyen est de 0.75 spectels par bande. Le critère de position peut donc varier de 5.25 unités maximum (entre 36.5 et 42) entre les 2 états physiques. Cependant, si les 2 phases $\overline{\text{CH}_4}:\text{N}_2$ et $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4$ (à 40 K) sont présentes, environ 5% de CH_4 peut être dilué dans l'azote. Cette dilution amène à un décalage total des 7 bandes de 0.35 nm (calcul réalisé à partir des données issues de Protopapa *et al.* (2015)), donnant 0.4 unités pour notre critère. De l'autre côté, entre 3.5 et 34 % de N_2 peuvent être incorporés dans le CH_4 entre 40 et 60 K, avec un décalage négligeable à 40 K (0.06 nm). Par contre avec une dilution de 34 % de N_2 dans le CH_4 (60 K), le décalage mesuré est de 0.5 nm (0.6 unités).

La carte de cet indicateur est exposée sur la Fig. 7.23. Sur cette carte, les régions recouvertes de glaces riches en CH_4 ont des couleurs de rouge à vert. Il est possible de comparer cette carte à la carte d'azote obtenue plus tôt : les zones recouvertes de glace de type $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4$ correspondent aux couleurs bleues. Les zones qui ne contiennent ni N_2 ni CH_4 apparaissent noires, avec principalement Cthulhu Regio et quelques zones riches en glace d'eau. La définition de la carte permet de valider cette méthode. Les plus grandes zones exhibant des glaces $\overline{\text{CH}_4}:\text{N}_2$ sont les zones polaires au nord (au dessus de 60°N), dans le sud-est de Sputnik Planum et dans l'est et le sud-ouest de Tombaugh Regio. On

Position des bandes de CH ₄ (μm) pur	Position des bandes du CH ₄ dilué (μm)	Décalage entre CH ₄ pur - dilué (μm)	Résolution spectrale de LEISA
1.3353	1.3320	0.0033	0.0049
1.3610	1.3563	0.0047	0.0049
1.4028	1.3985	0.0043	0.0051
1.6693	1.6654	0.0039	0.006
1.7240	1.7196	0.0044	0.0061
1.7967	1.7919	0.0047	0.0064
2.2079	2.2022	0.0058	0.0081
Total = 0.0311			Moyenne = 0.0059

TABLE 7.1 – Calcul théorique du décalage des bandes de CH₄ détectable par l'instrument LEISA (à 40 K).

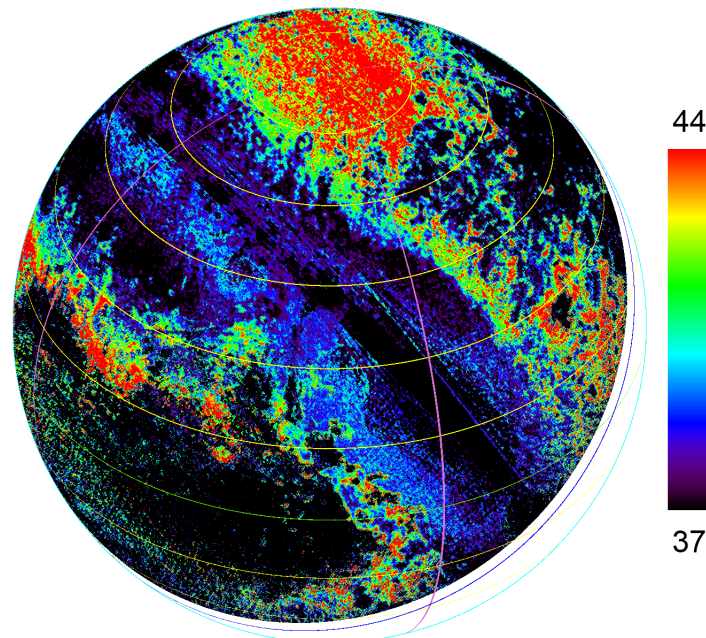


FIGURE 7.23 – Carte de pureté du CH₄ déterminée avec le critère de position des bandes. Les couleurs rouge et verte indiquent que les bandes du CH₄ sont décalées vers les hautes longueurs d'onde ($\overline{\text{CH}_4:\text{N}_2}$) alors que la couleur bleu foncé indique un décalage vers les faibles valeurs de longueur d'onde ($\overline{\text{N}_2:\text{CH}_4}$ ou pas de CH₄). Le noir marque l'absence de CH₄ ou de N₂. Cette figure peut être comparée avec les cartes de CH₄ (Fig. 7.15) et N₂ (Fig. 7.18).

en retrouve également le long des frontières nord (environ 15 - 35 ° N) et sud-est (environ 15 - 30 ° S) de Cthulhu Regio.

Une partie de ce décalage pourrait être dû au sourire spectral qui affecte les données LEISA. Typiquement, sur notre carte, le sourire spectral a une direction NE - SO, est très faible dans la partie centrale de chacune des 2 images constituant le cube global de Pluton et atteint 1 à 2 spectels près de leurs bords. Par contre, les valeurs les plus fortes ont été supprimées par le coupage/collage des cubes, ou sont sur le fond de ciel. Le décalage

spectral maximum au centre de l'image composite n'est probablement que de l'ordre de 1 spectel. Les fortes variations locales du critère sur l'ensemble du cube indiquent qu'il est valide et que l'effet de sourire, bien que présent et observé à grande échelle spatiale, joue un rôle mineur dans la mesure du décalage des bandes du CH₄, en particulier à petite échelle spatiale et le long de l'axe NO-SE. Pour illustrer ce phénomène, j'ai extrait 2 spectres de 2 zones différentes qui montrent tous les 2 les absorptions caractéristiques du CH₄, mais à des positions de bandes différentes, Fig. 7.24. Les endroits d'où ont été extraits ces spectres (Sputnik Planum et la calotte polaire nord) sont à la même distance du centre des images hyperspectrales (sur un même axe NO-SE). Ces spectres contiennent donc un effet de sourire similaire, celui-ci ne joue donc pas sur les positions relatives des bandes. Les différences de positions dues à la nature du CH₄ sont ainsi clairement visibles. Elles sont comparées à des simulations en transfert radiatif.

7.3.4.2 Anti-corrélation entre N₂ et CH₄

Comment se répartissent les zones recouvertes de glace $\overline{\text{CH}_4}:\text{N}_2$ par rapport aux zones $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4$? La Fig. 7.25 représente la profondeur intégrée de la bande du N₂ à 2.15 μm en fonction du critère de position des bandes de CH₄. Les zones caractérisées par les profondeurs de bande les plus fortes du N₂ correspondent à de faibles valeurs (32 - 38) de l'indice de la position des bandes du CH₄. À l'inverse, les zones de fortes valeurs pour le critère de position des bandes du CH₄ (40 - 45) correspondent à des zones caractérisées par les faibles valeurs de profondeur de bande du N₂. Les points représentant à la fois de faibles valeurs de profondeur de bande à 2.15 μm et de faibles valeurs du critère de position des bandes du CH₄ correspondent à d'autres matériaux (H₂O - MRS). L'effet du sourire spectral est visible sur le graphique et joue typiquement sur ± 3 points d'indice, inférieur à l'échantillonnage spectral de LEISA. Cependant, sur la Fig. 7.25, il y a clairement des zones où de la glace $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4$ (indice < 40) possède des valeurs négatives de la profondeur de bande à 2.15 μm , au même niveau que de la glace $\overline{\text{CH}_4}:\text{N}_2$. Ce sont probablement des grains centimétriques/sub-centimétriques de N₂ contenant du CH₄ à haute concentration qui ne peuvent pas être distingués des glaces $\overline{\text{CH}_4}:\text{N}_2$ sur la base des profondeurs de bande du CH₄ et du N₂, comme prédit par nos simulations (Fig. 7.21). Avec ce graphique, il est maintenant possible de séparer ce type de glace du mélange $\overline{\text{CH}_4}:\text{N}_2$. En effet, le décalage pour le CH₄ à saturation (5%) dans le N₂ est seulement de 0.4 unités de l'indice de position, clairement différent de la phase $\overline{\text{CH}_4}:\text{N}_2$.

La transition en forme de L (ligne bleue) entre les phases $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4$ et $\overline{\text{CH}_4}:\text{N}_2$ est due au diagramme de phase binaire du N₂ - CH₄ solide avec une réciprocité dans la faible saturation des 2 phases (Prokhvatilov & Yantsevich, 1983) et montre un processus d'évolution impliquant un changement progressif entre l'abondance relative des phases $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4$ et $\overline{\text{CH}_4}:\text{N}_2$ qui sera analysé dans la section 7.4.1.5, où les 5 classes définies le long de cette ligne sur la Fig. 7.25 (insert) seront reportées sur une carte Fig. 7.42.

7.3.4.3 La bande à 1.69 μm

Lorsque des spectres sont collectés aux endroits où l'on trouve les glaces de CH₄ les plus pures, ils exhibent presque toujours un épaulement aux environs de 1.69 μm , entre

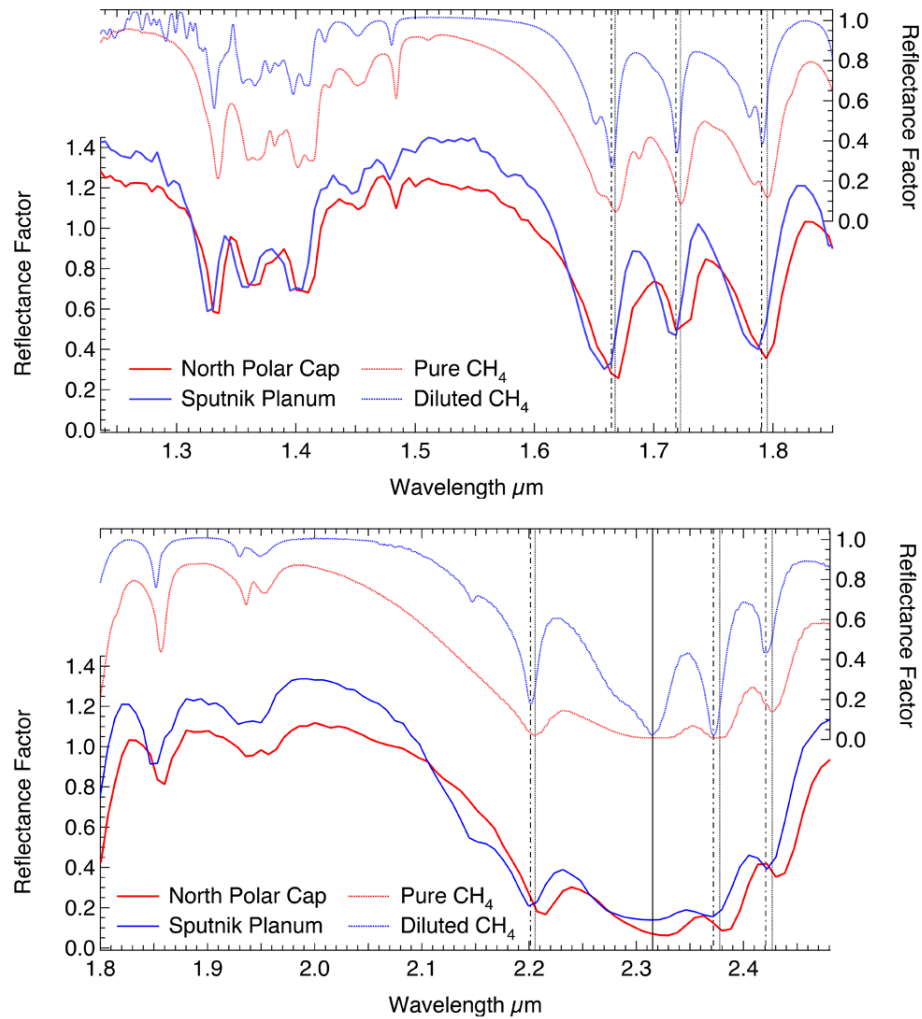


FIGURE 7.24 – Comparaison de spectres typiques de glaces $\bar{N}_2:CH_4$ (Sputnik Planum) et de glaces $\bar{CH}_4:N_2$ (zone polaire nord) dans les gammes spectrales a) 1.23 - 1.85 μm et b) 1.80 - 2.45 μm dominées par les bandes du CH_4 . Les positions des bandes du CH_4 sont marquées avec des lignes bleues pointillées et des flèches. Le spectre de zone riche en N_2 indique la bande à 2.15 μm du N_2 et le spectre riche en CH_4 montre l'épaule à 1.69 μm due à l'activation du mode $\nu_1 + \nu_3$ du CH_4 (Quirico & Schmitt, 1997b).

deux bandes très fortes de méthane à 1.67 et 1.72 μm . Cet épaulement est toujours absent pour les zones riches en N_2 . Afin de bien la mettre en évidence, il est préférable de réaliser de larges moyennes, Fig. 7.26. La création d'un indicateur spectral pour sonder cette bande apparaît compliquée. Il lui faudrait en effet être capable de mesurer de façon satisfaisante la dépression causée par l'épaulement sans être affecté par le fort décalage spectral des bandes du CH_4 environnantes qui dominent le signal. Toutefois, cet épaulement, même faiblement présent, ajoute une nouvelle preuve à la démonstration de la présence à la surface d'une phase de CH_4 quasi pure qui domine le signal spectral dans certaines régions. Ajoutons que la bande à 1.69 μm diminue fortement en intensité avec la température : elle est 3.5 fois plus faible à 60 K qu'à 40 K (Grundy *et al.*, 2002). À la résolution de LEISA, des zones riches en CH_4 mais à plus haute température (60 K) ne montreraient probablement pas cet

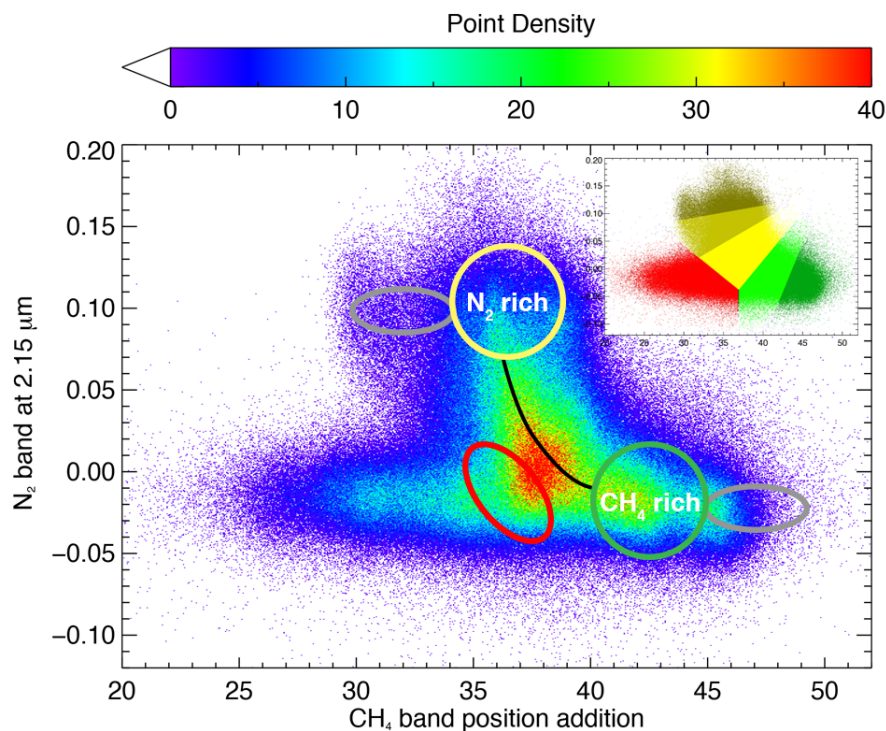


FIGURE 7.25 – Diagramme de corrélation entre la bande de N_2 à $2.15 \mu m$ et l'indice de position des bandes du CH_4 . La position des bandes du CH_4 fortement dilué dans le N_2 vaut environ 36.5 ± 2 (cercle jaune), le N_2 avec une saturation du CH_4 à 5% est à une valeur de 37 et les phases de CH_4 saturée à 3.5 % de N_2 et le CH_4 pur est à une valeur de 42 ± 2 (cercle vert). Les cercles gris indiquent le décalage des valeurs d'indice dû à l'effet du sourire spectral. Le cercle rouge indique des glaces de N_2 fortement contaminées en CH_4 dont les grains sont centimétriques/sub-centimétriques. Les autres points du diagramme avec de faibles bandes de N_2 et d'indice CH_4 (< 34) représentent les autres matériaux (H_2O et MRS). La ligne noire représente la transition entre les glaces $\overline{CH_4:N_2}$ et les glaces $\overline{N_2:CH_4}$.

épaulement. Malheureusement la résolution spectrale de LEISA ne permet pas de résoudre cette bande et de l'utiliser comme thermomètre pour le CH_4 . De futures contraintes de température seront peut être rendues possibles à l'aide de modélisations.

7.3.5 CO

La séparation du CO dans le processus de l'ACP est rendue compliquée par la forte association de cette molécule avec le CH_4 au sein de mélanges moléculaires. La seule CP pouvant être attribuée au CO serait la 12^e, la dernière CP pouvant contenir de l'information (voir Fig. 7.3 et Fig. 7.27 A). Le CO semble présent dans le centre et au sud de Sputnik Planum, dans l'est et le sud-est de Tombaugh Regio ainsi que dans Tartarus Dorsa. Cependant, on peut noter son absence au niveau des endroits où le N_2 a été auparavant détecté.

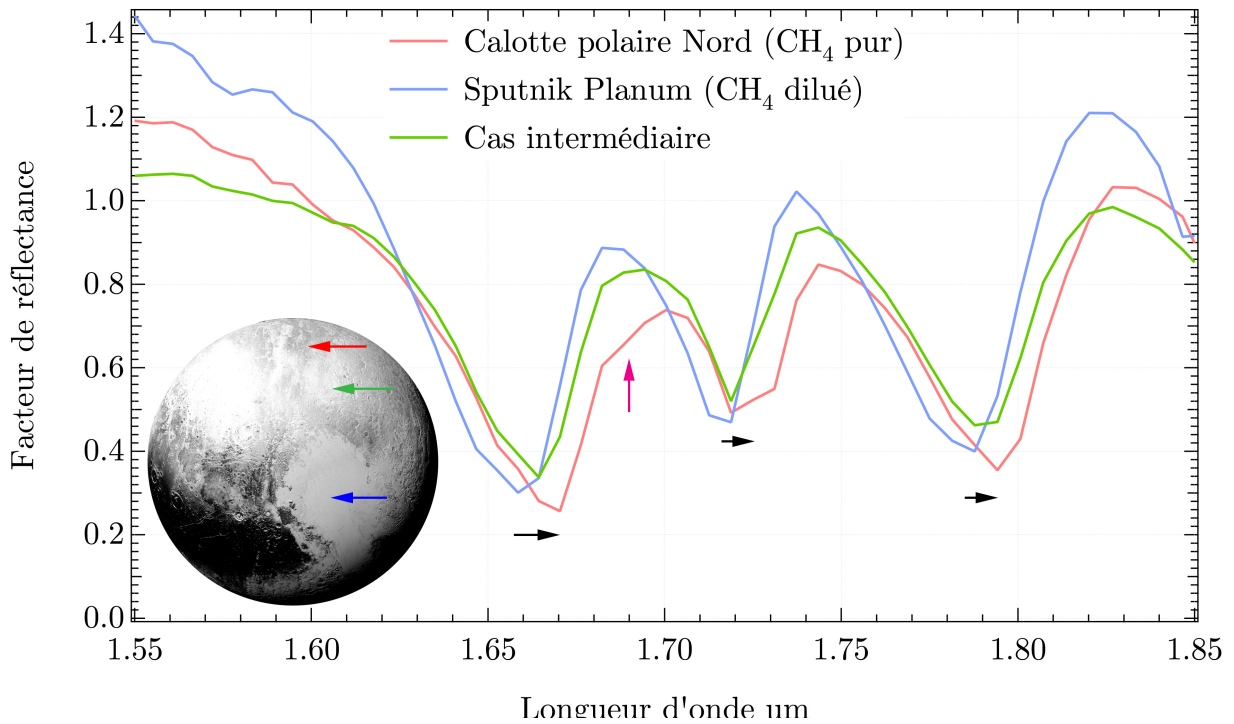


FIGURE 7.26 – Comparaison de larges moyennes spectrales (1400 - 2300 pixels) de glace dominée par N_2 (Sputnik Planum, bleu), de glace riche en CH_4 (région polaire nord, rouge) et un cas intermédiaire qui contient aussi un peu de glace d'eau en mélange spatial sub-pixel (vert) dans la gamme spectrale 1.55 - 1.85 μm . Les spectres sont collectés dans ces différentes régions en utilisant l'indice de position des bandes du CH_4 (Fig. 7.23). Les décalages des bandes sont indiqués par les flèches noires et l'épaule à 1.69 μm par la flèche rose. Le globe de Pluton montre les positions des 3 aires échantillonnées spectralement.

De nombreuses ACP ont été calculées sur des dizaines de spectels, centrées sur la bande du CO à 1.58 μm . Ces ACP ont énormément de mal à séparer le CO et le CH_4 . Elles permettent toutefois d'obtenir des cubes débruités comme expliqué plus haut, et la carte du CO obtenue à partir de l'intégration de la bande à 1.58 μm (Fig. 7.27 B) est de bien meilleure qualité que celle présentée initialement dans Grundy *et al.* (2016). Au premier abord, cette carte de distribution du CO apparaît relativement similaire à celle du CH_4 (Fig. 7.15 A) mais des différences nettes en terme d'intensité relative sont visibles, particulièrement pour la région polaire nord qui montre une bande du CO plus faible que dans Sputnik Planum, ce qui est l'inverse du CH_4 . L'absorption la plus importante de CO est localisée dans Sputnik Planum et sur les côtés SO et O du côté de Baré, Hillyay et Norgay Montes, où la bande de N_2 est difficilement ressentie. Il est aussi concentré aux latitudes nord moyennes (40 - 60°) sur la partie ouest de la face observée (cratère Burney, Venera Terra) où N_2 montre une bande faible (Fig. 7.18 A). D'un autre côté, dans les régions NE (Hayabusa Terra, Pioneer Terra) et le nord de Al-Idrisi Montes CO est faiblement présent ou absent, là où de fortes absorptions de N_2 sont visibles.

La faible bande à 1.58 μm du CO étant localisée en dehors des fortes bandes du CH_4 , sa signification est plus intuitive que dans le cas du N_2 . Elle dépend directement de la taille de grain et de l'abondance du CO. J'ai fait des simulations additionnelles pour des mélanges

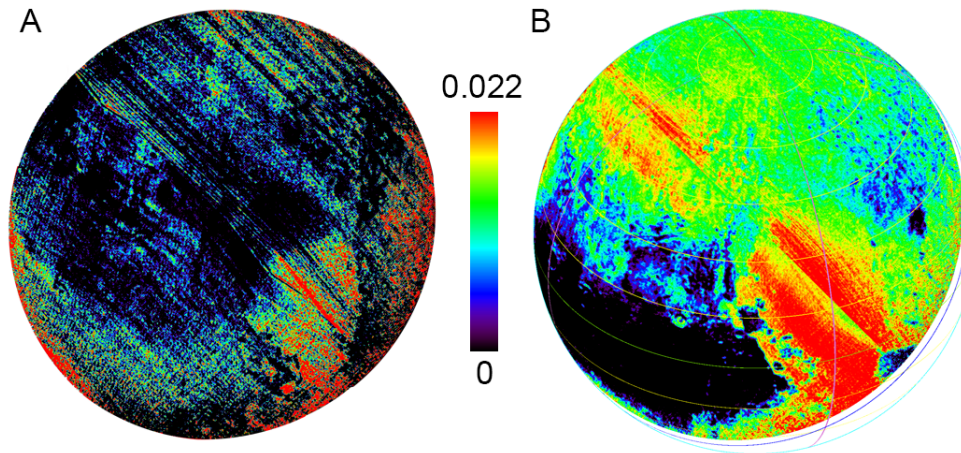


FIGURE 7.27 – Comparaison entre la A) CP12 de l’ACP globale avec B) la bande intégrée de la faible bande de CO à 1.58 μm calculée avec l’ACP centrée sur la bande du CO du cube débruité.

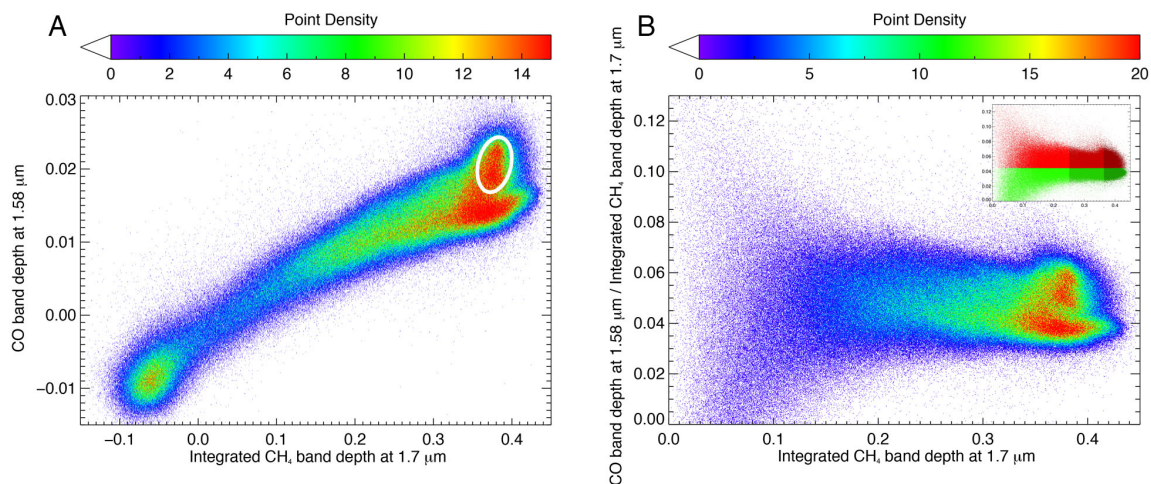


FIGURE 7.28 – A) Diagramme de corrélation entre la bande à 1.58 μm du CO en fonction de l’intégrale du groupe de bandes à 1.7 μm du CH₄. L’ellipse blanche montre l’enrichissement de Sputnik Planum en CO et de la partie sud-ouest de Tombaugh Regio, par rapport à la tendance générale. B) Diagramme du rapport CO/CH₄ en fonction de l’intégrale du groupe de bandes à 1.7 μm du CH₄. Les 6 classes dans l’insert correspondent à la carte de distribution Fig. 7.29 B.

moléculaires \bar{N}_2 :CH₄:CO en utilisant les constantes optiques du CO dilué dans le N₂ à 38 K (Quirico & Schmitt (1997a), <http://ghosst.osug.fr>) en utilisant les mêmes gammes de taille de grain et de concentration de CH₄ que pour la section 7.3.3. Les concentrations de CO dans le mélange moléculaire varient entre 0.05 et 1%. La profondeur de bande du CO dépend directement de la taille de grain de N₂ D et de la concentration de CO c et est proportionnelle à $c \times \sqrt{D}$, indépendamment de la concentration en CH₄. La profondeur de bande du CO est calculée sur les spectres LEISA à partir de l’équation suivante :

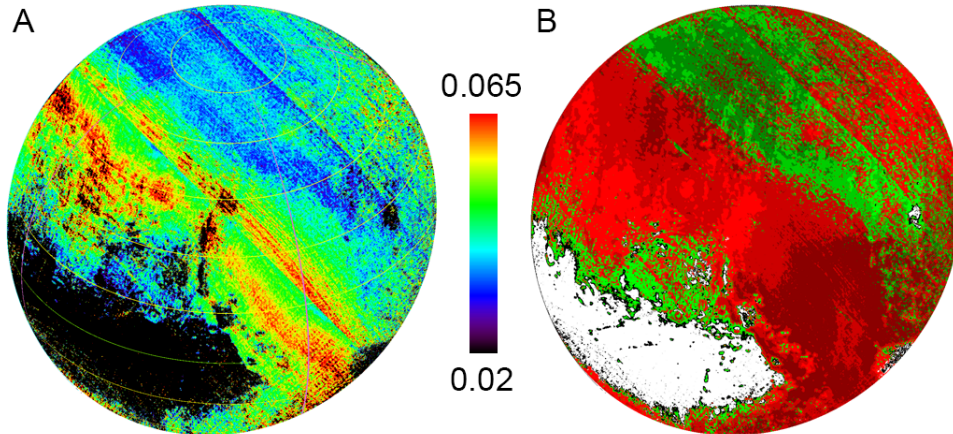


FIGURE 7.29 – A) Carte de distribution du rapport CO/CH₄ entre les profondeurs de bande de CO et CH₄. B) Classification du rapport CO/CH₄ en 6 classes définies sur la Fig. 7.28 B. Du rouge sombre au clair : fort rapport CO/CH₄, vers des valeurs décroissantes de la profondeur de bande du CH₄. Vert foncé à clair : faible profondeur de bande du CO, vers des valeurs décroissantes. Ces cartes peuvent être comparées à la Fig. 7.23.

$$BD(CO) = 1 - \frac{RF(1.572 \mu m) + RF(1.578 \mu m)}{RF(1.566 \mu m) + RF(1.583 \mu m)} \quad (7.5)$$

Le diagramme de corrélation entre la profondeur de bande du CO à 1.58 μm et l'intégrale du groupe de bande du CH₄ à 1.7 μm montre une corrélation relativement linéaire et étroite, excepté pour la partie centrale de Sputnik Planum et la partie ouest, ainsi que le SO de Tombaugh Regio (ellipse blanche) qui montrent une profondeur de bande du CO plus importante, Fig. 7.28 A. C'est précisément cette différence entre le CO et le CH₄ qui est mise en évidence par la CP12, Fig. 7.27 A, la tendance globale de l'évolution du CO étant contenue dans la PC2, qui représente également le CH₄ (Fig. 7.15 et 7.16). Les profondeurs de bande du CO et du CH₄ suivent les mêmes lois de concentration et de taille de grain, peut importe la phase dans laquelle elles sont incluses ($\overline{N_2}:CH_4$ ou $\overline{CH_4}:N_2$, Fig 7.17). Leur rapport est presque proportionnel à une abondance CO/CH₄, en faisant l'hypothèse qu'ils sont mélangés dans les mêmes grains. Le diagramme du rapport des profondeurs de bande CO/CH₄ en fonction de la bande à 1.7 μm du CH₄ (Fig. 7.28) montre un maximum de variation d'un facteur d'à peu près 2.3 de ce rapport, ce qui donne un facteur 5 pour le rapport CO/CH₄. Les zones avec un fort rapport CO/CH₄ couvrent la majeure partie des terrains s'étendant à l'ouest de Tombaugh Regio, Sputnik Planum (sauf la partie NE), Voyager Terra, le cratère Burney, et Venera Terra, ainsi que de nombreux endroits dans Hayabusa Terra et à l'est de Tombaugh Regio (en vert et rouge sur la Fig. 7.29 A, orange et rouge sur Fig. 7.29 B). Toutes ces zones sont clairement dominées par des glaces du type $\overline{N_2}:CH_4$, donc les forts rapports CO/CH₄ le sont dans cette phase. D'un autre côté, les zones avec de faibles rapports CO/CH₄ sont principalement les zones qui contiennent des glaces $\overline{CH_4}:N_2$, déterminées avec l'indice de position de bande, Fig. 7.23. La similarité entre les cartes est frappante, bien qu'il subsiste des différences locales. Les glaces du type $\overline{CH_4}:N_2$ contiennent en général moins de CO par rapport au CH₄ que les glaces $\overline{N_2}:CH_4$. Une quantification précise de la quantité de CO dans ces glaces nécessitera

une modélisation complète de spectres régionaux.

7.3.6 Glace d'eau

La glace d'eau a été découverte sur Pluton dans un nombre limité d'endroits (Grundy *et al.*, 2016). Les composantes principales 4 et 8 de l'ACP globale (Fig. 7.3) peuvent être principalement associées à l'eau, car les spectres représentatifs des zones concernées (Fig. 7.31) possèdent les caractéristiques spectrales de l'eau, avec une signature de l'eau assez forte. Elles montrent sa présence dans la partie est de Tombaugh Regio autour du cratère Pulfrich, dans Al-Idrisi, Bare et Hillary Montes, dans la partie nord de Viking Terra, dans Virgil Fossa, Vega Terra et dans la partie ouest de Krun Macula, près du limbe sud.

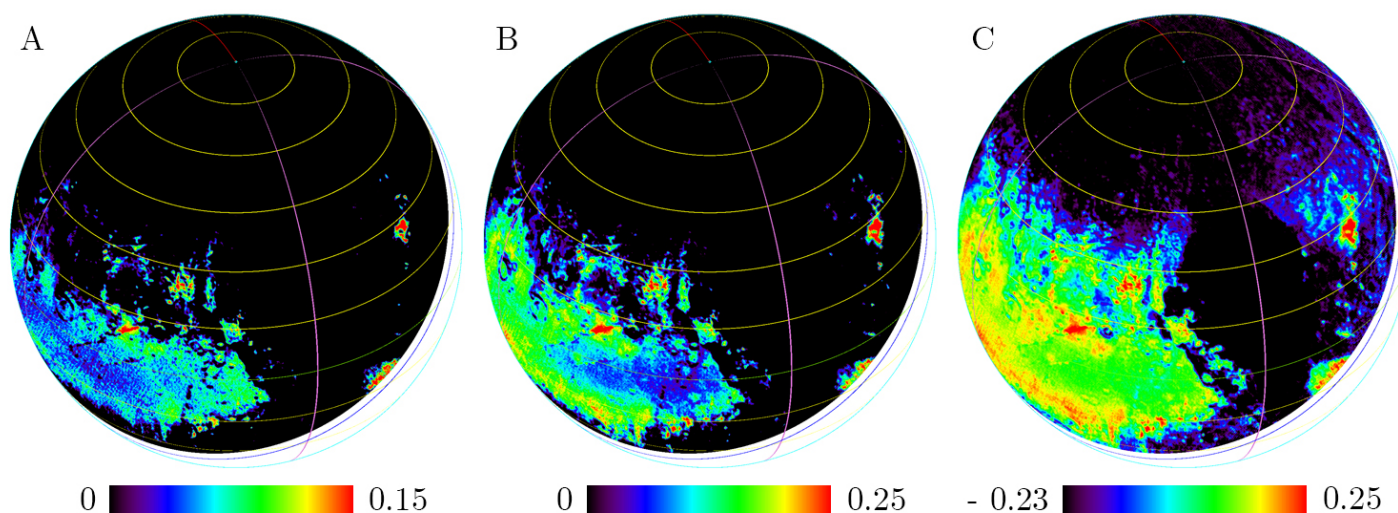


FIGURE 7.30 – Cartes de glace d'eau. Les cartes A) et B) représentent les bandes intégrées à $1.5 \mu\text{m}$ et $2 \mu\text{m}$ avec un seuil minimum fixé à 0. C) Même carte qu'en A) mais le seuil minimum a été fixé à -0.23 .

Le premier critère de mise en évidence de la glace d'eau va se faire via une profondeur de bande intégrée 'classique' des bandes de l'eau à $1.5 \mu\text{m}$ et $2 \mu\text{m}$. Les points d'ancrage de ces intégrales sont choisis dans les continuum, près de maximum locaux de réflectance du spectre de glace d'eau mais aussi près des maximum locaux de la glace de méthane afin de bien pouvoir séparer les 2 constituants. Les intégrales couvrent les gammes $1.40 - 1.72 \mu\text{m}$ et $1.85 - 2.18 \mu\text{m}$ et sont représentées Fig. 7.31. La contrepartie du choix difficile des points d'ancrage est que pour certaines zones ayant de la glace d'eau en surface mais mélangée avec des glaces de CH_4 par exemple, la valeur de l'intégrale pourra être négative. Il s'agit donc ensuite de voir jusqu'à quel seuil de valeurs négatives du critère la glace d'eau est encore présente. Il est important de noter qu'un choix de points d'ancrage dans le continuum est possible, du moins pour la bande à $1.5 \mu\text{m}$, qui donnerai un critère de l'eau tout le temps positif, mais qui aurait comme défaut une faible séparation entre l'absorption due à l'eau et celle due au méthane. La Fig. 7.30 C montre l'intégration de la bande à $2 \mu\text{m}$ mais avec un seuil minimum de -0.23 (la gamme de valeurs typiques pour les glaces dominées par le signal du CH_4 se situe entre -0.30 et -0.45 pour Sputnik Planum et -0.25 et -0.30 pour la région polaire Nord). Les bandes intégrées à $1.5 \mu\text{m}$ et $2 \mu\text{m}$ donnent des résultats

très similaires en terme d'étendue spatiale pour la glace d'eau, avec des intensités de bande similaires pour les fortes bandes de l'eau. D'un autre côté, les deux cartes montrent des comportements différents au niveau de Cthulhu Regio. D'une part, la profondeur de bande à $2 \mu\text{m}$ est très similaire à celle obtenue par Grundy *et al.* (2016) en ajustant les spectres de Pluton par un spectre de Charon. Cependant, il y a une forte similarité spectrale entre le MRS et la glace d'eau dans cette gamme de longueur d'onde (Fig. 7.31). La différence entre les deux cartes soulève ainsi la question de si, ou pas, la glace d'eau est mixée avec le MRS ou si leur similitude spectrale (due à l'hydratation du MRS par exemple) rend difficile la séparation des deux.

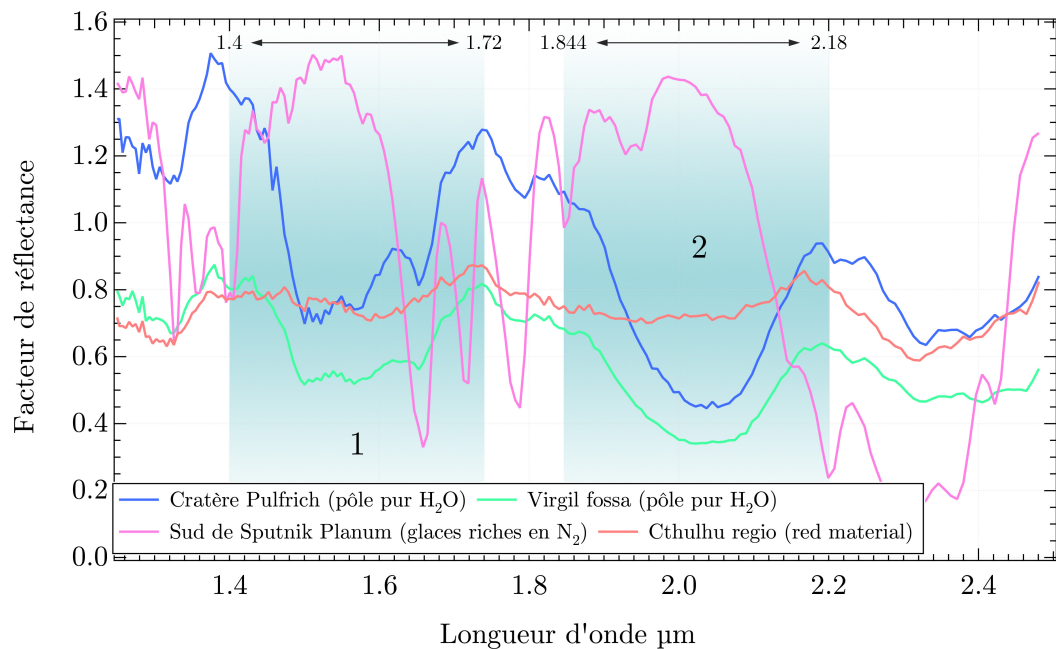


FIGURE 7.31 – Les 2 pôles purs de l'eau identifiés dans le diagramme de corrélation de la Fig. 7.33 : le pôle pur correspondant au cratère Pulfrich (bleu sombre) et le pôle contaminé par du MRS de Virgil Fossa (orange). Ces spectres représentent la moyenne des 35 spectres les plus extrêmes de la Fig. 7.33. Le spectre bleu clair est un spectre typique de glace de CH_4 pure de Lowell Regio (region polaire nord) et le rouge représente le pôle pur du MRS (Cthulhu Regio). Les intervalles d'intégration de la bande de l'eau sont délimités par les lignes noires ($1.5 \mu\text{m}$) et grises ($2 \mu\text{m}$) tandis que les intervalles utilisés pour l'indicateur spectral de l'eau sont indiqués par les barres rouges verticales.

Afin de distinguer la présence de glace d'eau avec d'un côté les glaces de CH_4 et de l'autre le MRS, et pour regarder en détail la façon dont ces composants se mélangent, un indicateur spectral a été mis au point. Il se base sur la profondeur de la bande à $2 \mu\text{m}$ de la glace d'eau (précisément à $2.05 \mu\text{m}$) relativement à son continuum autour de $1.38 \mu\text{m}$ (Fig. 7.31). La position de ces points permet une variation maximale le long de la ligne de mélange MRS - glace d'eau (Fig. 7.32, voir aussi section 7.3.7) et permet aussi de très bien discriminer avec la glace de CH_4 (les bandes sont situées à 1.36 et $1.40 \mu\text{m}$ et le continuum à $2 \mu\text{m}$).

$$R_{H_2O} = 1 - \frac{\sum_{2.022 \mu m}^{2.090 \mu m}}{\sum_{1.365 \mu m}^{1.410 \mu m}} \quad (7.6)$$

La carte de cet indicateur spectral (Fig. 7.37) montre les mêmes endroits riches en eau, ainsi que la même distribution dans la région de Cthulhu Regio comparé à la profondeur de bande à 2 μm , mais dans une quantité plus faible. Il y a des preuves d'un mélange global entre ces deux matériaux. Les valeurs négatives du critère se retrouvent sur de grandes zones, principalement Hayabusa, Pioneer et également Voyager Terra. Dans ces endroits, l'indicateur spectral a des valeurs relativement faibles (> -0.25) ce qui n'est pas compatible avec des glaces de CH_4 . Avant de considérer ces valeurs, étudions les valeurs positives.

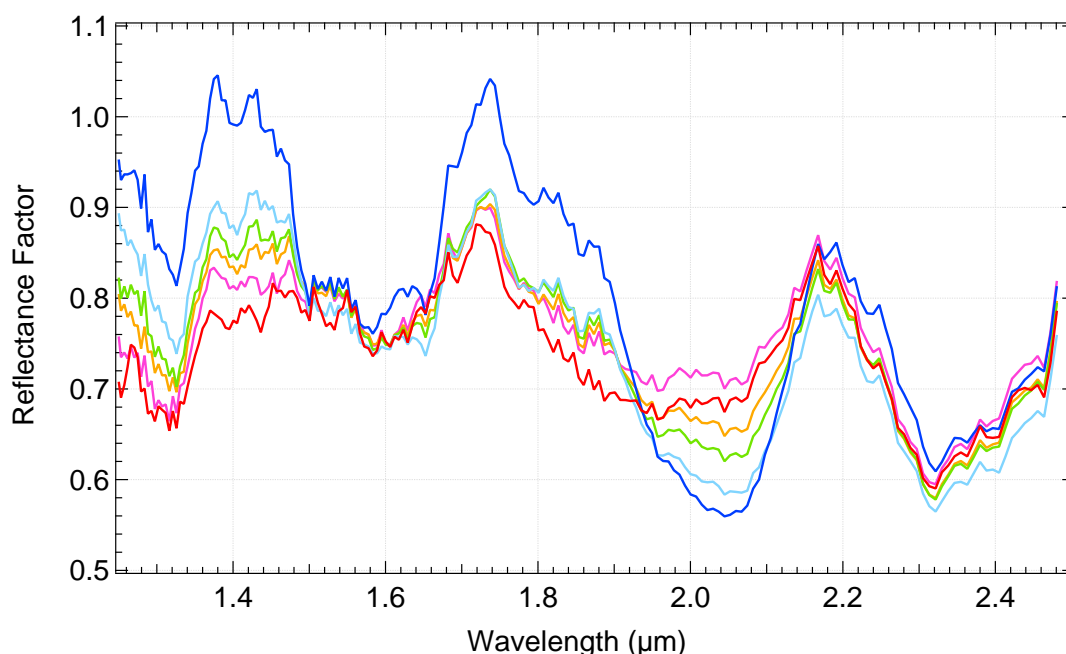


FIGURE 7.32 – Évolution des spectres le long de la ligne de mélange, mise en évidence sur la Fig. 7.33 (avec Cthulhu Regio), entre le MRS et la glace d'eau. Le spectre rouge est le pôle pur du MRS. Le bleu foncé représente le pôle pur de la zone du cratère Pulfrich et le bleu clair le pôle contaminé de Virgil Fossa.

Le diagramme de corrélation entre l'indicateur spectral de l'eau et la bande intégrée à 2 μm (Fig. 7.33 A) montre trois branches vers la direction des fortes valeurs de profondeur de bande de la glace d'eau et de l'indicateur spectral (en haut à droite) pointant sur 3 types différents de pôles purs ou de lignes de mélange. La première (points orangés sur la Fig. 7.33 B) se trouve en quelques endroits autour de Cthulhu Regio (15° N - 30° S de latitude), en particulier dans Virgil Fossa, et a une transition de mélange continue avec le MRS recouvrant Cthulhu Regio (ellipse rouge). Le deuxième pôle (points bleus) est principalement concentré près du cratère Pulfrich, en connection avec les glaces de CH_4 alentours desquelles il est séparé par une transition spatiale nette. Dans cet endroit, il n'a pas de connection avec le pôle pur de poussière.

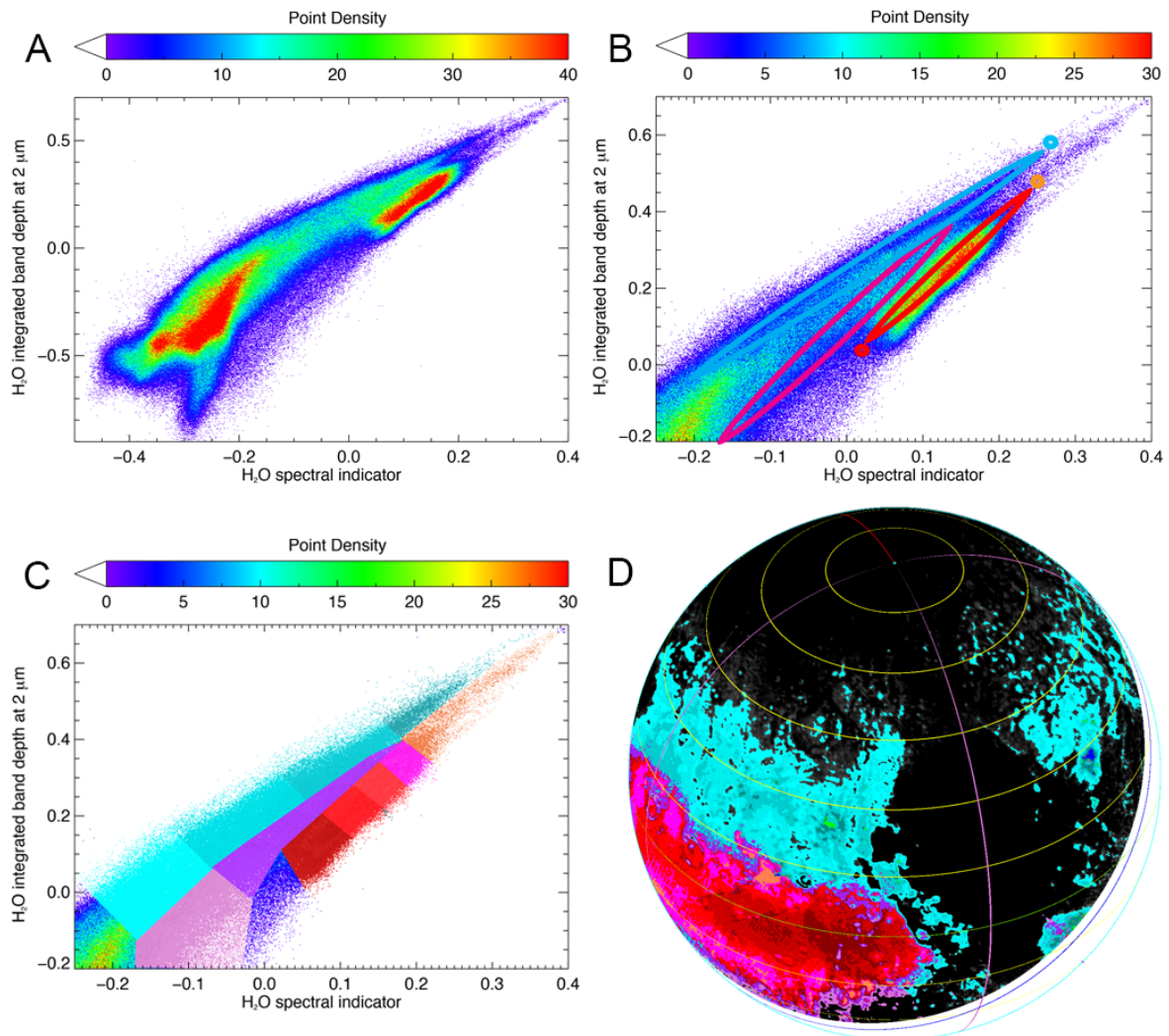


FIGURE 7.33 – Les deux pôles de la glace d’eau et leurs lignes de mélange. a) Diagramme de corrélation entre l’intégrale de la bande à $2 \mu\text{m}$ avec l’indicateur spectral de la glace d’eau. b) Zoom sur le domaine de la poussière et de la glace d’eau. Ellipse bleue : ligne de mélange entre l’eau et les glaces de CH_4 . Ellipse rouge : ligne de mélange entre glace d’eau et MRS. Ellipse violette : ligne de mélange entre de la glace d’eau contaminée par de la poussière et les glaces de CH_4 . Point orange : pôle pur de Virgil Fossa. Point bleu : pôle pur du cratère Pulfrich. Point rouge : pôle pur du MRS. d) carte de distribution des différentes classes définies sur le diagramme c). Bleu à cyan : ligne de mélange entre glace d’eau et glaces de méthane, orange à rouge foncé : ligne de mélange entre glace d’eau et MRS, violet : ligne de mélange entre la glace d’eau contaminée par la poussière et les glaces de CH_4 .

La Fig. 7.31 montre les trois spectres des pôles purs (moyennés sur les 35 pixels les plus extrêmes). Le pôle pur de Virgil Fossa montre nettement une forme différente comparé aux deux autres, principalement par la faible profondeur de la bande à $1.65 \mu\text{m}$. Son niveau de réflectance plus faible, ainsi que sa couleur rouge dans le visible (données MVIC, Grundy *et al.* (2016)) indique une contamination en MRS, en accord avec sa position sur la ligne du diagramme de corrélation (Fig. 7.33 B) reliant le pôle pur du MRS (Cthulhu Regio) au

pôle pur du cratère Pulfrich (plus bleu dans le visible, donc probablement assez pur). Cela indique une ligne de mélange bien définie entre MRS et glace d'eau. Les spectres collectés le long de cette ligne (Fig. 7.32) montrent en effet un changement progressif de la forme spectrale du pôle pur de MRS jusqu'au spectre du pôle de Virgil Fossa, représentant un intermédiaire de glace d'eau poussiéreuse.

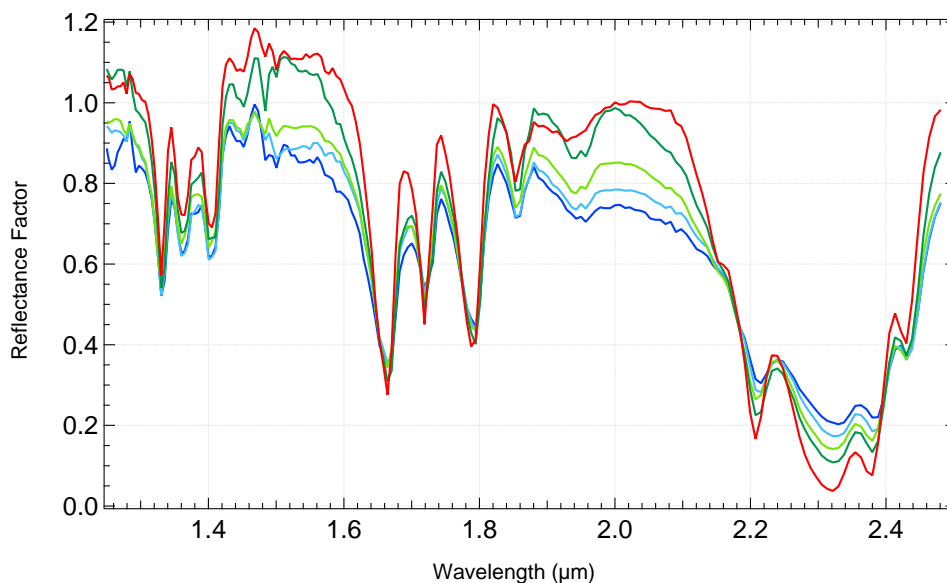


FIGURE 7.34 – Série de spectres avec des valeurs croissantes de réflectance dans la bande à $2.32 \mu\text{m}$, correspondant à des valeurs croissantes de l'indicateur spectral de l'eau (du vert foncé au bleu l'indicateur varie de -0.25 à -0.05). Les spectres montrent clairement des absorptions à 1.5 et $2 \mu\text{m}$ croissantes, dû à la glace d'eau. Avec des valeurs de réflectance identiques à 1.9 et $2 \mu\text{m}$, le spectre vert peut être considéré comme celui où l'eau n'est quasiment plus présente. Le spectre rouge est un spectre typique de glace du type $\bar{\text{N}}_2:\text{CH}_4$ qui montre une réflectance très faible à $2.32 \mu\text{m}$ (0.035).

À partir du diagramme de corrélation (Fig. 7.33), il y a donc deux types différents de lignes de mélange : la ligne de mélange glace d'eau - poussière décrite au dessus et une ligne de mélange entre de la glace d'eau relativement pure localisée dans le cratère Pulfrich et des glaces de CH_4 . Une ligne de mélange plus faible semble se produire entre de la glace d'eau faiblement contaminée par de la poussière et les glaces de CH_4 (violet sur la Fig. 7.33 B). Elle est présente sur presque toute la frontière de Cthulhu Regio. À partir de la carte de classes (Fig. 7.38 A) définies le long des lignes de mélange du diagramme de corrélation, il est possible de déduire que l'eau est présente sur une grande quantité de la surface de Pluton en faible quantité (valeurs négatives de l'indicateur spectral). Cette glace d'eau est mélangée spatialement ou intimement avec les glaces de CH_4 . Les zones concernées sont le sud de Venera Terra (40°N - 50°N de latitude), le cratère Burney, Voyager, Pioneer et Hayabusa Terra. La plupart de ces régions ont été diagnostiquées comme couvertes de glaces $\bar{\text{N}}_2:\text{CH}_4$ (Fig. 7.18 A). À partir des modélisations, on voit que seules des glaces $\bar{\text{N}}_2:\text{CH}_4$ avec un faible produit concentration de $\text{CH}_4 \times \text{N}_2$ taille de grain peuvent produire de faibles valeurs négatives pour l'indicateur spectral de l'eau (des produits élevés donneront de fortes valeurs négatives). Cependant, j'ai trouvé que ces zones ont plutôt de

grandes tailles de grain avec de faibles concentrations de CH_4 (jaune, orange et rouge sur la Fig. 7.38). En fait, la coexistence d'un autre matériau, la glace d'eau ou le MRS, est suspectée ici.

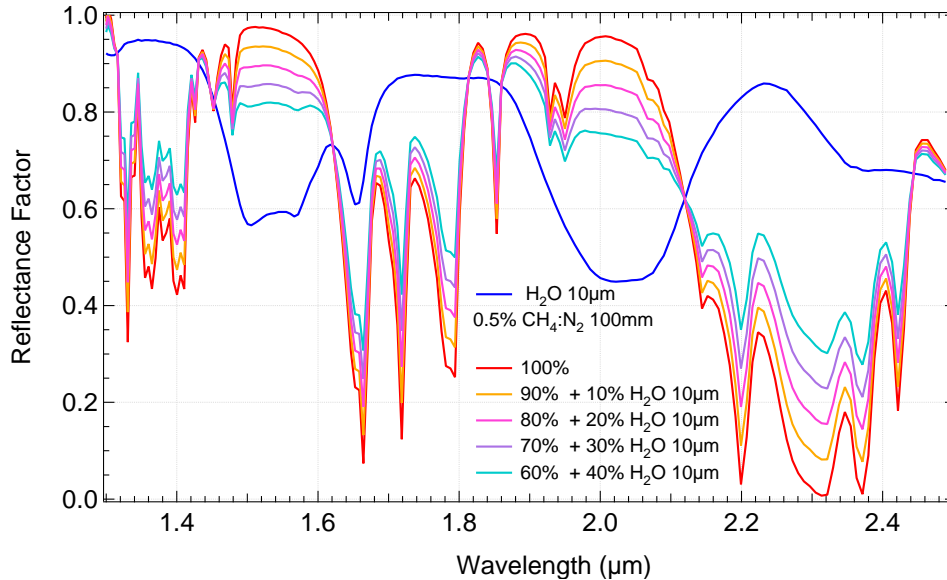


FIGURE 7.35 – Simulations en transfert radiatif, convoluées à la résolution spectrale de LEISA, de gros grains (100 mm) de glace $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4$ avec 0.5 % de CH_4 en volume, spatialement mélangés avec différentes quantités d'eau avec de petits grains (10 μm , spectre bleu). Un fort accroissement de la réflectance à 2.32 μm peut être obtenu en gardant la signature d'eau non détectable. Des résultats similaires sont obtenus pour des glaces de type $\overline{\text{CH}_4}:\text{N}_2$ et des grains d'eau jusqu'à des tailles de 50 μm (mais l'augmentation de réflectance à 2.32 μm est dans ce cas moins forte).

Un autre indicateur indépendant qui confirme la présence d'un autre matériau dans ces zones est le facteur de réflectance dans les bandes les plus profondes du CH_4 , à 2.32 μm par exemple. Quand les glaces $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4$ ou $\overline{\text{CH}_4}:\text{N}_2$ sont pures (sans contaminant), le facteur de réflectance, dominé par la première réflexion externe sur les grains, devrait être très petit (Fig. 7.19). Pour des grains de CH_4 purs ≥ 100 μm ou des glaces $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4 \geq 1$ à 25 mm on obtient une réflectance entre 0.01 et 0.05 avec les modèles (ces résultats sont obtenus pour une concentration de CH_4 entre 0.2 et 5 % dans le N_2 , et pour des angles d'incidence et d'émergence modérés). Les valeurs mesurées à la surface de Pluton sont plutôt de l'ordre de 0.1 - 0.2, avec une forme de bande du CH_4 à 2.32 μm qui indique une quasi saturation (Fig. 7.34), et ce pour plusieurs endroits où l'indicateur spectral retourne des valeurs négatives. En effet, la carte de distribution du facteur de réflectance à 2.32 μm est très similaire à la carte de l'indicateur spectral de l'eau, si l'on exclue Cthulhu Regio. Dans la plupart des cas, cette valeur de réflectance dans la bande saturée ne peut pas être expliquée par la présence de petits grains de N_2 ou une faible concentration de CH_4 , car on obtiendrait spectralement la forme d'une bande non saturée. Sur une série de spectres collectés Fig. 7.34, l'accroissement de la réflectance à 2.32 μm est clairement corrélé avec une diminution de la réflectance à 1.5 et 2 μm . Cette diminution est liée à la présence de glace d'eau, même si la forme spectrale de ses bandes ne peut pas encore être distinguée.

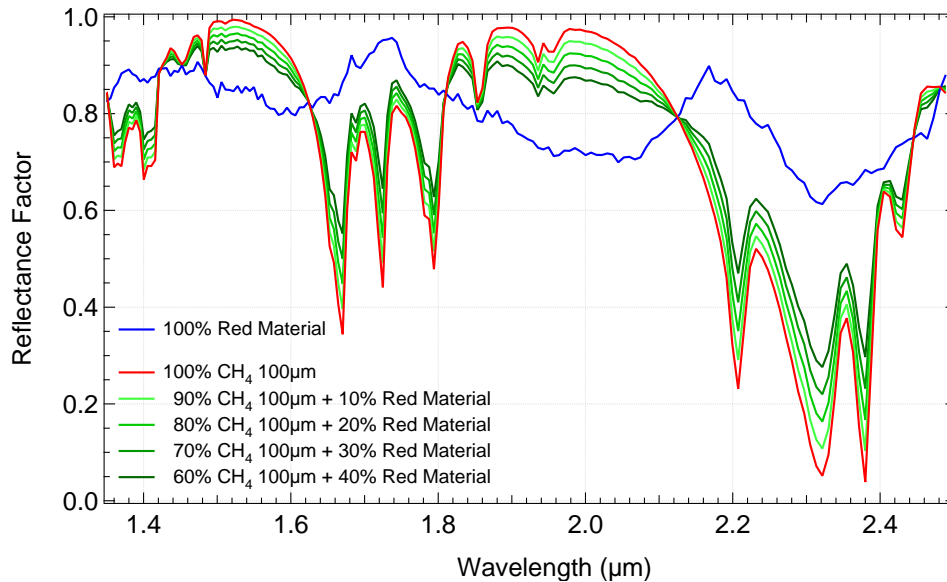


FIGURE 7.36 – Identique à la Fig. 7.35 mais pour des grains de CH_4 de taille moyenne (500 μm) mélangés spatialement avec différentes quantités de MRS (le spectre représentant ce pôle provient du centre de Cthulhu Regio). Une forte augmentation de la réflectance être obtenue à 2.32 μm en gardant la signature du MRS indétectable. Des résultats similaires sont obtenus pour les glaces de N_2 .

Il est possible de réaliser cette augmentation de réflectance avec 20 à 30 % de glace d'eau en grains fins ($\leq 50 \mu\text{m}$), qui conserve une forte réflectance à 2.32 μm car les grains sont petits. Cette petite taille de grain permet également de faire en sorte que les bandes à 1.5 μm et 2 μm ne soient pas trop fortes et soient difficiles à détecter spectralement (Fig. 7.35). Cette glace d'eau peut être ségréguée spatialement à l'échelle sub-pixel, en mélange intime ou bien stratifiée en une fine couche à la surface des glaces de CH_4 . Un effet similaire peut être obtenu avec le MRS, dont il faudrait une quantité toutefois plus importante pour pouvoir produire les absorptions à 1.5 et 2 μm (Fig. 7.36). La poussière créerait en revanche une pente rouge dans le visible discernable avec MVIC. Pour pouvoir choisir entre ces deux hypothèses, l'indicateur spectral de l'eau est représenté en fonction de la pente visible déterminée par MVIC sur la Fig. 7.38. Deux tendances peuvent être observées pour les valeurs faiblement négatives de l'indicateur spectral de glace d'eau : une caractérisée par des pentes bleues dans le visible (ellipse rouge) qui se connecte à distance avec le pôle pur d'eau du cratère Pulfrich (cercle bleu foncé), et une deuxième avec des pentes dans le visible un peu plus bleues (ellipse grise) le long de la ligne neutre (ligne noire verticale) qui se poursuit jusqu'aux valeurs les plus hautes de l'indicateur spectral. Le premier groupe couvre principalement Hayabusa et Pioneer Terra avec de petites zones dans Tartarus Dorsa, et le second est concentré à l'intérieur de Venera Terra, le cratère Burney, Voyager Terra et une partie de Lowell Regio autour de 60° N - 80° N de latitude (Fig. 7.38 B).

Sur la Fig. 7.38 A, la première ligne (bleue claire) qui prend en compte la majorité des valeurs avec une pente bleue marquée, a l'air d'être une ligne de mélange qui connecte la

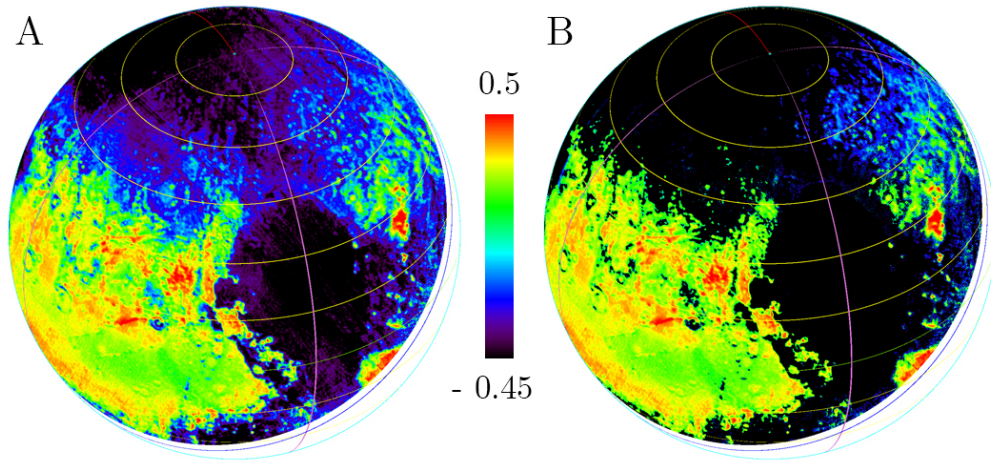


FIGURE 7.37 – Cartes de glace d’eau définies à partir de l’indicateur spectral de l’eau pour optimiser la séparation entre les signatures du MRS et des glaces contenant du CH_4 . a) indicateur brut, b) indicateur filtré avec les valeurs positives (du vert au rouge), excepté pour les fortes pentes bleues dans MVIC (< -2) où le seuil minimum est fixé à -0.25 (teintes bleues) (voir texte et Fig. 7.33).

glace d’eau la plus pure (cratère Pulfrich) avec les glaces de CH_4 les plus pures. On peut affecter le seuil de -0.25 à l’indicateur spectral au dessus duquel la présence de glace d’eau en grains fins avec des glaces de CH_4 est probable. Pour être conservatif les pixels avec une pente bleue plus petite que 2 (pente ≥ -2) ont été filtrés, en plus du filtrage sur les pentes positives (rouge) (pour les valeurs négatives de l’indicateur de l’eau seulement). La carte de distribution de la glace d’eau en appliquant ces paramètres est affichée Fig. 7.37 B. Elle montre une large contribution de la glace d’eau au signal sur Hayabusa et Pioneer Terra, avec de possibles quantités plus faibles sur Tartarus Dorsa. Une question en découle : pourquoi la glace d’eau n’est présente qu’ici avec une corrélation positive à l’échelle locale avec la présence de glace de N_2 . La seconde ligne (ellipse grise) avec une pente légèrement bleutée et constante peut être attribuée à la pente bleutée plus faible intrinsèque des glaces de CH_4 . Cependant, pour expliquer les valeurs négatives modérées de l’indicateur spectral à l’intérieur de l’ellipse rouge sur la Fig. 7.38 A, ainsi que l’accroissement corrélé de la réflectance à $2.32 \mu\text{m}$, une quantité de MRS ou de glace d’eau est nécessaire. La Fig. 7.38 B montre une classification de la surface de Pluton. Les terrains contenant de la glace d’eau mais pas de MRS (teintes bleues) sont principalement localisés à l’Est et au Nord Est de Sputnik Planum, pendant que les terrains légèrement bleus/neutres (teintes jaune-vert) sont composés uniquement de glaces de CH_4 propres. Ils couvrent une grande partie de l’hémisphère nord au dessus de 40° , ainsi que l’est et le sud de Sputnik Planum. Les terrains composés de MRS (rouge foncé) et de glaces de CH_4 et d’eau contaminées légèrement par le MRS (rouge - violet) sont principalement localisés dans la partie ouest des régions équatoriales et tropicales de l’hémisphère de rencontre (latitudes $\leq 40^\circ$). Quelques terrains ayant des couleurs rouge pâle et oranges sont des glaces $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4$ ou $\overline{\text{CH}_4}:\text{N}_2$ contaminées par de la poussière. Ces zones sont localisées dans les régions polaires Nord et dans la partie ouest de Sputnik Planum. Ces deux derniers terrains seront analysés dans la section suivante.

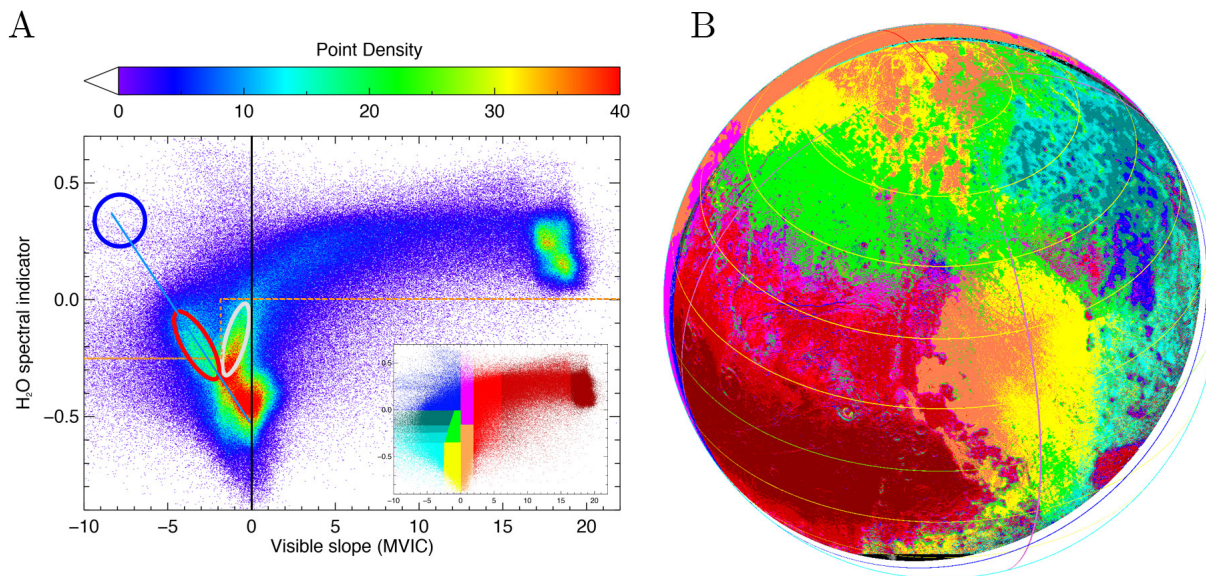


FIGURE 7.38 – Diagramme de corrélation entre l’indicateur spectral de l’eau et la pente dans le visible déterminée à partir des données MVIC (Grundy *et al.*, 2016). La ligne noire verticale sépare la pente MVIC entre le bleu (à gauche) et le rouge (à droite). L’ellipse bleue montre les pixels à tendance bleutée qui couvrent Hayabusa et Pioneer Terra. Le cercle bleu et la ligne de la même couleur montrent l’emplacement du pôle pur se trouvant dans le cratère Pulfritch et la ligne de mélange avec les glaces contenant du CH₄. Les lignes verticale et horizontale en magenta représentent respectivement la sensibilité et le seuil pour les valeurs de l’indicateur spectral de l’eau (voir texte). b) Carte de la distribution des classes délimitées sur le scatter plot c).

7.3.7 Matériau rouge sombre (MRS)

Jusqu’à maintenant, le MRS était considéré comme ayant une unique composition chimique. Mais est-il possible de distinguer plusieurs types de poussières? Et si oui, lesquels? Il faut également essayer de comprendre de quelle façon elle est mélangée avec les autres matériaux de surface. Le MRS mis en évidence par les observations terrestres, notamment dans le visible, a été résolu par la sonde New Horizons (Grundy *et al.*, 2016) par LEISA et MVIC. La poussière n’est cependant pas facile à discerner par la sonde dans le proche infrarouge. En effet, les zones de fortes concentrations de ce matériau discernées dans le visible (Cthulhu Regio), sont plutôt brillantes dans une majorité de canaux infrarouges avec un facteur de réflectance typique de 0.7 - 0.9 (Fig. 7.5, 7.31 et 7.32) et une pente spectrale bleue (Fig. 7.5, 7.31 et 7.32). De plus, contrairement à la gamme visible, il n’existe pas de longueur d’onde où ce matériau se détacherait des autres matériaux de la surface (H₂O et les glaces de CH₄) en terme de brillance ou de noirceur dans la gamme proche-infrarouge, ce qui le rend particulièrement difficile à détecter. Il montre quelques absorptions larges et modérément profondes, mais à ce stade de calibration de l’instrument, ces caractéristiques spectrales sont très incertaines et apparaissent comme fortement variables en fonction de la mise à jour de la correction du champ plat.

Dans notre ACP, le MRS n’apparaît pas sur une seule des CP mais la CP4 peut être

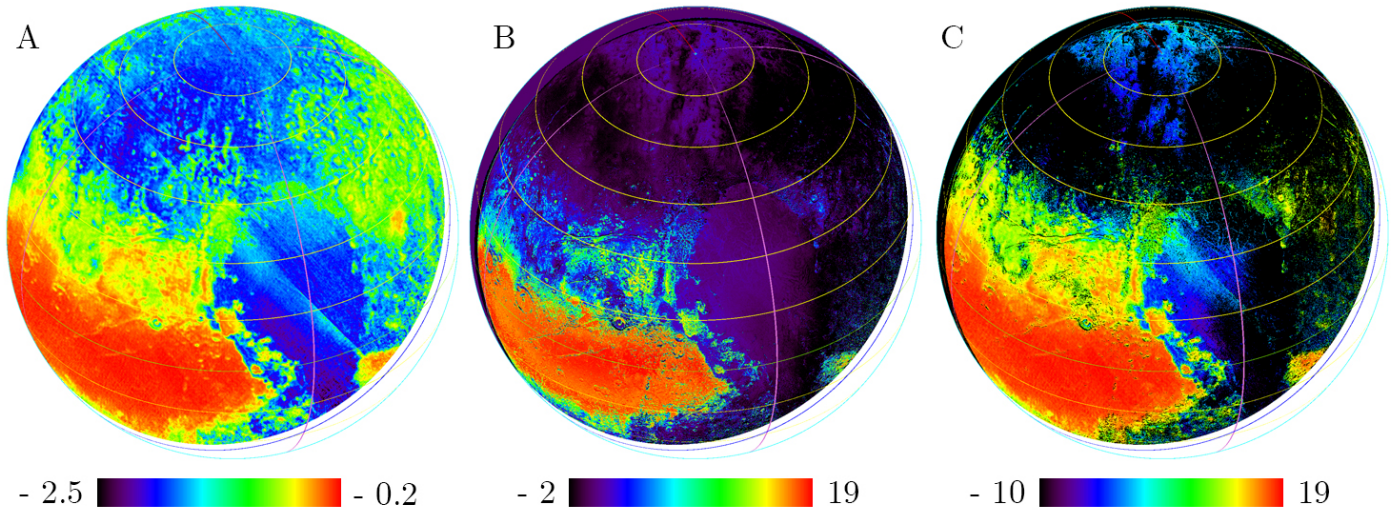


FIGURE 7.39 – Cartes du MRS. Comparaison entre : A) carte de l'indicateur spectral brut du MRS, B) carte de la distribution des pentes rouges (positives) dérivée d'après MVIC et C) indicateur spectral du MRS filtré pour les valeurs de pente positives.

considérée comme le négatif de la répartition de l'eau et du CH_4 à la surface, Fig. 7.3. Le MRS peut également être considéré comme le matériau contrastant avec le N_2 sur les composantes 5 et 6, Fig. 7.3. Cependant, les composantes principales indiquent seulement les endroits de Pluton où ce matériau est présent en très grande quantité et est très pur. À partir d'une série de spectres extraits le long de la ligne de mélange glace d'eau - MRS montrée sur la Fig. 7.33, un indicateur spectral spécifique a pu être défini, permettant de le séparer efficacement de la glace d'eau et des glaces de CH_4 , Fig. 7.31. Afin de créer un critère spectral permettant de le différencier, il faut trouver deux longueurs d'onde où il se comporte différemment des autres matériaux (H_2O , CH_4 etc ...), de façon relative, afin que le critère calculé soit indépendant de la correction de champ plat. À $1.430 \mu\text{m}$ et $1.658 \mu\text{m}$, le MRS possède des niveaux de réflectance comparables, contrairement à l'eau et aux glaces contenant du CH_4 qui montrent toutes les deux un continuum élevé à $1.430 \mu\text{m}$ et une forte absorption à $1.658 \mu\text{m}$. Le critère de bande va donc être défini comme un rapport entre ces deux bandes :

$$R_{MRS} = 1 - \frac{\sum_{1.421 \mu\text{m}}^{1.447 \mu\text{m}}}{\sum_{1.641 \mu\text{m}}^{1.670 \mu\text{m}}} \quad (7.7)$$

Pour améliorer le S/B du critère, les longueurs d'onde à $1.430 \mu\text{m}$ et $1.658 \mu\text{m}$ sont moyennées spectralement avec 6 canaux spectraux adjacents. La carte de ce critère est représentée Fig. 7.39 A et est comparée avec les cartes de la pente dans le visible dérivée des canaux bleu, rouge et PIR de MVIC (Grundy *et al.*, 2016). Ces cartes sont globalement similaires en dessous de 45°N et 180°E (en bas à gauche sur les images) mais, de la même façon que pour la glace d'eau, il était impossible de définir un critère permettant de séparer le MRS de celle-ci. Comparé aux critères de la glace d'eau, le critère du MRS inverse principalement son résultat, séparant uniquement les zones de Pluton avec la plus grande abondance de MRS à la surface. La carte de la Fig. 7.39 A montre la présence de MRS sur des zones couvertes de glace d'eau ou de CH_4 . Le MRS peut être présent pur à la surface,

et ségrégué spatialement avec ces glaces, ou bien présent en tant qu'inclusions dans leur volume. Les glaces d'eau et de CH_4 ne contenant pas de poussière devraient pouvoir être discriminées des glaces contaminées à l'aide de la pente visible de MVIC.

La Fig. 7.40 montre la corrélation entre l'indicateur spectral défini pour le MRS et la pente visible de MVIC. Il apparaît une très bonne corrélation sur la majorité de la gamme de pentes rouges dans le visible (ligne rouge), exception faite pour les plus faibles de ces valeurs, dont la tendance des valeurs positives est constante. Cette constance dans les faibles valeurs indique soit un changement dans le mode de mélange, ou une composition chimique différente, indiquant un autre type de MRS comme suggéré par les deux lignes de mélange distinctes dans les diagrammes de corrélation des canaux spectraux NIR/rouge et rouge/bleu des données MVIC (Grundy *et al.*, 2016). Un seuil est fixé à -1.3 sur l'indicateur spectral pour séparer les deux gammes de valeurs de MRS. La distribution qualitative de ces matériaux est reportée sur la Fig. 7.38 B de même que les terrains dominés par la glace d'eau ou en mélange spatial avec la glace d'eau. La classification de ces terrains, basée sur l'indicateur spectral est donnée dans la Fig. 7.38 A (insert).

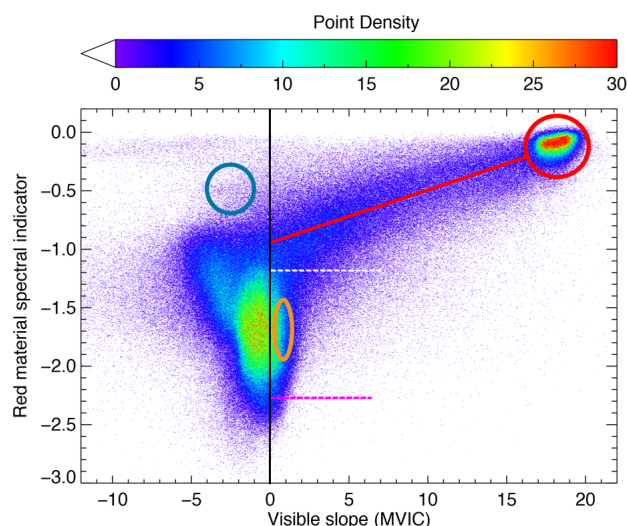


FIGURE 7.40 – Diagramme de corrélation entre l'indicateur spectral du MRS et la pente spectrale dans le visible, déterminée à partir des données MVIC (Grundy *et al.*, 2016). La ligne noire verticale divise les pentes MVIC en deux parties : les pentes bleues (à gauche) et rouges (à droite). La ligne horizontale en pointillés (blanche) représente le seuil de l'indicateur spectral entre le MRS standard et une poussière moins rouge. Le cercle rouge et la ligne de la même couleur montrent l'accumulation du MRS dans Cthulhu Regio et le mélange du MRS aux autres matériaux. Ellipse orange : poussière moins rouge présente dans les régions polaires nord et au nord ouest de Sputnik Planum. Cercle bleu : glace d'eau du cratère Pulfrich.

7.4 Interprétation des données

Tous ces critères de détection utilisés pour les différents matériaux (profondeur de bande, indice de la position des bandes etc ...) sont principalement qualitatifs et ne four-

nissent pas d'abondances absolues ou relatives. Par exemple, la taille de grain module la pénétration de la lumière de différentes façons pour chacun des matériaux dépendant de leur coefficient d'absorption et de leur mode de mélange, et ainsi la quantité de matériaux sondée. Cependant, dans certains cas, ils peuvent fournir des informations claires sur le mode de mélange, en particulier pour l'état de N_2 et CH_4 dans les mélanges moléculaires (voir section 7.3.4), et donnent des indices supplémentaires sur les autres niveaux de mélange (spatial, intime, stratifié). Dans certains cas, il est possible de fournir des rapports d'abondance entre 2 molécules, comme pour le rapport CO/CH_4 , lorsqu'elles sont mélangées au niveau moléculaire dans les mêmes grains.

Les modélisations en transfert radiatif pour les matériaux de surface sont nécessaires pour obtenir des pourcentages relatifs d'abondance et leur texture (taille de grain ...). Cependant, meilleure est la connaissance des composants présents à la surface et leur possible mode de mélange à un endroit donné (= leur représentation de surface), plus efficace et précis sera le résultat de ces modèles. Une première modélisation globale de la surface de Pluton est déjà proposée dans Protopapa *et al.* (2016), et fournit de précieuses contraintes sur les abondances absolues, les textures et les modes de mélange possibles des différentes surfaces de Pluton. Le recoupage des informations présentes dans les sections précédentes avec les premières modélisations est la prochaine étape vers une compréhension plus fine de la surface, zone par zone. Avant cela, il est nécessaire d'analyser plus en détail les modes de mélange entre les différents matériaux déjà identifiés.

7.4.1 Les lignes de mélange

Dans la section précédente, j'ai présenté l'analyse et la détermination de la distribution spatiale des principaux composants à la surface de Pluton : glaces $\overline{N_2}:CH_4$, glaces $\overline{CH_4}:N_2$, CO , H_2O ainsi que le MRS, en utilisant l'ACP ainsi que certains indicateurs spectraux et leur corrélations. Il a été démontré que tous ces matériaux sont bien décrits, mais seulement dans une optique qualitative. L'ACP a servi de très bonne porte d'entrée dans la diversité spectrale des données et a permis d'obtenir des cubes spectraux débruités. Les critères spectraux définis ont ainsi été plus efficaces, et les cartes de distribution qualitatives fournies possèdent un fort rapport signal sur bruit.

Ces résultats vont maintenant être combinés pour évaluer plus en détails l'état et les degrés de mélange de ces composants en utilisant des corrélations spécifiques qui représentent pour le mieux ces lignes de mélange de ces matériaux et de leur pôles purs. Les lignes de mélange les plus importantes sont :

- glace d'eau - MRS
- glaces de CH_4 - MRS
- glace d'eau - glaces de CH_4
- glaces $\overline{CH_4}:N_2$ - $\overline{N_2}:CH_4$
- le CO et le N_2 dans les glaces $\overline{N_2}:CH_4$

7.4.1.1 Lignes de mélange : aperçu global

Le diagramme de corrélation entre la profondeur de bande à $2 \mu\text{m}$ de la glace d'eau en fonction de l'indicateur spectral de la glace d'eau Fig. 7.33 montre clairement les 2 lignes de mélange glace d'eau - MRS et glace d'eau - glace de CH_4 et sépare bien également les deux phases glacées $\overline{\text{N}_2:\text{CH}_4}$ et $\overline{\text{CH}_4:\text{N}_2}$. Elle indique également une faible transition, mais visible, entre les glaces de $\text{N}_2:\text{CH}_4$ et le MRS. La distribution spatiale des classes définies autour des pôles purs et le long des lignes de mélange du diagramme de corrélation sont reportées sur la Fig. 7.41. Cette carte complète la corrélation entre l'indicateur H_2O et la pente MVIC, Fig. 7.38, qui représente plus finement les lignes de mélanges entre glace d'eau - glace de CH_4 et glace d'eau - glaces $\overline{\text{N}_2:\text{CH}_4}$ ainsi que la ligne d'évolution glaces $\overline{\text{N}_2:\text{CH}_4} - \overline{\text{CH}_4:\text{N}_2}$.

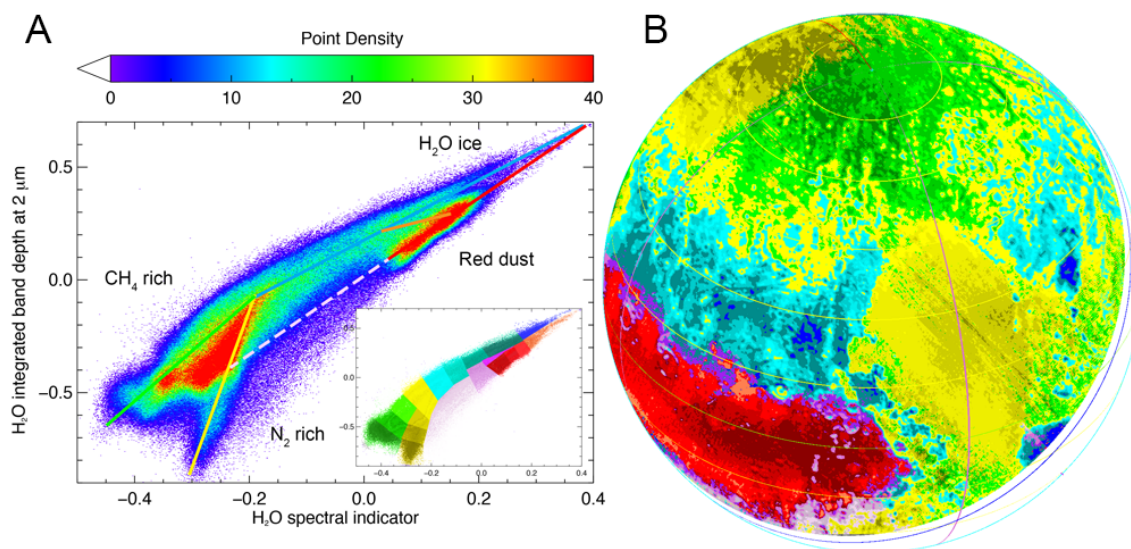


FIGURE 7.41 – Lignes de mélange entre glace d'eau - MRS et glace d'eau - CH_4 . a) Diagramme de corrélation entre l'indicateur spectral de la glace d'eau et l'intégrale de la bande à $2 \mu\text{m}$ de la glace d'eau, similaire à la Fig. 7.33. b) Carte de distribution des classes définies sur le diagramme de corrélation, en insert.

7.4.1.2 Lignes de mélange entre glace d'eau - MRS

La ligne de mélange entre le MRS et la glace d'eau (Fig. 7.33 A et 7.41 A) est progressive et continue depuis le pôle pur du MRS, qui semble ne contenir que pas ou très peu de glace d'eau, jusqu'au pôle de glace d'eau localisé dans le cratère Pulfrich. Ce pôle contient en revanche une petite fraction de glace de CH_4 . Tous les pixels le long de Virgil Fossae suivent cette ligne de mélange. La valeur moyenne du facteur de réflectance dans le continuum avant $1.4 \mu\text{m}$ (≈ 0.85), similaire à celle du MRS (Fig. 7.31), confirme que ce pôle pur de l'eau est en partie mélangé, peut être de façon intime, ou comme une couche optiquement fine, avec une faible proportion de MRS. La proximité de Cthulhu Regio explique ce phénomène. Grundy *et al.* (2016) ont aussi observé que l'absorption due à l'eau est associée à une teinte rouge donnée par le MRS, observée à l'aide du canal bleu de MVIC. Les modélisations semblent confirmer cette contamination (Protopapa *et al.*, 2016). Cette

ligne de mélange apparaît comme un mélange spatial géographique entre les deux composants non volatils (à la température de surface de Pluton), avec une stratification probable de l'un (le MRS) sur l'autre (la glace d'eau). La couche formée par le MRS serait optiquement épaisse sur une grande partie de la stratification et résulterait de la production atmosphérique de matériau organique (actuellement 2 mm / million d'années (Gladstone *et al.*, 2016)). Le vrai pôle pur de l'eau près du cratère Pulfrich et ses environs n'a pas de régions adjacentes recouvertes par du MRS. Sa plus grande pureté, sans trace apparente de MRS, peut être expliquée soit par l'absence de transport de MRS depuis les régions équatoriales ou, plus probablement, par un processus géologique récent ayant exposé à la surface le « socle rocheux » composé de glace d'eau (Cook *et al.*, 2016).

De l'autre côté de la ligne de mélange la présence de quantités de glace d'eau progressivement décroissantes le long des frontières sud, ouest et nord de Cthulhu Regio, recouvertes de MRS, vers l'intérieur et la partie est, où peu de glace d'eau est détectée (Fig. 7.37) tend à indiquer que l'épaisseur de la couche de MRS n'est pas très importante (la glace d'eau est visible à petite échelle spatiale, centimétrique ou métrique, grâce à la micro topographie) ou qu'un processus fragmente cette couche en la supprimant entièrement à certains endroits de Cthulhu à l'échelle du kilomètre ou sub-kilométrique. Le gradient de mélange entre glace d'eau et MRS favorise l'hypothèse d'une couche relativement fine, homogène à l'échelle kilométrique, avec une épaisseur moyenne augmentant des bords jusqu'au centre de Cthulhu. Il doit exister une compétition entre 1) la production du MRS et son dépôt à la surface et 2) son enfouissement dans la glace d'eau le long de ce gradient d'abondance. L'imagerie à plus haute résolution spatiale (LORRI ou MVIC) et la connaissance de la topographie de la région sont nécessaires pour obtenir une estimation plus précise de l'épaisseur de ces dépôts.

7.4.1.3 Ligne de mélange entre CH₄ - MRS

Les Fig. 7.33 et 7.41 montrent une ligne de mélange faible, clairement identifiée (couleur violet) entre le MRS et les glaces de CH₄, sans glace d'eau. Ce mélange se produit surtout dans la partie sud de Cthulhu Regio à la limite de la night polaire sud, et dans un certain nombre de régions riches en N₂ au sein de Cthulhu, en particulier dans sa partie est et le long de deux cratères d'impact géants (Oort et Edgeworth) dans sa partie ouest (Fig. 7.41 A). Sur la frontière nord de Cthulhu, il y a aussi une ligne de mélange entre de la glace d'eau non pure et de la glace de CH₄ (pourpre). D'un autre côté, une transition très nette entre le MRS et les glaces de CH₄, qui ne contiennent que très peu de MRS (Fig. 7.38) est observée en particulier dans la limite est de Viking Terra. Cela indique un processus d'exclusion qui trouverait son origine dans les températures plus élevées du MRS (albédo plus faible et matériau non-volatile) qui mènerait à une sublimation rapide des glaces de CH₄ ou de N₂ qui se condenseraient à sa surface durant la nuit ou la nuit polaire (régions polaires sud). À partir du diagramme de corrélation de la Fig. 7.41, le mélange entre le MRS et la glace de CH₄ semble se produire uniquement lorsque il y a une certaine quantité d'eau à la surface, plus froide, présente en mélange spatial avec le MRS, rendant possible la condensation du CH₄ qui ne condense jamais sur le MRS sous la forme d'une couche optiquement épaisse.

Le MRS semble également présent dans les glaces de N₂ de Sputnik Planum et dans les

glaces de CH₄ des régions polaires nord (Lowell Regio), ce qui est visible sur le diagramme de corrélation avec MVIC, Fig. 7.38 (régions rouges (et oranges) adjacentes aux zones aux pentes spectrales neutres (jaune et vert)). La forme de la contamination de Sputnik Planum en MRS ressemble à une contamination éolienne par le matériau de Cthulhu. Cette contamination est probablement présente sous la forme d'une fine couche dispersée dans la partie supérieure de la glace de N₂. D'un autre côté, dans la région polaire nord, il n'y a pas de réservoir proche pouvant expliquer une telle contamination, mais la présence du MRS est très corrélée avec la pureté des glaces de CH₄, et anti-corrélé avec la détection de glaces de N₂. Les questions quand à l'origine de ce matériau sont donc les suivantes :

- Est-ce que ce matériau se concentre à la surface par sublimation différentielle des glaces de N₂, qui explique également l'enrichissement en CH₄ de ces régions ?
- Est-il formé *in-situ* par irradiation des glaces riches en CH₄ (Cruz-Diaz *et al.* , 2014), pouvant être dissociées par la faible quantité de radiations UV (gamme spectrale 130 - 145 nm) atteignant la surface à travers l'atmosphère (Gladstone *et al.* , 2016). Ce processus serait particulièrement efficace lors des saisons où la pression atmosphérique est minimale. La très faible concentration du CH₄ dans les glaces $\overline{N_2}:CH_4$ (< 1 %) peut empêcher sa photolyse efficace.

La quantité de MRS dans la région polaire nord est en tout cas très faible car elle ne produit pas de changement détectable dans le niveau de réflectance dans la bande saturée du CH₄ à 2.32 μ m et pas de changement dans le niveau du continuum dans le proche infrarouge et de la pente dans le visible.

7.4.1.4 Ligne de mélange CH₄ - glace d'eau

Les diagrammes de corrélation précédents indiquent l'existence intéressante de 2 lignes de mélange relativement séparées entre le CH₄ et la glace d'eau reliées à deux endroits différents de Pluton : une avec de la glace d'eau relativement pure, mise en évidence par la ligne de mélange connectant les glaces $\overline{CH_4}:N_2$ avec le pôle pur du cratère Pulfrich plus bleu (ligne bleue sur la Fig. 7.38). Cette ligne de mélange, excepté le pôle pur lui même, a une faible fraction glace d'eau (ellipse bleue Fig. 7.38). Ce mélange n'est quasiment présent qu'exclusivement sur la partie est de l'hémisphère de Pluton imagé par New Horizons. À cet endroit, la présence d'eau est en partie corrélée avec la présence de glace $\overline{N_2}:CH_4$ avec de très gros grains (> 20 cm), voir Fig. 7.21. La géologie et la topographie de cette zone sur Pluton apparaît très complexe, avec de fortes variations de pente et d'altitude attendues à l'échelle locale.

L'autre type de mélange concerne de la glace d'eau poussiéreuse qui se trouve principalement sur la face nord-ouest de l'hémisphère de rencontre de Pluton. Elle contribue aussi au côté CH₄ de la ligne de mélange Fig. 7.41 (ligne bleue) mais diverge ensuite vers de la glace d'eau très poussiéreuse (ligne orange Fig. 7.41 B). Cette dernière branche représente une zone principalement localisée le long de la bordure de Cthulhu (violet Fig. 7.41 A) où des glaces de CH₄ sont majoritairement présentes (Fig. 7.23 et Fig. 7.42).

Considérant la forte différence de volatilité entre la glace d'eau et le CH₄, il semble que les glaces $\overline{CH_4}:N_2$ et $\overline{N_2}:CH_4$ peuvent être ségréguées spatialement à l'échelle du pixel avec

la glace d'eau jouant le rôle de substrat (rocheux pourrait-on dire !). Dans les zones poussiéreuses, ces glaces condensent probablement de façon préférentielle (et/ou se subliment plus lentement) sur les zones de glace d'eau poussiéreuses que sur les zones plus poussiéreuses et plus chaudes. La corrélation avec les pentes et l'orientation, couplée à l'albédo global des glaces devrait permettre d'en savoir plus sur les conditions thermiques nécessaires pour condenser des glaces de CH₄.

7.4.1.5 Ligne de mélange entre phases riches en CH₄ et riches en N₂

La transition particulière entre les phases $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4$ et $\overline{\text{CH}_4}:\text{N}_2$ dans le diagramme de corrélation de la profondeur de bande à 2.15 μm en fonction de l'indice de position des bandes de CH₄ (Fig. 7.25) tend à démontrer un processus d'évolution qui transforme un type de glace en un autre et qui invoque un changement progressif de l'abondance relative des phases $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4$ et $\overline{\text{CH}_4}:\text{N}_2$, soit par mélange intime, par stratification ou par une ségrégation spatiale au niveau sub-pixel.

La distribution spatiale à grande échelle des matériaux entre ces 2 pôles purs (Fig. 7.42) montre une transition progressive avec un forme assez complexe, suivant partiellement une tendance latitudinale. En effet, depuis le pôle nord jusqu'à l'équateur, la composition générale des glaces volatiles à la surface change d'une composition enrichie en CH₄ au niveau de la calotte polaire Nord (jusqu'à environ 60° N) à des terrains dont la composition est enrichie en N₂ vers 45°, mais revient vers une composition riche en CH₄ vers les latitudes 20 - 30°, à la limite de la large zone de Cthulhu Regio dominée par le MRS sur le côté ouest, et près de la zone du cratère Pulfrich sur le côté est de Tombaugh Regio. Enfin, les glaces riches en N₂, mélangées spatialement avec les glaces de CH₄, réapparaissent au sud de ces 2 terrains géologiques. Ces aires plus au sud correspondent à des endroits où la phase $\overline{\text{CH}_4}:\text{N}_2$ apparaît localement (Fig X) avec de larges grains (Fig Xc, Protopapa *et al.* (2016)) mais aussi avec celles qui sont riches en CO avec une absence d'absorption visible de N₂ observée autour des mélanges de glace $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4:\text{CO}$ (Fig X).

7.4.1.6 Le mélange moléculaire du CO dans les glaces de N₂ et de CH₄

Des zooms locaux réalisés sur certaines de ces régions montrent que la localisation des endroits avec de forts ratios CO/CH₄ (du rouge foncé au rouge clair sur la Fig. 7.43 B) correspondent toujours à des zones recouvertes en majorité par une glace de type $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4$ (marron à jaune sur Fig. 7.43 A), déterminée à partir des positions de bande du CH₄. Elles entourent aussi généralement des zones pauvres en CO et riches en CH₄ (vert sur Fig. 7.43 B). En fait, lorsque les glaces volatiles changent d'une phase $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4$ à $\overline{\text{CH}_4}:\text{N}_2$, le rapport CO/CH₄ décroît quasiment d'un facteur 4, indiquant ainsi une perte potentielle du CO pendant la sublimation du N₂.

7.4.2 Sublimation différentielle des glaces de N₂ :CO :CH₄.

En considérant les transitions locales et globales de ces glaces, depuis la phase $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4$ jusqu'à la phase $\overline{\text{CH}_4}:\text{N}_2$ (Fig. 7.42) et la variation des valeurs du rapport CO/CH₄ (Fig.

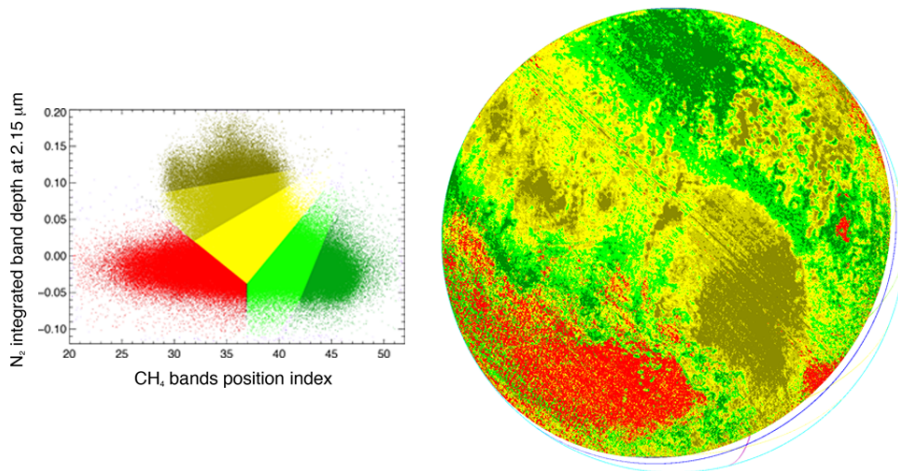


FIGURE 7.42 – Distribution spatiale des terrains couverts pas les phases $\overline{\text{CH}_4}:\text{N}_2$ et $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4$, ainsi que leur transition progressive basée sur le diagramme de corrélation entre la profondeur de bande à $2.15 \mu\text{m}$ du N_2 avec l'index de position des bandes du CH_4 (Fig. 7.23). La carte montre une distribution des matériaux échantillonnée par 6 classes définies dans le diagramme de corrélation (à gauche) : marron - jaune - vert pour les surfaces ayant des compositions variant de la phase $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4$ (marron) à la phase $\overline{\text{CH}_4}:\text{N}_2$ (vert foncé). Le composant rouge correspond aux zones dépourvues de N_2 ou de CH_4 (et donc la présence de MRS ou de glace d'eau). La boîte blanche indique l'étendue du zoom réalisé sur la Fig. 7.43

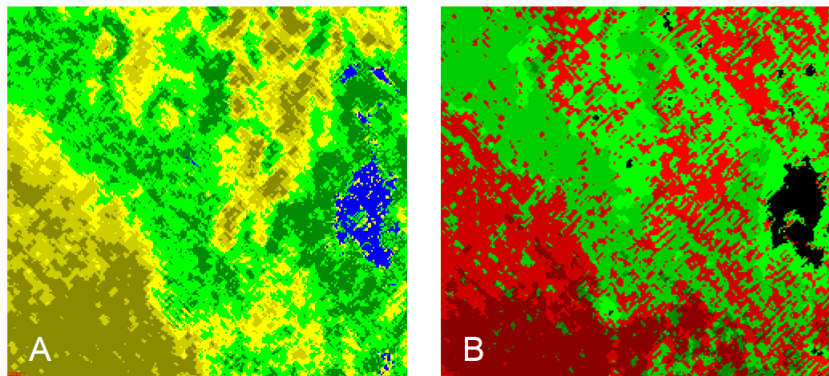


FIGURE 7.43 – Comparaison locale des distributions de la phase $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4$ et de la phase $\overline{\text{CH}_4}:\text{N}_2$ avec a) la distribution du rapport CO/CH_4 (b : zoom de la Fig. 7.29 B). Ce zoom correspond au carré blanc de la Fig. 7.42 à l'est de Sputnik Planum (centre : 30°N , 200°E). Les couleurs de la légende sont les mêmes que pour les Fig. 7.29 B et Fig. 7.42 : a) phase $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4$ (marron à jaune) jusqu'à la phase $\overline{\text{CH}_4}:\text{N}_2$ (de vert clair à foncé). La glace d'eau est représentée en bleu et non en rouge comme sur la figure précédente. b) fort rapports CO/CH_4 (rouge) à faibles rapports (vert). La glace d'eau est en noir.

7.29), il apparaît qu'un fractionnement des glaces de N_2 , CO et CH_4 se produit quand le mélange moléculaire glacé $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4:\text{CO}$ se sublime.

Dû à la large différence de volatilité entre le N_2 , le CO et le CH_4 (environ 8 fois plus pour le N_2 que pour le CO , et 1000 fois plus pour le CO que le CH_4 à 40 K, Fray & Schmitt

(2009)), un phénomène probable de sublimation progressive du N₂ se produit (avec dans une moindre mesure celle du CO). Lors de cette sublimation, on assiste à une augmentation de la concentration du CH₄ dans le mélange moléculaire $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4:\text{CO}$. Cette augmentation du CH₄ dans le mélange moléculaire va se poursuivre jusqu'à ce qu'il dépasse la limite de saturation de 5 % à 40 K. L'abondance moléculaire du CO est en moyenne plus faible que pour le CH₄ : 0.1 - 0.2 % pour le CO, comparé à environ 0.5 % pour le CH₄ (Douté *et al.*, 1999). Il a également une plus grande volatilité et son niveau de saturation dans le N₂ est plus élevé : 12 %. Il y a ainsi une très forte probabilité que le CH₄ sature le N₂ avant le CO et mène à la création d'un mélange de phase binaire $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4:\text{CO} - \overline{\text{CH}_4}:\text{N}_2:\text{CO}$ à la surface de la couche riche en N₂ au lieu d'une phase $\alpha\text{-}\overline{\text{CO}}:\text{N}_2:\text{CH}_4$ (Prokhvatilov & Yantsevich (1983); Angwin & Wasserman (1966); Vetter *et al.* (2007)). Cependant, le diagramme de phase ternaire N₂:CH₄:CO ainsi que le diagramme de phase binaire CH₄:CO sont inconnus, et les changements de phase exacts pouvant se produire dans une telle situation sont incertains. En particulier, au delà du point de sublimation où le mélange moléculaire $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4:\text{CO}$ mène à une phase $\overline{\text{CH}_4}:\text{N}_2:\text{CO}$. La quantité de N₂ pouvant être piégée dans la glace de CH₄ à 40 K est seulement de 3.5 % (ce nombre augmente avec la température), mais la fraction de CO à saturation dans le CH₄ est inconnue. Cependant, les observations montrent que le CO est toujours présent de manière significative dans le CH₄ quand celui-ci est à la surface et semble se sublimer en même temps que le CH₄. En effet, il n'y a pas de preuves de glace de CH₄ sans CO, car leurs abondances et détection à la surface de Pluton se corrélaient grossièrement (Fig. 7.28), ce qui représente leur sublimation synchrone.

La ségrégation de ces phases pendant la sublimation du N₂ (et du CO) peut soit amener à un mélange intime granulaire dans les couches supérieures, soit former une couche supérieure riche en CH₄ comme il a été démontré expérimentalement à partir d'un mélange $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4$ se sublimant à 34 K (Stansberry *et al.*, 1996). Un tel processus de ségrégation pourrait amener à la formation d'une couche riche en CH₄ pouvant devenir optiquement épaisse dans l'intervalle spectral de la signature du N₂ sous-jacent (215 μm). La force de la bande du N₂ à 2.15 μm étant plus faible que celle de la glace de CH₄ (Grundy *et al.* (1993); Grundy *et al.* (2002)), il est attendu qu'une fine couche de CH₄, probablement quelques microns ou dizaines de microns pourraient cacher la signature de N₂, malgré sa présence en dessous en grande quantité. En effet, j'ai montré précédemment que, quand la taille de grain du N₂ n'est pas très large (< 3 cm), la bande du N₂ disparaît même avant la saturation du CH₄ dans la phase de N₂ (Fig. 7.21). La seule détection de la phase $\overline{\text{CH}_4}:\text{N}_2$ n'indique pas que le N₂ n'est pas présent en dessous. Seules des mesures de température pourraient permettre de mettre en évidence la présence sous-jacente de N₂. Une température proche de celle du point de sublimation de la glace de N₂ ou en dessous de la température d'équilibre du CH₄ indiquerait la présence de glace de N₂. Une situation similaire a déjà été observée pour les dépôts saisonniers nord de Mars avec un autre couple de glaces volatiles (à la température de Mars) : l'eau et le CO₂ (Appéré *et al.*, 2011) avec la dernière étant l'espèce dominante de l'atmosphère et donc contrôlant la température des glaces riches en CO₂ à sa température d'équilibre. Durant la sublimation du mélange intime glace de CO₂ + glace d'eau, une ségrégation verticale se produit et une croûte supérieure d'eau se forme jusqu'à masquer la signature spectrale du CO₂. La température de surface reste à 150 K, la température d'équilibre de la glace de CO₂. Ce processus, ainsi que l'évolution spectrale dans le proche-infrarouge ont été reproduit en laboratoire (voir chapitre 4).

Ce processus est cependant différent de celui décrit plus haut dans le sens où, dans les dépôts saisonniers martiens, la glace d'eau est en mélange intime avec la glace de CO₂. Sur Pluton, la sublimation progressive de la glace de N₂ provoque la formation d'une nouvelle phase riche en CH₄ à partir du CH₄ dissous moléculairement dans la glace de N₂, ce qui est indiqué par le décalage des bandes de CH₄ et l'apparition de la bande à 1.69 μm (Quirico & Schmitt, 1997b), créant ainsi un mélange de 2 phases (Prokhvatilov & Yantsevich, 1983) pour supprimer finalement la phase riche en $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4$. Pour le CO, il n'est pas possible de démontrer spectroscopiquement son état de dilution parce que le décalage des bandes du CO dilué (0.0002 μm, Quirico & Schmitt (1997a)) est bien trop faible pour être détecté par LEISA. Cependant, ce décalage a récemment été observé sur Triton à l'aide de spectroscopie haute résolution (Lellouch *et al.*, 2014). La détermination du rapport CO/CH₄ dans les glaces riches en CH₄ de Pluton nécessitera des modélisations en transfert radiatif avec les constantes optiques adaptées, pour des proportions différentes de CO et CH₄. Les considérations ci-dessus tendent à montrer que ce rapport doit être « 1. Des mesures expérimentales sont clairement nécessaires. Elles permettront aussi de déterminer le décalage des bandes des glaces de CO et CH₄ en mélange moléculaire. Le décalage de ces bandes est probablement négligeable devant le décalage du CH₄ dilué dans la glace de N₂ (relativement à la glace pure de CH₄).

7.4.3 Sublimation globale des glaces de Pluton

La distribution globale des glaces volatiles sur Pluton est particulière, avec deux bandes de latitude de glaces riches en CH₄ entourant une bande de latitude de glace $\overline{\text{N}_2}:\text{CH}_4$ se situant entre 35 et 65 ° N, comme décrit en détails section 7.4.1.5. Deux processus différents pourraient expliquer cette distribution des glaces.

Aux hautes latitudes, la sublimation printanière vigoureuse du N₂ dans l'hémisphère nord est due à l'illumination constante et soutenue des 20 dernières années, comme proposé par Protopapa *et al.* (2016). Le flux total reçu pourrait avoir sublimé assez de glace de N₂ pour l'avoir fait disparaître totalement de la surface, jusqu'au substrat de glace d'eau, ou, plus probablement, pour créer une couche optiquement épaisse de glace de CH₄, qu'on peut actuellement observer sur la plus grande partie de la région polaire. Cette croûte pourrait cacher de grandes quantités de N₂ enfouies en dessous, en fonction de l'histoire climatique et du bilan total du N₂ sur Pluton. Des mesures de température de la région polaire nord depuis la Terre, avec résolution spatiale suffisante, pourraient résoudre cette question. Dans la région tropicale (en dessous de 57.5 ° de latitude sur Pluton), la sublimation accrue de N₂ et de CO pourrait être le résultat d'une illumination diurne élevée (Protopapa *et al.*, 2016) qui est stimulée autour des matériaux sombres et des surfaces de glaces d'eau (partie ouest de Pluton), par l'albédo plus faible des glaces volatiles contaminées par de la poussière (ou condensées sur une surface plus sombre) auquel vient s'ajouter l'émission thermique générée par les terrains sombres environnants, qui pourraient chauffer jusqu'à 60 K.

Sur Pluton, un dépôt résiduel de CH₄ pourrait se former aux endroits où toute la glace de N₂ se serait sublimée. La ligne de mélange spatiale entre les glaces $\overline{\text{CH}_4}:\text{N}_2$ et le substrat de glace d'eau pourrait être due à la sublimation de ce dépôt résiduel. L'exception majeure à ce schéma se produit vers 180 ° de longitude où un large dépôt de glace d'azote peut être

observé (Sputnik Planum), probablement accumulé sur des centaines de millions d'années au fond d'un large cratère d'impact (Moore *et al.*, 2016), interrompant la distribution latitudinale des matériaux (Bertrand & Forget, 2016a).

7.5 Conclusion

7.5.1 Représentation de surface

L'analyse en détail des données LEISA réalisée dans ce chapitre, en utilisant l'ACP dans un premier temps, puis différents indicateurs spectraux et leur corrélation, a permis de cartographier les distributions et l'état des 4 matériaux principaux présents à la surface de Pluton.

- Des glaces de N_2 contenant du CH_4 et du CO
- Des glaces de CH_4 contenant du CO et une petite proportion de N_2
- De la glace d'eau, avec différentes contaminations en MRS
- Matériaux rouge sombre

Il est également possible de déterminer les lignes de mélange entre ces différents matériaux en fonction de leur représentation de surface et en fonction des processus évolutifs les ayant créé :

- le mélange moléculaire $\overline{N_2:CH_4:CO}$: le CH_4 est mélangé à l'état moléculaire avec la glace riche en N_2 . Le CO est probablement aussi mélangé avec du N_2 , formant ainsi un mélange ternaire qui suit les limites de solubilité de son diagramme de phase. Il y a au moins une seconde phase $\overline{CH_4:N_2:CO}$ qui existe.
- ligne de mélange entre glace d'eau et MRS : la ligne de mélange du MRS qui recouvre la glace d'eau apparaît principalement dans la partie nord-ouest de l'hémisphère observé. Cette ligne de mélange est probablement principalement spatiale avec une possibilité de faibles quantités mélangées intimement.
- ligne de mélange entre glaces de CH_4 et MRS : 2 zones montrent ce type de mélange. Une première avec une glace de type $\overline{N_2:CH_4:CO}$ dans Sputnik Planum, avec une contamination superficielle en poussière probablement transportée par les vents depuis Cthulhu Regio. Une deuxième avec une glace de type $\overline{CH_4:CO:(N_2?)}$ dans la région polaire nord, probablement formée par photochimie. Pour finir, les transitions entre glaces de CH_4 et MRS sont très brutales, illustrant leur incompatibilité au niveau thermique.
- ligne de mélange entre glaces de CH_4 et de N_2 : Créées par sublimation différentielle, accompagnée par un appauvrissement du CO relativement au CH_4 , qui transforme une phase en une autre, avec un état intermédiaire présentant les 2 phases. On a la formation soit d'un mélange binaire intime entre phases $\overline{N_2:CH_4}$ et phase $\overline{CH_4:N_2}$, ou alors d'une croûte supérieure de CH_4 qui cache le N_2 en dessous.
- ligne de mélange entre glace de CH_4 et d'eau : cette ligne de mélange est liée à la sublimation des glaces de $\overline{CH_4:CO}$ restant sur place après la sublimation du N_2 (printemps - été), ou par la condensation directe de CH_4 sur le substrat d'eau plus froid (fin d'automne).

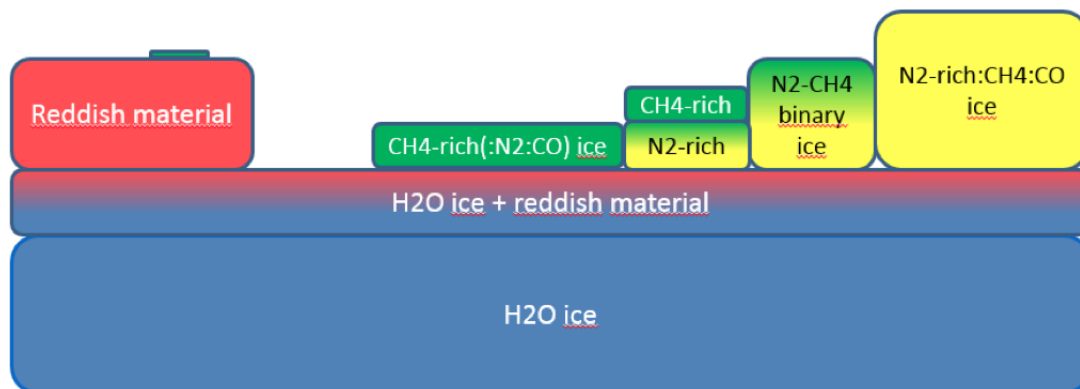


FIGURE 7.44 – Représentation schématique des différents composants à la surface de Pluton.

Toutes ces lignes de mélange convergent vers la glace d'eau (Fig. 7.41) ce qui permet de proposer (ou confirmer) que l'eau est bien le matériau formant le substrat et qu'elle est partiellement recouverte par les autres constituants (MRS, glace de CH_4 , glace de N_2) dans des proportions variables. Elle forme probablement la majorité de l'intérieur de Pluton, mais dû à la forte quantité de volatils présents en surface ainsi que de matériaux organiques, on ne peut l'apercevoir que sporadiquement, contrairement à Triton (Cruikshank *et al.*, 2000).

Ces résultats permettent de proposer une représentation de surface des matériaux de Pluton dans l'état actuel de la planète, c'est à dire pendant le printemps de l'hémisphère sud, l'automne dans l'hémisphère nord Fig. 7.44, ainsi qu'un schéma d'évolution global Fig. 7.45.

Une réanalyse détaillée des données spectrales ainsi que la modélisation des transitions sera nécessaire lorsque la calibration des données aura été améliorée. Ce travail peut toutefois déjà permettre d'orienter les modèles d'inversion globales pour obtenir des cartes d'abondance plus précises en leur fournissant de meilleures représentations de surface régionales, avec une description spatiale fine des différents matériaux. Ces résultats soulèvent aussi un ensemble de questions sur les processus d'évolution à la surface de Pluton et aideront à contraindre les modèles climatiques qui essaient de reproduire la distribution et l'état des volatils comme un résultat du cycle de sublimation/recondensation et des cycles de transport. Les cartes de distribution, bien que qualitatives pour le moment, sont importantes pour l'étude de la géomorphologie de la surface de Pluton et des processus associés, particulièrement grâce au processus de nettoyage des données via l'ACP qui a permis d'obtenir des cartes de composition avec une résolution spatiale compatible avec les données MVIC et même avec les images LORRI. En particulier, la corrélation de ces cartes avec l'altitude, la latitude, la pente ou l'orientation des surfaces et l'illumination journalière permettra de comprendre les paramètres qui contrôlent les processus menant à la distribution actuelle des matériaux de Pluton, et à leur mélange.

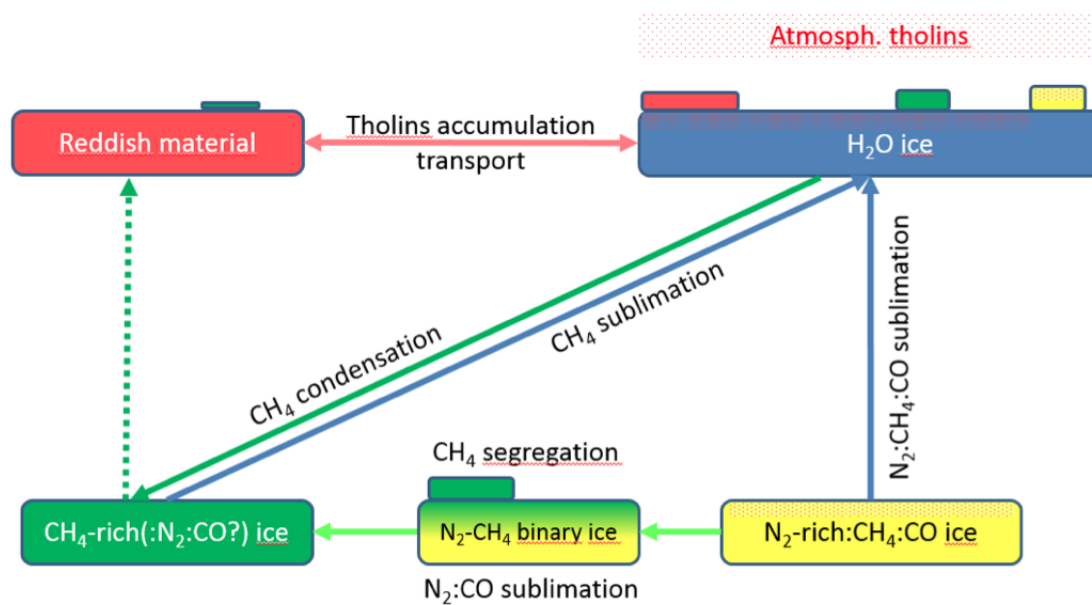


FIGURE 7.45 – Représentation des processus d'évolution des matériaux à la surface de Pluton ainsi que leur possible état de mélange.

CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES

Mars

La condensation du CO₂ à la surface de Mars produit des dépôts saisonniers avec une texture polycristalline dont les propriétés physiques contrôlent la spectre en réflectance. La caractérisation de la chimie et de la texture des dépôts saisonniers et la compréhension des phénomènes micro-physiques les affectant sont primordiaux, car ils sont les agents majeurs de modification de la surface martienne et sont, en contrôlant le bilan radiatif, un moteur important des phénomènes atmosphériques des régions polaires. Cette thèse consistait en la réalisation d'expérimentations pour comprendre ces processus microphysiques et discriminer parmi les théories proposées dans la littérature lesquelles correspondent aux processus effectivement à l'œuvre sur Mars..

Grâce aux données OMEGA, j'ai étudié la condensation précoce du CO₂ gazeux en avance de la nuit polaire au cours de l'hiver dans l'hémisphère sud. Cette condensation s'opère jusqu'à 14° de latitude sous la nuit polaire. L'inversion par modélisation d'un spectre en réflectance moyen de ces dépôts indique qu'une couche de glace de CO₂ très pure (moins de 140 ppm de contamination en glace d'eau ou en poussière), épaisse de quelques millimètres et couvrant la quasi-totalité du régolithe s'est formée sur le sol. La texture polycristalline transparente de la glace est attestée par de nombreux éléments : non-augmentation de la réflectance pour les zones recouvertes de glace par rapport aux zones nues et bandes d'absorption de la glace de CO₂ très importantes. Les conclusions que permettent de tirer ces observations sont différentes des conclusions établies par Brown *et al.* (2010) quand à une nature granulaire de la glace en se basant sur la profondeur de la bande à 2.28 μm. J'ai également reproduit expérimentalement la signature spectrale de ces dépôts (profondeur des bandes d'absorption et niveau de réflectance) en condensant du gaz de CO₂ sous forme polycristalline sur un substrat poussiéreux au sein de la cellule CarboN-IR.

Ensuite, j'ai étudié les possibles effets de l'enrichissement en gaz non-condensables aux pôles durant l'hiver par condensation de gaz de CO₂ à l'intérieur de la cellule sous forme pure, puis en présence de 20% de N₂. Les résultats préliminaires de ces expériences montrent

que la présence d'un gaz non-condensable modifie le régime de condensation du CO₂. Les grains ainsi formés sont plus petits. Les mesures spectroscopiques n'ont pas pu être réalisées du fait de la faible épaisseur des dépôts formés, mais cette texture plus granulaire produit sûrement une réflectance plus élevée.

La stratification engendrée lors de la sublimation des dépôts saisonniers entre les différents composants de ces dépôts a été étudiée via la simulation de ce processus à l'intérieur de la cellule CarboN-IR. Tout d'abord, la sublimation de glace de CO₂ avec de la glace d'eau en volume a montré une accumulation en surface de la glace d'eau par sublimation différentielle. La couche d'eau formée en surface de la glace de CO₂ est sans cohésion, et, à partir d'une certaine épaisseur, masque le signal du CO₂ dans la gamme proche-infrarouge. Cette expérience valide les précédentes études basées sur les données orbitales (Appéré, 2012) où l'inversion des spectres OMEGA montrait l'accumulation d'une fine couche d'eau à la surface du CO₂ avec une réapparition sporadique du signal de CO₂ interprétée par le balayage de cette couche de glace d'eau mobile lors de périodes de vents catabatiques.

Ensuite, j'ai étudié la sublimation de glace de CO₂, mais sous une forme polycristalline, avec une contamination en poussière. Cette expérience a montré plusieurs processus intéressants. Tout d'abord, la sublimation de la glace polycristalline se produit majoritairement au niveau des joints de grain, ce qui a pour conséquence de rendre la glace beaucoup plus diffusante et de remonter fortement son albédo. La remontée d'albédo produite via ce phénomène est comparable à celle qui peut être observée pour les dépôts saisonniers durant le printemps, lorsque ceux-ci se subliment. Cette sublimation a été réalisée dans des conditions parfaitement analogues à Mars, ce qui laisse penser que ce processus pourrait être le processus majeur de remontée d'albédo durant le printemps. Ce processus a l'avantage de pouvoir se produire partout où la glace de CO₂ est présente à la surface de Mars et est exposée au Soleil ce qui n'est pas le cas des théories généralement avancées pour expliquer cette remontée d'albédo (contamination de surface en eau possible surtout au nord, fort contamination poussiéreuse plutôt valable dans les régions cryptiques ...). Ensuite, ces expériences ont montré que la poussière contenue en volume dans la glace polycristalline avait tendance à descendre à l'intérieur d'elle, et non à être expulsée vers la surface. Cela est en accord avec les modèles qui proposaient ce genre d'évolution pour la poussière en volume (Portyankina *et al.*, 2010).

Les perspectives en terme d'expérimentation sont nombreuses, et certaines nécessiteraient des modifications importantes de la cellule expérimentale. Tout d'abord, il faudrait refaire l'expérience de condensation du CO₂ pur et en présence de gaz non-condensables pour produire un échantillon assez épais qui soit caractérisable spectroscopiquement pour valider l'augmentation de réflectance due à la texture plus granulaire de l'échantillon formée en présence de gaz non condensable. Ensuite, la nouvelle cellule, beaucoup plus large, permettra d'atteindre des angles de phase beaucoup plus importants que dans la première cellule et permettra de réaliser les premières mesures photométriques sur la glace polycristalline de CO₂. Ces mesures pourraient ensuite être comparées avec des observations CRISM notamment. Ces observations photométriques contraindront notamment les modèles sur la fonction de phase à adopter pour représenter le comportement photométrique des glaces transparentes à texture compacte. Enfin, l'expérience d'accumulation de

la couche de glace d'eau réalisée à la surface du CO₂ pourrait être refaite avec une texture polycristalline transparente pour le CO₂ et avec la possibilité de tester la condensation de vapeur d'eau à la surface de cette glace. Cette expérience permettrait de comparer l'augmentation de réflectance obtenue par condensation de glace d'eau en surface de la glace polycristalline de CO₂ ou par accumulation de glace d'eau à la surface avec les mesures spectroscopiques des dépôts saisonniers et quantifier la capacité d'un tel processus à faire augmenter la réflectance, qui pourra être mis en regard de la sublimation aux joints de grains. L'étude de la forme des bandes d'absorption de la glace d'eau, majoritairement contrôlées par la taille de grain, donnera également une indication sur lequel des deux processus (accumulation de grains du volume en surface ou condensation) est le phénomène majoritaire participant à la construction de la couche de glace d'eau. L'injection de vapeur d'eau dans la cellule expérimentale demande une modification du trajet actuel d'injection des gaz, qui est inutilisable pour la vapeur d'eau, qui se condenserait bien en amont de la cellule sur les parois froides du tuyau d'acheminement. La cellule pourrait enfin être améliorée pour pouvoir mesurer les gradients de température au sein des échantillons de glace de CO₂. Cela pourrait être effectué grâce à un dispositif de thermocouples, et avait été étudié dans le cadre de CarboN-IR. Mais la mise en place d'un tel dispositif est extrêmement compliqué au vu des contraintes de pression exigées par la cellule expérimentale.

Au niveau observationnel, la caractérisation de la phase de condensation doit être complétée par des observations spectroscopiques (OMEGA ou CRISM) supplémentaires. L'inversion systématique des propriétés physiques des condensats, notamment leur épaisseur en fonction de la latitude, peut donner de fortes contraintes aux modèles de climat sur la vitesse de croissance de la couche de glace et son épaisseur. La comparaison zone-à-zone des propriétés spectroscopiques des dépôts saisonniers pendant leur phase de condensation et au printemps permettrait de comprendre quelle contamination se produit durant l'hiver et celles se produisant durant le printemps. Enfin, les mesures spectroscopiques sont également le moyen privilégié pour étayer la proposition de sublimation aux joints de grains durant le printemps. Des mesures de ce type réalisées dans une zone de contamination en poussière et en glace d'eau minimale qui montreraient une diminution du parcours optique moyen des photons dans la glace seraient un bon moyen de le démontrer. Ces mesures pourraient être complétées par des mesures à haute résolution, notamment par HiRISE, afin d'écarter le rôle de certains processus dans le phénomène de remontée d'albédo (fracturation thermique notamment).

Pluton

La compréhension du climat plutonien est bien inférieure à celle de son homologue martien. L'instantané de l'état de surface fournit par la sonde New Horizons ne peut pas permettre à lui seul de mesurer certains effets temporels de la surface. Dans ce cadre, l'étude des mesures télescopiques au sol reste le moyen principal d'accès à l'évolution de la composition et de l'état de surface de Pluton sur une grande durée de temps. Le jeu des données IRTF, grâce à leur couverture depuis 15 ans du cycle des volatils sur Pluton, offre la possibilité de quantification de l'évolution des volatils à la surface. Les modélisations en transfert radiatif que j'ai effectuées sur ces données permettent de dresser un portrait robot de la distribution des espèces chimiques à la surface de Pluton. Ces modélisations montrent que la présence de glace d'eau en tant que composé chimique spatialement ségrégué est

nécessaire pour l'ajustement correct des continuums du CH_4 , ce qui n'avait jamais pu être démontré jusqu'à présent. La représentation de surface obtenue par ces modélisations est en accord avec les résultats obtenus par l'analyse des données LEISA et pourra servir de base pour une modélisation spectre-à-spectre des données IRTF.

L'arrivée de la sonde New Horizons sur Pluton a fourni une énorme quantité de données sur la planète. L'analyse des données de spectro-imagerie a permis de mettre sur pied des cartes qualitatives de composition globale qui sont cohérentes avec les cartes de composition quantitatives obtenues par Protopapa *et al.* (2016) par inversion des données à l'aide d'un modèle de Hapke. Les espèces chimiques ayant été analysées sont le N_2 , le CH_4 , le CO , la glace d'eau et le matériau rouge-sombre. La répartition des espèces chimiques à la surface suit un motif particulier :

- **La glace d'eau** : Sa présence est confirmée par les données LEISA. Elle a été d'abord mise en évidence par l'intégration des bandes à $1.5 \mu\text{m}$ et à $2 \mu\text{m}$. Cependant, la présence de ces bandes dans les spectres caractéristiques du MRS, soit par hydratation du matériau, soit par mélange géographique spatial avec ce composant, rend difficile l'identification de la glace d'eau et retourne un signal positif pour des zones où elle est potentiellement absente. Un indicateur spectral caractéristique a donc été mis au point qui, corrélé avec la pente spectrale dans le visible (instrument MVIC), permet de bien mieux discriminer la glace d'eau et le MRS. Cet indicateur spectral a permis de dresser la carte de la glace d'eau sur Pluton, et l'identification de deux pôles distincts à la surface, l'un localisé dans le cratère Pulfrich, très pur, et le second dans Virgil Fossa, indiquant une contamination en poussière de la glace d'eau à cet endroit.
- **Le MRS** : ce matériau se situe principalement sur une bande équatoriale et est identifié, de la même façon que la glace d'eau, par un indicateur spectral optimisé pour le séparer de celle-ci et des composés plus volatils de la surface. La région de Cthulhu Regio est la zone de concentration maximale de ce matériau. Cette région est recouverte par une couche dont l'épaisseur n'est pas encore connue avec certitude. Ce matériau est sans doute mobilisable par le vent et une contamination des glaces de la partie ouest de Sputnik Planitia a pu être mise en évidence. L'analyse spectroscopique du comportement du MRS dans la gamme visible - proche-infrarouge effectuée avec les données MVIC montre qu'il existe à la surface de Pluton deux types différents de MRS. Les problèmes de calibration spectro-photométriques et le manque de caractéristiques spectroscopiques claires pour ce matériau empêchent pour l'instant toute identification chimique certaine.
- **Glaces volatiles** : Des cartes qualitatives des glaces de N_2 , CH_4 et CO ont été établies, principalement à partir d'intégrales des bandes de ces matériaux. Les trois glaces volatiles à la surface de Pluton forment un mélange ternaire dont le signal spectroscopique est très délicat à interpréter, amenant même à la disparition de certaines bandes d'absorption (notamment celle à $2.15 \mu\text{m}$ du N_2) alors que le composé peut être présent majoritairement à la surface! Les modélisations en transfert radiatif sont donc le moyen privilégié d'obtenir une information quantitative sur les matériaux. En terme de répartition, le signal spectroscopique du méthane se retrouve un peu partout sur l'hémisphère de rencontre, à l'exception de Cthulhu Regio, le signal de la glace de N_2 se retrouve principalement dans Sputnik Planitia et sur une bande

de latitude 35 - 55 ° N et le signal spectroscopique de la glace de CO est globalement corrélé à celui de la glace de CH₄.

- **Différence entre les phases $\overline{\text{N}}_2\text{:CH}_4$ et $\overline{\text{CH}}_4\text{:N}_2$** : Leur séparation est effectuée à partir de 3 indices : le décalage en longueur d'onde des bandes du CH₄, la présence de la bande à 1.69 μm de la phase $\overline{\text{CH}}_4\text{:N}_2$ et l'anti-corrélation entre la distribution de ces deux phases. La phase $\overline{\text{N}}_2\text{:CH}_4$ est majoritairement présente à l'intérieur de Sputnik Planitia et sur une bande de latitude 35 - 55 ° N. La phase $\overline{\text{CH}}_4\text{:N}_2$ est surtout présente dans les régions polaires nord.

Les relations géographiques entre ces différents composants et les lignes de mélange qui les relient, représentatives des processus de surface, ont également été analysées. Elles indiquent une sublimation séquentielle et différentielle de la glace N₂:CH₄:CO. La convergence de l'ensemble des lignes de mélange vers les pôles de glace d'eau indique que celle-ci est présente sur l'intégralité de la surface de la planète en tant que substrat. Elles précisent le rôle de contaminant en surface du MRS sans toutefois donner d'indices quand à son mode de formation. Ce domaine reste à explorer via notamment la formation, en laboratoire, d'analogues chimiques et spectroscopiques satisfaisants de ces matériaux.

Il existe de très nombreuses pistes de recherche à explorer à partir des données LEISA. Tout d'abord, je n'ai utilisé que deux cubes hyperspectraux sur l'ensemble du jeu de données acquis par la sonde lors de son survol. Deux cubes hyperspectraux acquis avant ceux utilisés pour l'étude présentée dans cette thèse couvrant chacun les 2/3 de la surface pourront être utilisés pour construire un cube global qui s'affranchira de la quasi-totalité de l'effet de sourire spectral qui affecte pour l'instant le centre du cube hyperspectral reconstruit et induit des erreurs dans la mesure du décalage des bandes de CH₄ notamment et a une grande influence sur le calcul de l'ACP.

Une autre piste intéressante est la modélisation systématique de spectres le long des lignes de mélange pour d'une part comprendre le type de mélange (spatial, intime, stratification, moléculaire) qui a lieu et le processus qui le produit. Ce qui permettra de mieux comprendre les processus climatiques d'évolution de la surface. Ces modélisations permettront aussi de mieux définir les représentations de surface et donc de mieux inverser les spectres et d'en extraire plus précisément les paramètres quantitatifs : abondances et tailles de grain.

Les canaux à haute résolution spectrale des données LEISA n'ont également pas été utilisées en raison de leur calibration approximative à l'heure de l'écriture de cette thèse. Ces données offrent un potentiel très intéressant pour l'étude de la répartition de la phase glacée $\overline{\text{N}}_2\text{:CH}_4$ grâce à une meilleure résolution de la bande du N₂ à 2.15 μm, et pourraient éventuellement fournir des cartes de température de la surface grâce à la sensibilité de la largeur et de la forme de cette bande à ce paramètre. Durant ma thèse, j'ai commencé l'étude des données à haute résolution spatiale, dont un cube couvre environ un quart de la largeur de l'hémisphère de rencontre. Ces données à haute résolution spatiale ont été exploitées et ont fourni des cartes de composition chimique d'une grande qualité. Ces données sont primordiales pour à détailler la composition des structures géologiques, mais je n'ai pas pu les inclure dans ma thèse car les données ne sont pas encore officiellement publiées et sont encore sous embargo de la NASA.

Une étude très intéressante à mener serait la corrélation de la topographie avec la composition chimique. Les dépôts de glace volatile, étant liés aux pressions de vapeur

saturantes des gaz et à leur pression partielle dans l'atmosphère, doivent probablement s'effectuer de manière différentielle avec l'altitude. L'azote devrait avoir une condensation préférentielle dans les zones de dépression topographique, ce qui se retrouve sur certaines cartes du N_2 notamment, où l'occurrence de la glace est reliée avec la présence de fond de cratères le méthane étant prépondérant plus généralement sur leurs bords.

Les techniques de réduction du bruit spectral et d'amélioration de la qualité des données restent dans leur majorité à être explorées. L'utilisation de l'ACP dans cette thèse a été préférée par son implémentation au sein du logiciel ENVI et son utilisation simple, mais sa capacité à réduire le bruit spectral et à discriminer les signaux spectraux reste toute relative et des techniques de déconvolution et de reconstruction du signal beaucoup plus performantes restent à explorer : traitement du signal avec la méthode des ondelettes, analyse en composante indépendante etc ... Une étude systématique de l'efficacité de ces techniques de débruitage a été entreprise par Rémi Côte, et permettront à l'avenir d'optimiser la qualité des données.

Enfin, la calibration des données en elle-même va être fortement améliorée avec une campagne d'acquisition de champs plats qui devrait améliorer la calibration spectro-photométriques des données de spectro-imagerie et qui permettra notamment de calibrer de façon bien plus satisfaisante la voie haute-résolution de l'instrument.

New Horizons nous permettra alors de découvrir encore un peu plus les mystères de l'infini et au-delà ...

ANNEXE A

MODÈLE NUMÉRIQUE DE LA CELLULE CARBON-IR

La mise au point d'un modèle numérique de l'environnement radiatif de la cellule Carbon-NIR doit permettre de reproduire et comprendre les expériences réalisées au sein de la cellule expérimentale. À terme, il doit également pouvoir permettre le développement de nouvelles cellules, qui fonctionneront avec toujours plus d'analogie par rapport à la surface martienne. Les buts sont multiples :

- Calculer le bilan radiatif de la cellule afin de mieux connaître les termes du bilan radiatif.
- Proposer des améliorations à la cellule expérimentale : meilleure conduction thermique, meilleure répartition des flux radiatifs.
- Proposer une simulation numérique d'un échantillon à l'intérieur de la cellule en fonction de ses paramètres physiques : porosité, teneur en contaminants (poussière), flux radiatif auquel il est soumis etc ...

Au sein de cette annexe je présente le travail réalisé sur ce modèle numérique, qui n'est encore qu'en phase d'expérimentation. Il se découpe en 3 parties : 1) le bilan radiatif à l'intérieur de la cellule, 2) la simulation des profils d'absorption de l'énergie incidente dans des échantillons granulaire de glace d'eau ou de CO₂ et 3) la simulation d'échantillons soumis à un flux incident via un modèle thermodynamique de comète adapté à notre cas.

A.1 Module 1 : Bilan radiatif de la cellule

Le calcul de ce modèle s'effectue sous IDL. Ce code s'appuie sur les premiers calculs d'angles solides ayant été réalisés par Grisolle (2013) en corrigeant certains aspects et prend en compte les paramètres physiques influençant les termes radiatifs, qu'ils soient directionnels ou spectraux.

A.1.1 Équation générale

Le bilan radiatif de la cellule a la même structure que le bilan radiatif des dépôts saisonniers martiens. On se place ici dans le cas où la glace de CO₂ est présente sur le fond de la cellule. L'équation du bilan radiatif de la cellule est la suivante :

$$Bilan = \underbrace{\frac{\Omega_{cu}}{2\pi} \int_{\theta} \epsilon_{cu,\theta} \sigma T_{cu}^4 d\theta}_{F_{cuivre}} + \underbrace{\frac{\Omega_i}{2\pi} \epsilon_i \sigma T_i^4}_{F_{inox}} + \underbrace{\frac{\Omega_s}{2\pi} \int_{\lambda} \epsilon_{s,\sigma} \sigma T_s^4 d\lambda}_{F_{saphir}} - \underbrace{\int_{\lambda} \epsilon_{CO_2,\lambda} \sigma T_{CO_2}^4 d\lambda}_{F_{CO_2}} \quad (A.1)$$

Dans cette équation, $\Omega/2\pi$ représente la fraction de l'angle solide hémisphérique vu par un point de la surface, ϵ représente l'émissivité des matériaux considérés (nombre sans unité), σ est la constante de Stefan-Boltzmann et T est la température des différents éléments. Carbo-NIR est une cellule quasi isotherme : moins d'un degré de différence entre le bas de la cellule et le haut (à vérifier quand on aura les sondes PT-100 installées). Toutes les températures des éléments de la cellule seront fixées à 148.15 K excepté pour la température du couvercle en saphir de celle-ci. J'ai supposé un ΔT défavorable de $+1K$ entre la vitre de saphir et le cuivre de la cellule (non mesuré) qui pourrait être dû à un contact imparfait entre la vitre et le cuivre via le joint en indium. Décrivons maintenant les différents termes d'émissivité puis d'angle solide.

A.1.2 Propriétés radiatives des différents éléments de la cellule

Les différents éléments de la cellule ont été choisis pour leur propriétés radiatives afin d'émettre un minimum de flux sur l'échantillon pour que sa croissance se réalise dans des conditions de bilan radiatif négatif à sa surface.

Le cuivre

Le cuivre compose la majeure partie de la cellule et compose la majorité de la surface rayonnant sur l'échantillon. Il a une émissivité spectrale globalement constante, mais une émissivité directionnelle qui varie beaucoup. La valeur de cette constante est en revanche difficile à connaître car elle est très sensible à l'état d'oxydation du cuivre. Ainsi, du cuivre très poli et non oxydé peut avoir une émissivité qui descend jusqu'à 0.03. En revanche, du cuivre très oxydé, non poli, pourra voir son émissivité monter jusqu'à 0.7. Dans la cellule, les parois de la cellule ont été polies lors de sa conception, mais l'état d'oxydation du cuivre est totalement inconnu. J'ai considéré que le cuivre devait être dans un état très léger d'oxydation et aurait une émissivité de 0.12. Le second point critique est la fonction d'émissivité directionnelle du cuivre : le cuivre n'émet pas de la même façon dans toutes les directions. De 0.12 en conditions d'observations normales, l'émissivité augmente jusqu'à 1 pour les angles d'émergence voisins de 87° . Il n'existe pas de courbes d'émissivité de référence pour le cuivre en fonction des conditions d'oxydation de sa surface et j'ai donc paramétrisé une fonction synthétique représentant l'émissivité directionnelle du cuivre respectant les deux contraintes indiquées ci-dessus. Cette courbe d'émissivité est représentée par l'équation suivante :

$$\epsilon_{0-87} = \frac{0.5}{\sqrt{\delta} + 0.05} \quad (A.2)$$

$$\epsilon_{87-90} = (90 - \delta) \times 0.35 \quad (A.3)$$

avec δ l'angle d'émergence par rapport à la normale à la surface du cuivre. La fonction est représentée sur la Fig. A.1.

La forte dépendance directionnelle de l'émissivité du cuivre, et la possibilité pour l'échantillon de voir la surface des parois avec un angle important (quand la glace de CO₂ se trouve très près du bord) contraignent à réaliser l'intégration de l'angle solide des parois en cuivre de la cellule avec l'intégration de la fonction d'émissivité. Cette intégration est décrite dans la section suivante.

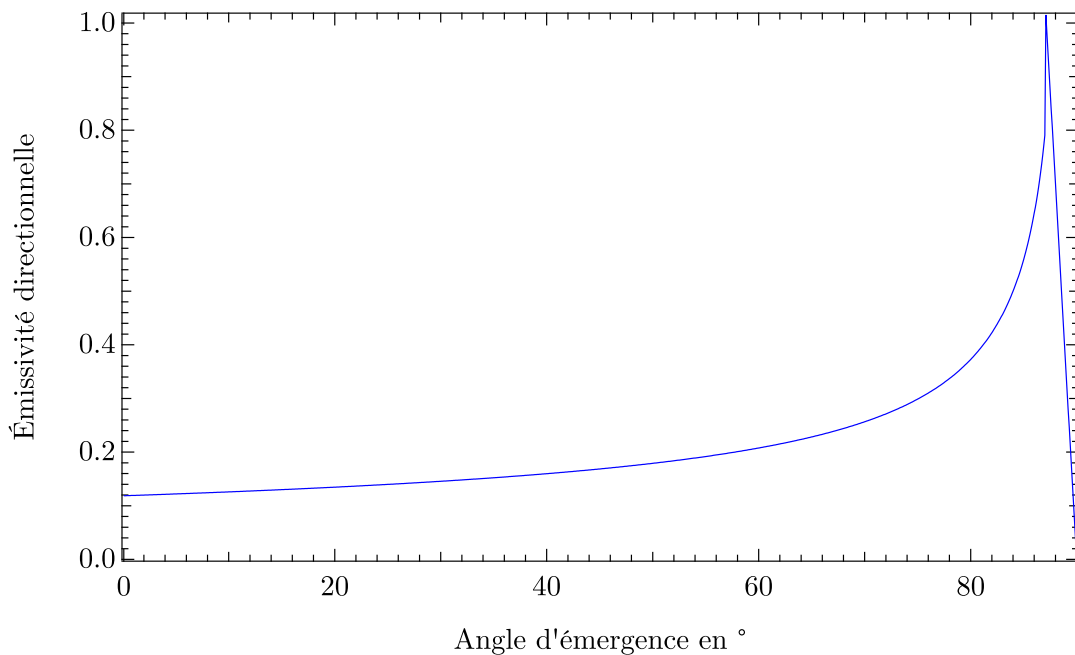


FIGURE A.1 – Fonction d'émissivité directionnelle synthétique du cuivre.

Le saphir

Le saphir a une transmission de 85 % entre 200 nm et 4 μm . La Fig. A.3 montre l'émissivité spectrale du cuivre dans une plus grande gamme spectrale. Le flux est coupé entre 4 et 12 μm .

L'inox

L'inox a le même comportement émissif que le cuivre : son émissivité varie fortement en fonction de son état d'oxydation et de l'angle d'émergence sous lequel il est observé. Dans notre cas, l'inox de la cellule est très peu oxydé et affiche un état de surface proche de son état lors de sa fabrication. Ensuite, je n'ai pas considéré de fonction directionnelle pour l'émissivité de l'inox car les échantillons à l'intérieur de la cellule dépassaient rarement les 3 - 4 cm de hauteur limitant les angles d'émergence à 63°. J'ai donc considéré que le flux issu de l'inox était toujours reçu de façon normale par la surface et j'ai attribué comme valeur de référence 0.25, qui correspond à une estimation haute de la valeur de son émissivité normal pour un état peu oxydé et poli.

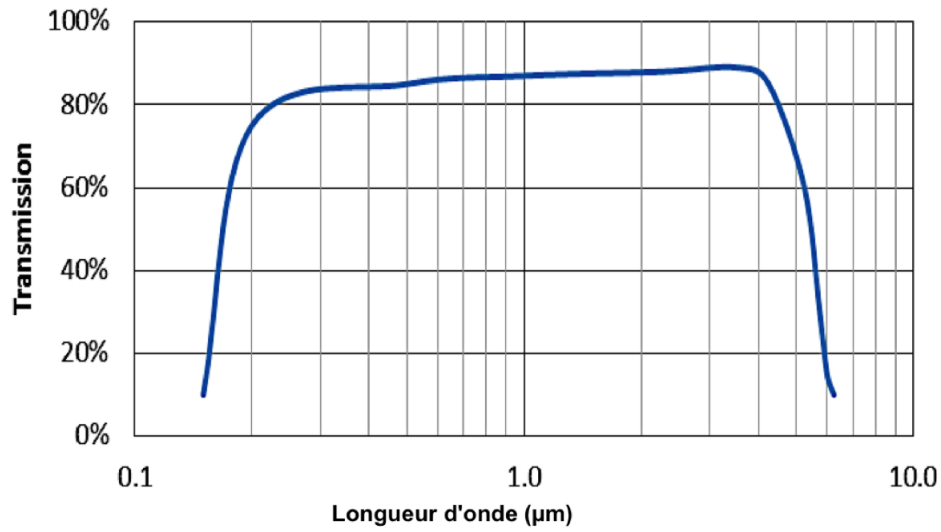


FIGURE A.2 – Emissivité spectrale du saphir entre 150 et 6 μm . D'après Grisolle (2013).

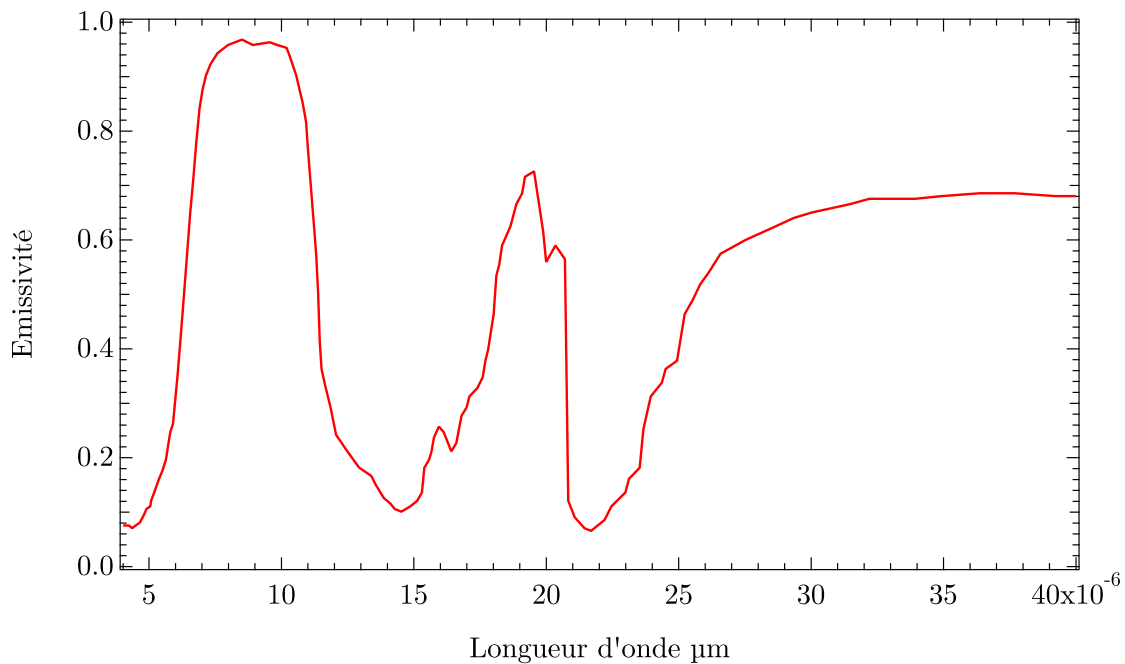


FIGURE A.3 – Emissivité spectrale du saphir.

Glace de CO_2

Pour la glace de CO_2 , l'émissivité varie en fonction de la longueur d'onde et de la taille de grain. La Fig. A.4 représente la variation de l'émissivité en fonction de la longueur d'onde et de la taille de grain. Pour l'ensemble des simulations réalisées j'ai pris en compte une taille de grain de 200 μm pour la neige de CO_2 , basé sur les mesures microscopiques et les inversions de spectres synthétiques du chapitre 4.

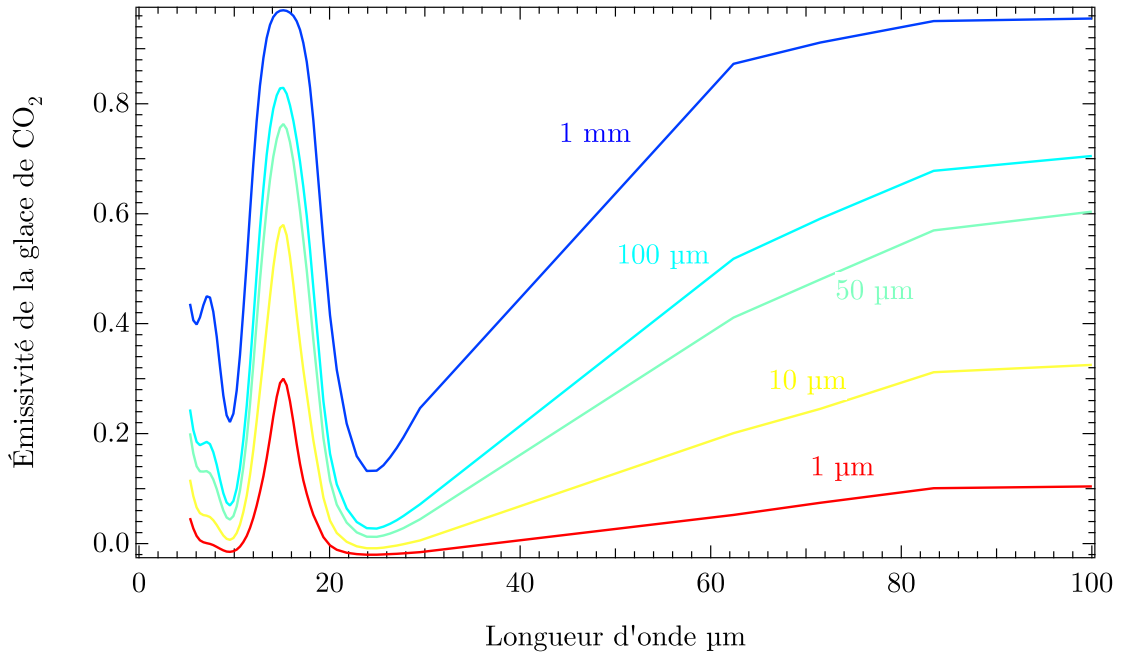


FIGURE A.4 – Émissivité spectrale de la glace de CO₂ (porosité = 50 %) pour différentes tailles de grain, simulation réalisée avec Spectrimag.

A.1.3 Intégration des angles solides

Pour le calcul des angles solides de l'in \bar{o} x et du saphir, j'ai utilisé la méthode fournie par Grisolle (2013) d'après des équations de Timus *et al.* (2007), que j'ai reportée ci-dessous. J'ai apporté quelques modifications à ces calculs en permettant notamment le calcul aux valeurs limites. L'expression mathématique de l'angle-solide sous-tendu à un disque source par un point de l'espace est la suivante :

$$\Omega(r, z, m, a) = \pi[1 + \text{sgn}(a - r)] - \frac{zk}{\sqrt{ar}}K(k) + 2\xi E(k) - 2 \sum_{j=1}^m a_{2j}(k)t_{2j}(\xi) \quad (\text{A.4})$$

où

$$a_{2j} = \frac{(2j-3)!!}{(2j)!!} [2jK(k) - (2j-1)E(k)]k'^{2j} \quad (\text{A.5})$$

et la relation de récurrence est :

$$t_{2j}(\xi) = \frac{2j-1}{2j} t_{2(j-1)}(\xi) - \frac{1}{2j} \sin^{2j-1}(\xi) \cos(\xi) \quad (\text{A.6})$$

avec

$$t_2(\xi) = \frac{\xi - \sin \xi \cos \xi}{2} \quad (\text{A.7})$$

Dans l'Eq.A.20, r représente la distance entre le centre du disque et le projeté du point sur le plan du disque, z représente la hauteur entre le point et le disque, m représente le nombre d'itérations choisi pour la suite et a représente le rayon du disque. $K(k)$ et $E(k)$ sont les intégrales du premier et du second type et leurs modules k et ξ se calculent comme suit :

$$k^2 = \frac{4ar}{z^2 + (r + a)^2} \quad (\text{A.8})$$

$$\xi = \arctan \left| \frac{z}{r - a} \right| \quad (\text{A.9})$$

Le module complémentaire k' est défini comme :

$$k' = \sqrt{1 - k^2} \quad (\text{A.10})$$

enfin, la fonction sgn est définie comme :

$$sgn(a - r) = \begin{cases} -1 & \text{pour } r > R \\ 0 & \text{pour } r = R \\ 1 & \text{pour } r < R \end{cases}$$

Cas particuliers

Trois cas particuliers se présentent à cette équation. Tout d'abord, si $z = 0$, $\xi = 0$ dans l'Eq. A.9 et tous les termes de l'Eq. A.20 disparaissent sauf le premier. On obtient :

$$\Omega(r, z = 0, m, a) = \pi[1 + sgn(a - r)] \quad (\text{A.11})$$

Ensuite, à la limite du cylindre formé par notre disque, $r = a$. L'équation devient alors :

$$\Omega(r = a, z, m, a) = \pi - \frac{zk}{\sqrt{ar}} K(k) = \pi - \frac{2z}{\sqrt{z^2 + 4a^2}} K(k) \quad (\text{A.12})$$

Enfin, au niveau de l'axe de symétrie du disque ($r = 0$), $k = 0$, $K(0) = \frac{\pi}{2}$ et $\sin \xi = \frac{-z}{\sqrt{z^2 + a^2}}$. On obtient :

$$\Omega(r = 0, z, m, a) = 2\pi \left(1 - \frac{z}{\sqrt{z^2 + a^2}}\right) \quad (\text{A.13})$$

A.1.3.1 Illustration graphique des angles calculés

La Fig. A.5 présente la valeur des angles solides observés par la surface de l'échantillon pour une hauteur de celui-ci de 4 cm à l'intérieur de la cellule.

Contrairement aux angles solides du saphir et de l'inox, celui du cuivre de va pas pouvoir être calculé aussi simplement. On pourrait, en chaque point, obtenir la valeur de cette angle par simple soustraction de l'angle solide hémisphérique, 2π sr, par l'addition des angles solides de l'inox plus du saphir. Seulement, la forte variation directionnelle de

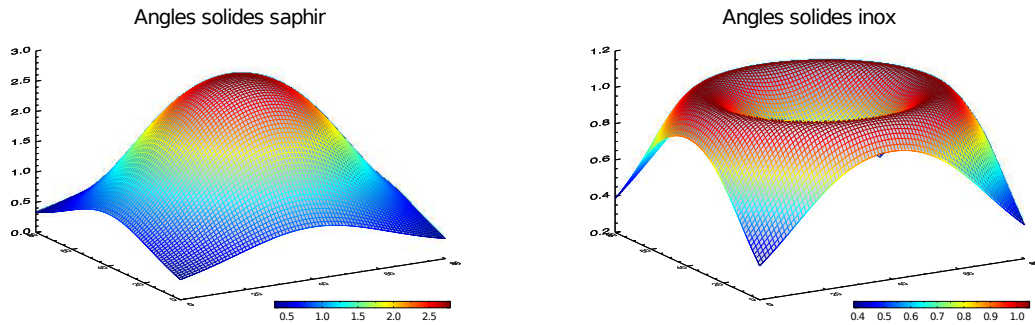


FIGURE A.5 – Angles solides du saphir et de l’inox calculés pour un échantillon de 4 cm de hauteur. L’angle solide du saphir est calculé à partir de l’équation définie ci-dessus alors que l’angle solide de l’inox est obtenu en soustrayant l’angle solide d’un disque de 8 cm de diamètre avec celui d’un disque de 6 cm de diamètre. Attention, l’échelle dans les deux cas est différente !

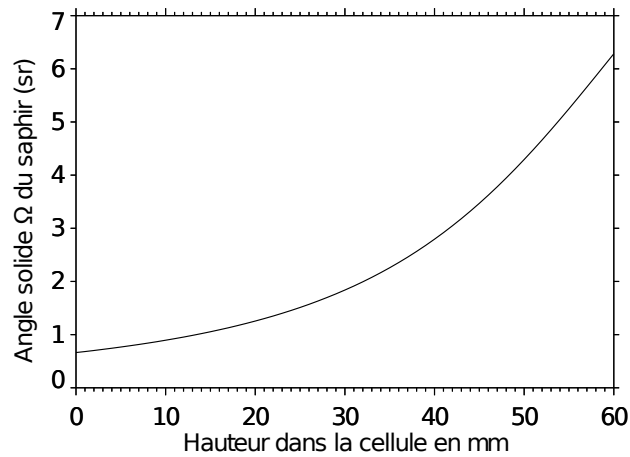


FIGURE A.6 – Variation de l’angle solide avec lequel la fenêtre en saphir est vue au centre de la cellule par l’échantillon en fonction de la hauteur de la surface de celui-ci dans la cellule.

l’émissivité du cuivre oblige à l’intégration de celle-ci dans le même temps que l’intégration spectrale du rayonnement. La section suivante présente l’intégration analytique de l’angle solide du cuivre et de l’émissivité spectrale de celui-ci.

A.1.4 Intégration de l’angle solide élémentaire du cuivre

Afin de déterminer l’angle solide du cuivre, on va exprimer sa valeur en se plaçant dans une base cylindrique $(\vec{e}_r, \vec{e}_\theta, \vec{e}_z)$ pour paramétriser une surface élémentaire vue par un point de l’échantillon. La représentation de cette base est sur la Fig. A.7. Les paramètres gouvernant cette intégration sont les suivants :

- H la hauteur du cylindre
- R le rayon de la cellule
- r' la distance du point considérée par rapport à l’axe de révolution de la cellule
- ϕ l’angle d’inclinaison verticale de la surface élémentaire dS considérée et α l’angle d’inclinaison horizontale par rapport à \vec{e}_r .

- z l'altitude de la surface dS .
- $\rho(\theta)$, $\mathcal{L}(\theta)$ sont des longueurs dépendant de la position relative de la surface dS avec le point échantillon.

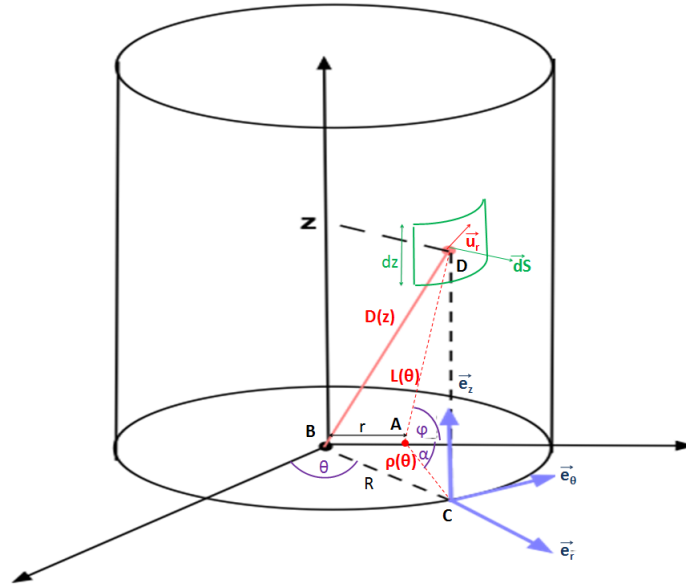


FIGURE A.7 – Angle solide du cuivre calculé à partir de l'intégration analytique.

L'angle solide élémentaire se définit par $d\Omega = \frac{d\vec{S} \cdot \vec{u}_r}{\mathcal{L}^2(\theta)}$ que l'on exprime en fonction des angles de projection θ et α :

$$d\Omega = \frac{dS \cos(\theta) \cos(\alpha)}{\mathcal{L}^2(\theta)} \quad (\text{A.14})$$

Les différents termes de cette expression doivent alors être exprimés :

$$dS = R d\theta dz \quad (\text{A.15})$$

et

$$\cos\theta = \frac{\rho(\theta)}{\mathcal{L}(\theta)} \quad (\text{A.16})$$

En utilisant le théorème d'Al-Kashi au triangle ABC on trouve que :

$$\rho^2(\theta) = r^2 + R^2 - 2rR \sin(\theta) \quad (\text{A.17})$$

Par le théorème de Pythagore au triangle BCD on a :

$$L^2(\theta) = \rho^2(\theta) + z^2 \quad (\text{A.18})$$

Par la même utilisation du théorème d'Al-Kashi il vient après calcul :

$$\cos(\alpha) = \frac{R - r \cos(\theta)}{\sqrt{r^2 + R^2 - 2rR \sin(\theta)}} \quad (\text{A.19})$$

On obtient au final :

$$d\Omega(\theta, z) = \frac{R(R - r \sin(\theta))dzd\theta}{(z^2 + r^2 + R^2 - 2rR \sin(\theta))^{\frac{3}{2}}} \quad (\text{A.20})$$

On intègre ensuite cette quantité suivant z entre 0 et H ce qui nous fournit un angle solide élémentaire angulaire d'expression :

$$d\Omega(\theta) = \frac{H \times R(R - r \sin(\theta))d\theta}{\sqrt{(H^2 + r^2 + R^2 - 2rR \sin(\theta))(r^2 + R^2 - 2rR \sin(\theta))}} \quad (\text{A.21})$$

La valeur de l'angle solide du cuivre en fonction de la position du point de la surface de l'échantillon considérée, pour une hauteur de 4 cm dans la cellule, est représenté sur la Fig. A.9.

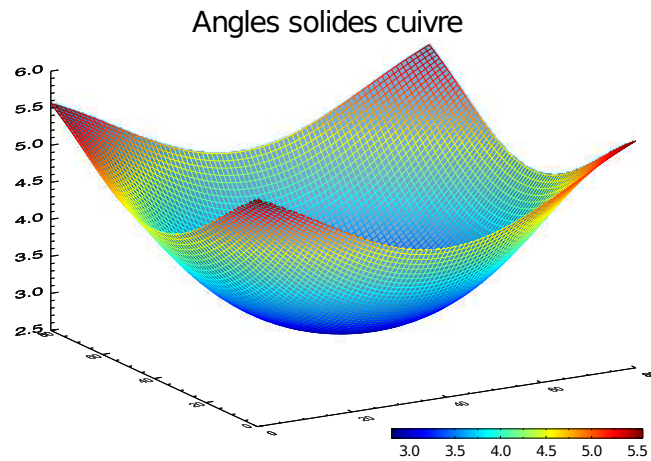


FIGURE A.8 – Angle solide du cuivre calculé à partir de l'intégration analytique.

A.1.5 Bilan quantitatif

Une fois chacun des flux de l'équation A.1 calculé à l'aide de son émissivité spectrale, de sa température et de son angle solide considéré, la somme des différents flux produit le bilan radiatif total de la cellule reporté sur la Fig. A.9 pour différentes hauteurs d'échantillon dans la cellule. Les principales informations apportées par ce bilan radiatif sont les suivantes :

- Le bilan radiatif est négatif sur l'ensemble de la surface de l'échantillon. Ce résultat valide l'analogie radiative de la cellule avec l'environnement martien.
- La forme du bilan radiatif explique la forme convexe des échantillons formés sur le fond de la cellule lors de condensations, notamment les échantillons ayant été créés par Grisolle (2013) : le point le plus négatif radiativement se trouve au centre de la cellule, et c'est là où sont observés les premiers grains lorsque le CO_2 condense.

- Les parois de la cellule ne sont pas des endroits favorables à la condensation de CO_2 **en équilibre**. Toutefois, comme je l'ai montré au cours de mes expériences, les surfaces des parois proches de l'injection du CO_2 dans la cellule ou lorsque le fond de la cellule est recouvert de poussière deviennent alors des endroits propices à la condensation du CO_2 .

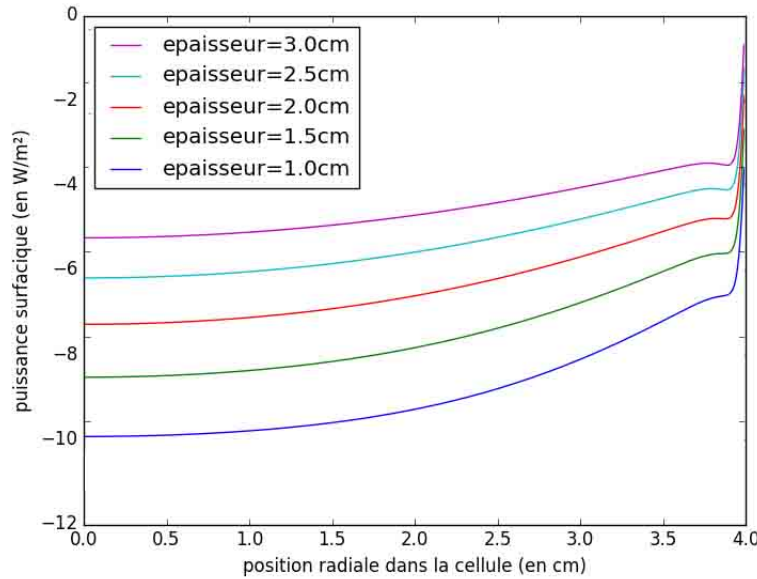


FIGURE A.9 – Bilan radiatif dans la cellule pour différentes hauteurs de celui-ci dans la cellule.

A.2 La sublimation des échantillons : éclairage par la lampe hallogène

Quel est le flux reçu par l'échantillon lorsqu'il est éclairé par la lampe hallogène ? Cette lampe a un filament qui est chauffé à la température de 2850 K. On va donc pouvoir considérer la lampe comme un corps noir émettant dans un demi espace libre un flux d'énergie de surface F_{lampe} quantitativement estimable par la loi de Stefan Boltzmann :

$$F_{lampe} = \sigma T^4 = 3.7411 \times 10^6 \text{ W.m}^{-2} \quad (\text{A.22})$$

À une distance D , l'énergie émise par la lampe est la même, mais distribuée sur une plus grande surface. Le filament de la lampe hallogène est un cylindre de dimensions 4x1 mm dont la surface est comparable à une sphère de rayon 1.2 mm. La loi de conservation d'énergie permet d'écrire :

$$4\pi r^2 F_{lampe} = 4\pi D^2 F_{inc} \quad (\text{A.23})$$

Avec $r = 1.2\text{mm}$ le rayon du filament de la cellule. Il vient donc :

$$F_{inc} = F_{lampe} \left(\frac{r}{D} \right)^2 \quad (\text{A.24})$$

Pour une distance de 10 cm, on obtient un flux de 538.56 W.m^{-2} . La distance de 10 cm correspond à la distance entre le filament de la lampe, et le bas de la deuxième fenêtre en saphir (haut de la cellule), et correspond donc à un échantillon de 10 cm de haut. Ce flux est pondéré par la transmission des deux vitres en saphir que le flux traverse : entre 200 nm et 4000 nm, elles ne laissent passer que 70% du flux. Le flux lumineux arrivant à la surface est donc de 377 W.m^{-2} . Ce flux est très proche de la valeur réellement reçue par les dépôts saisonniers lors du printemps sur Mars. La Fig. A.10 présente la variation du flux solaire incident pour la latitude $= 70^\circ$ et pour l'heure locale 12h. Pour le printemps martien dans l'hémisphère nord $0^\circ < L_s < 90^\circ$ le flux varie à la surface entre 166 W.m^{-2} et 329 W.m^{-2} . Le flux est calculé à l'aide d'un module qui calcule l'ensoleillement (Schmidt *et al.*, 2009). La lampe peut être utilisée avec une optique ou non. Cette optique permet d'augmenter la valeur du flux incident par un facteur 6. Cette configuration de la lampe a été utilisée dans les séquences de sublimation de neige granulaire de CO_2 contaminée en glace d'eau et de glace polycristalline de CO_2 contaminée en poussière. La Fig. A.11 récapitule les variations de flux à la surface de l'échantillon pour différentes hauteurs de celui-ci dans la cellule et pour les cas a) sans optique et b) avec optique de la lampe.

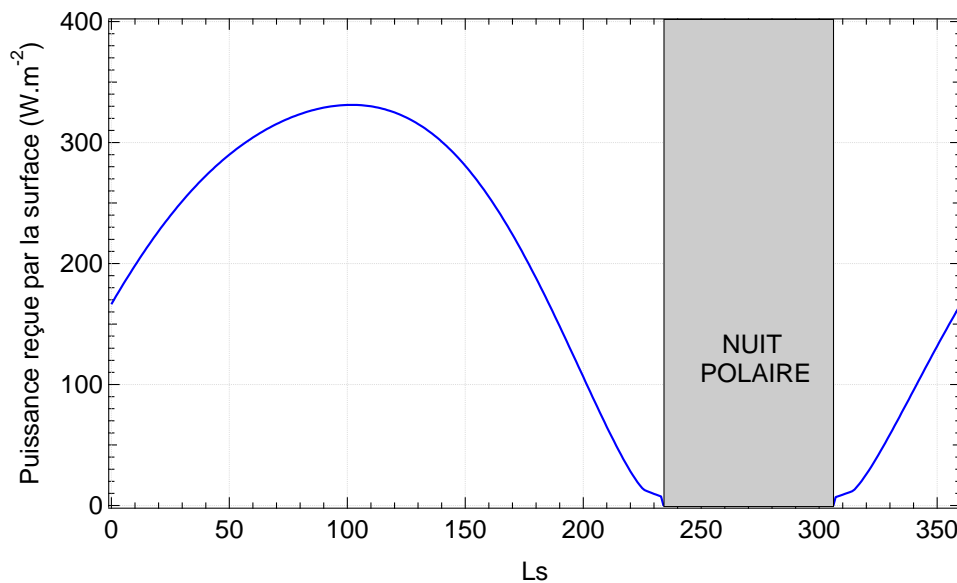


FIGURE A.10 – Flux solaire incident reçu par la surface martienne à la latitude de 70° N , heure locale 12h sur l'ensemble de l'année martienne. Les valeurs de flux pour le printemps ($0 < L_s < 90$) sont comprises entre 166 W.m^{-2} et 329 W.m^{-2} . Ces valeurs sont calculées à l'aide du programme de flux incident de Appéré (2012).

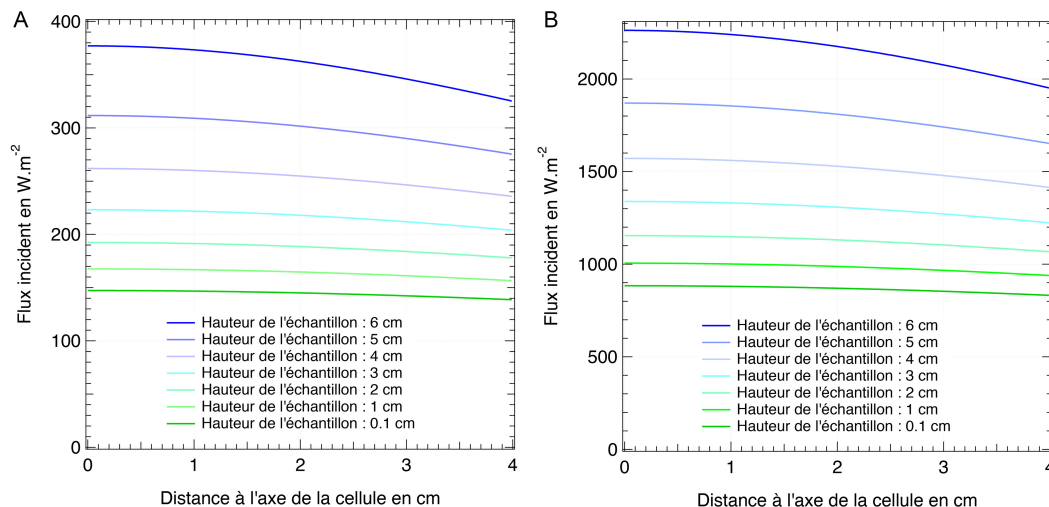


FIGURE A.11 – Évolution radiale du flux incident reçu par l'échantillon pour différentes hauteurs de celui-ci à l'intérieur de la cellule. La distance 0 indique le centre de la cellule. En a) le flux incident est calculé pour la lampe sans son optique et en b) pour la lampe avec optique.

A.3 Création des profils d'absorption de l'énergie en profondeur - TARTES

Pour générer les profils d'absorption de la glace de CO_2 , j'ai utilisé le modèle TARTES, développé par Quentin Libois, du LGGE (Libois *et al.*, 2013). C'est un modèle qui gère le transfert radiatif dans la glace d'eau de façon rapide car très analytique, et avec une bonne précision comme injection pour les modèles d'évolution des couverts neigeux terrestres. J'ai modifié ce modèle pour qu'il puisse également gérer la glace de CO_2 . Le modèle de transfert radiatif est disponible en téléchargement libre à l'adresse <http://lgge.osug.fr/~picard/tartes/>.

A.3.1 La fonction de calcul des profils d'absorption

La première modification du programme concerne les constantes optiques du matériau considéré. J'ai remplacé les constantes optiques de l'eau par les constantes optiques de la glace de CO_2 . Le programme calcule ensuite les profils d'absorption au sein de l'échantillon granulaire, dont la représentation numérique le segmente en un ensemble de couches d'épaisseur fixes. Pour l'ensemble des modélisations présentées dans la suite de cette section, l'échantillon fait 6 cm d'épaisseur (même hauteur que la cellule expérimentale) et chacune des couches fait 100 μm d'épaisseur. Le programme calcule, pour chacune des couches, l'énergie absorbée au sein de cette couche, en considérant un flux incident de 1 W.m^{-2} . Plus précisément, le programme va calculer la puissance surfacique¹ $\mathcal{P}(z, \lambda)$ absorbée à chaque couche pour une longueur d'onde donnée, et représenter ces profils. J'ai

1. z est la profondeur considérée dans la couche de glace discrétisée informatiquement en une liste $(z_n)_{n_entier}$ et λ est la longueur d'onde du rayonnement, discrétisée de la même manière

modifié le programme pour que le flux absorbé par couche soit stocké dans un tableau :
F_ absorbé = $[\mathcal{P}(z_0, \lambda_0), \dots, \mathcal{P}(z_n, \lambda_0)]$

La Fig. A.12 présente les profils d'absorption de l'eau pour les longueurs d'onde 300 nm, 1300 nm, 2300 nm et 3300 nm pour une profondeur de glace de 3 cm. On remarque que la glace d'eau n'absorbe presque pas à 300 nm, mais absorbe tout le flux lumineux dans les 5 premiers millimètres à 3300 nm.

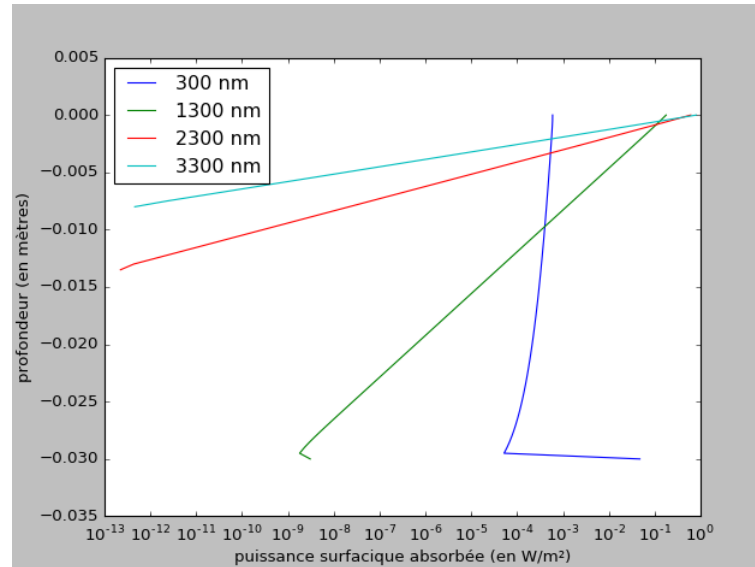


FIGURE A.12 – Profils d'absorption de l'eau entre 300 nm et 4 μm

Il pourrait être intéressant de calculer la proportion de rayonnement incident absorbé par une couche à une profondeur donnée. Ce calcul requiert l'intégration du flux absorbé à une profondeur donnée sur l'ensemble de la gamme spectrale et sur l'ensemble des profondeurs considérées. La nouvelle fonction va donc :

- Stocker les différentes profondeurs seront également mémorisées dans le tableau **T_z**.
- Calculer la puissance surfacique absorbée en fonction de la longueur d'onde à profondeur fixée et stocker les données dans le tableau **T_absorption_zi** = $[\mathcal{P}(z_0, \lambda_0), \dots, \mathcal{P}(z_0, \lambda_n)]$.
Le calcul de ce tableau s'obtient par une série d'interpolations linéaires¹ entre les profils d'absorptions précédents et la profondeur z_{int} choisie.
- Calculer la puissance surfacique absorbée totale entre la surface et une profondeur choisie et stocker les informations dans le tableau **T_absorbance** = $[\int_{z=0}^{z=z_{\text{int}}} \mathcal{P}(z, \lambda_0) dz, \dots, \int_{z=0}^{z=z_{\text{int}}} \mathcal{P}(z, \lambda_n) dz]$ dont le calcul est expliqué ci-dessous.

A.3.2 Spectre d'absorption de l'eau

Le rayonnement incident considéré par TARTES est unitaire (1 W.m^{-2}). Le spectre de puissance absorbé par couche est donc un pourcentage, applicable à tout rayonnement.

Pour calculer le pourcentage du flux incident absorbé à une longueur d'onde spécifique, on choisit une profondeur fixée qu'on nomme z_{int} dans le programme **absorption_profile.py** et on coupe la liste des profondeurs **T_z** jusqu'à la profondeur la plus

1. "absorption_profile.py" ligne 69

proche de ce choix, auquel on ajoute z_int de manière à obtenir le tableau **profondeur** $= [z_0, \dots, z_int]$. Cette liste est d'une certaine longueur, on coupe alors la liste des puissances surfaciques $T_absorption$ absorbées de la même manière pour ne garder que la liste des puissances jusqu'à la profondeur z_int , Bien entendu la dernière coordonnée est le résultat de l'interpolation linéaire de la fonction $\mathcal{P}(z, \lambda_n)$ par z_int . Cette nouvelle liste nous permet de calculer la somme de ces coordonnées, de fait on comptabilise toutes les puissances absorbées à chaque couche jusqu'à la profondeur z_int . Le spectre d'absorption en découle :

On affiche donc le spectre d'absorption de l'eau pour un grain de l'ordre de

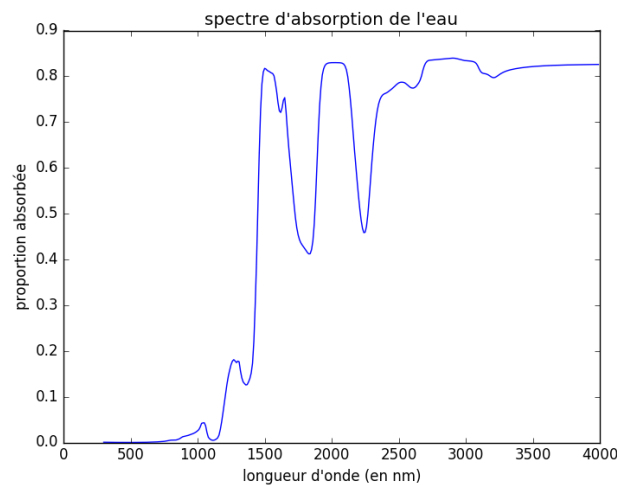


FIGURE A.13 – Spectre d'absorption de l'eau entre 300 nm et $4\mu\text{m}$

On peut ainsi voir qu'à des longueurs d'onde inférieures au micron, la glace est peu absorbante (donc très blanche) mais qu'au delà de 3 microns, elle est très absorbante donc sombre.

Si l'on désire étudier le comportement de cette glace face à un rayonnement solaire, on va considérer ce dernier comme étant le rayonnement d'un corps noir à la température de 5800K. Son profil spectral d'émission obéissant à la loi de Planck pour un rayonnement isotrope a pour expression :

$$M_\lambda = \frac{2\pi hc^2 \lambda^{-5}}{e^{\frac{hc}{kT\lambda}} - 1}$$

Si l'on s'intéresse au rayonnement terrestre, nous avons donc une source d'onde électromagnétique qu'est le Soleil à une distance de $D=150\,000\,000$ de km dont l'onde électromagnétique percutant la Terre forme une mégasphère de même rayon, donc comme la puissance totale émise par le Soleil sur la Terre est le produit de l'intégrale sur les longueurs d'onde de M_λ par la surface du disque solaire πR_{Soleil}^2 , alors par conservation de la puissance par propagation dans le vide, la Terre reçoit cette quantité divisée par la surface de la mégasphère, autrement dit, on a :

$$F_{Terre} = \frac{\pi R_{Soleil}^2 \int_\lambda M_\lambda d\lambda}{4\pi D^2} = 340 \text{ W.m}^{-2}$$

On a utilisé le même raisonnement que pour la lampe et la cellule et donc appliquer l'une ou l'autre de ces conditions selon nos souhaits. Dans ce qui va suivre, nous allons rester

sur l'étude de la cellule éclairée par une lampe. Ce profil va donc moduler en amplitude le spectre d'absorption, ce qui va fournir le profil suivant dans le cas d'un rayonnement solaire sur la cellule :

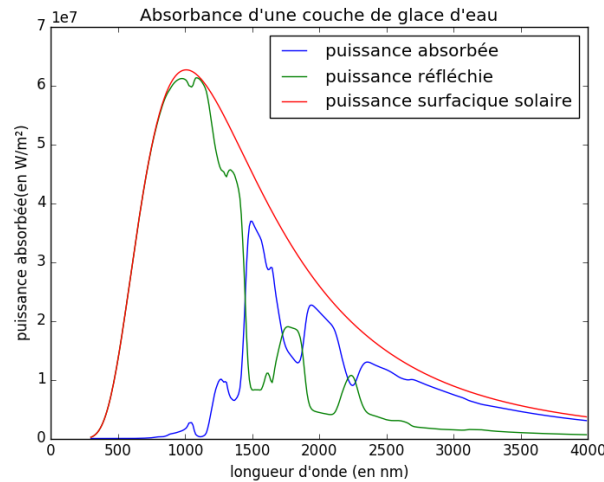


FIGURE A.14 – Spectre d'absorption(en vert) ou de réflexion(en rouge) de l'eau entre 300 nm et 4 μ m modulé par le spectre du Soleil (en tirets bleus).

Remarque : On peut tout aussi bien travailler avec le spectre en absorption qu'en réflexion car ils sont complémentaires et leur somme vaut 1 en tout points du spectre.

A.3.3 Puissance absorbée dans une couche de glace

Grâce à lecture de fichiers textes contenant les constantes optique désirées, il est possible d'appliquer les fonctions précédentes dans le cas de la glace de CO₂ via la lecture du fichier "`constante_optique_CO2_15K.txt`", on obtient alors le spectre en absorption suivant :

Grâce à ces spectres, il est possible de déterminer **la puissance totale absorbée** jusqu'à la profondeur de glace considérée. Pour cela, il suffit de calculer le rapport des intégrales sur les longueur d'ondes du spectre modulé en absorbance sur celui du rayonnement incident. Celle-ci varie en fonction de plusieurs paramètres, en premier lieu de la profondeur. En effet le spectre d'absorption présente des formes différentes selon certaines profondeurs et donne donc des résultats qu'on présente ci-dessous :

La SSA

L'absorption de la neige de CO₂ va principalement être fonction de la taille des grains. Ce paramètre n'est pas explicitement modulable à l'intérieur du code TARTES. En revanche, il est lié à la SSA. La SSA ou *Specific Surface Area* est définie comme le rapport entre la surface totale des interfaces air/glace et sa masse. Son unité est le m².kg⁻¹. La valeur de la SSA définie dans le programme TARTES est définie comme suit :

$$SSA = \frac{486b_{\gamma 1310}^2}{49\rho_{ice} \ln(\alpha_{1310})} \quad (\text{A.25})$$

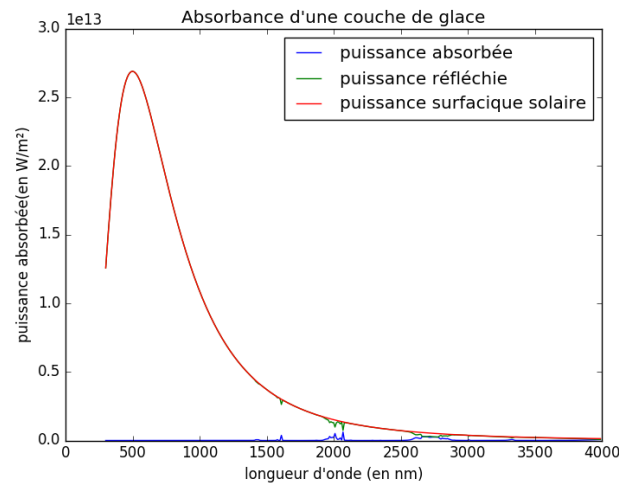


FIGURE A.15 – Spectre d’absorption(en vert) ou de reflection(en rouge) de la carboglace entre 300 nm et 4 μm modulé par le spectre du Soleil(en tirets bleus).

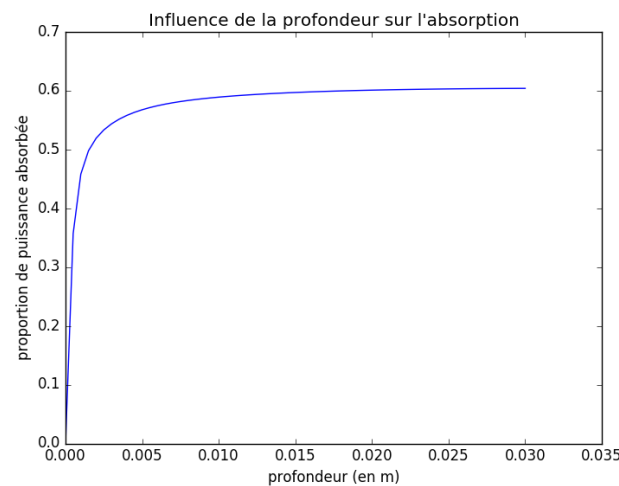


FIGURE A.16 – Influence de la profondeur sur la proportion de puissance absorbée.

où γ_{1310} est le coefficient d’absorption de la glace à 1310 nm, α_{1310} la réflectance à 1.31 μm et $b = 4.53$ est un facteur de forme. Pour notre étude, la SSA de la glace de CO_2 sera estimée de façon plus simple, en considérant que la glace de CO_2 , de masse volumique ρ_{glace} est composée de sphères de rayon r_{glace} . L’équation permettant d’obtenir la SSA sera égale à :

$$SSA = \frac{3}{r_{\text{glace}} \cdot \rho_{\text{glace}}} \quad (\text{A.26})$$

La masse volumique de la glace de CO_2 est 1562 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$. La Fig. A.17 présente l’évolution de la proportion du flux absorbé en fonction de la valeur de la SSA de la glace de CO_2 pour des tailles de grain entre 1 et 300 μm d’un échantillon de 30 cm d’épaisseur. L’absorption de la glace de CO_2 va être maximale pour des valeurs de SSA comprises entre

30 et 40. Au delà, l'échantillon devient de plus en plus diffusant. Les calculs d'absorption pour la glace de CO₂ seront réalisés avec une valeur de SSA de 10 (correspondant à une taille de grain de 200 μm).

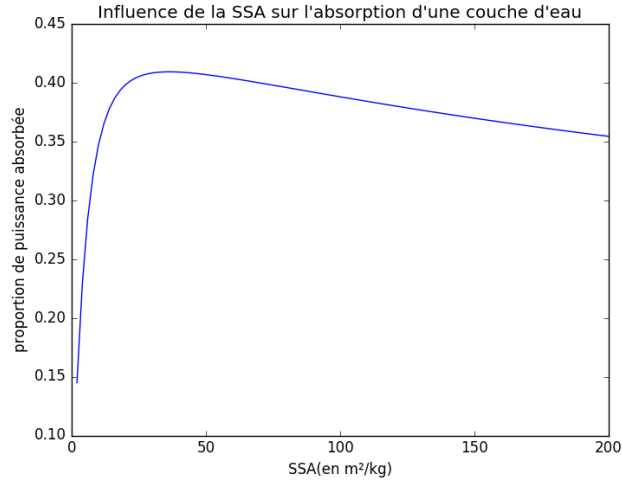


FIGURE A.17 – Influence de la SSA sur l'absorption d'une couche de glace de CO₂ de 30 cm d'épaisseur (l'épaisseur choisie pour l'échantillon de CO₂ est ici importante car la glace de CO₂ absorbe faiblement dans la gamme spectrale d'émission maximale d'un rayonnement de type solaire).

A.4 Simulation de l'évolution d'un échantillon de CO₂ granulaire

Une fois les profils d'absorption obtenus, j'ai modifié un code de noyau cométaire qui ne gérait le transfert radiatif qu'en surface pour que les profils d'absorption soient gérés en profondeur.

Description rapide du modèle

Le modèle de comète utilisé est celui de Marboeuf *et al.* (2012). Ce modèle est quadi-3D car il prend en compte les variations spatiales (en latitude et longitude) de température, qui est un facteur important pour les comètes. Dans mon cas, j'ai utilisé la version 1D de ce modèle, car il n'y a pas de variations de température à la surface de l'échantillon. À l'intérieur de l'échantillon, le modèle décrit les transferts de chaleur radialement, les échanges de chaleur latente, les processus de condensation/sublimation des molécules volatiles à travers le réseau poreux et la diffusion radiale du gaz. La conservation de l'énergie est très bien contrainte par le modèle. Le seul aspect du modèle qui n'était pas géré intégralement était le transfert radiatif des glaces. En effet, celui-ci se déroulait pour l'instant à la première interface, car la surface des comètes est très absorbante. J'ai modifié le programme pour qu'il prenne en compte les profils d'absorption générés par TARTES et que le dépôt d'énergie se déroule en profondeur afin que l'évolution de l'échantillon soit décrite de la façon la plus complète possible.

Paramètres Les résultats présentés dans la section ci-dessous ont été réalisés avec le jeu de paramètres suivants :

- La pression au dessus de l'échantillon est fixe : cela permet de simuler le pompage réalisé dans la cellule lors des séquences de sublimation afin de garder la pression constante. Elle est fixée à la température d'équilibre de la glace de CO_2 à 148.15 K, c'est à dire 6.47 mbar.
- La porosité du milieu est de 50 %.
- La durée totale de l'expérience numérique est fixée à 10 jours.
- Le rayon des pores est fixé à 100 μm .

La Fig. A.18 représente l'évolution d'un pain de neige granulaire de CO_2 sous 10 jours. Dans cette simulation, j'ai considéré un flux incident de 300 W.m^{-2} correspondant à la lampe hallogène sans son optique. Les résultats montrent que l'échantillon adopte une forme concave au fur et à mesure de la sublimation, ce qui avait été observé dans les expériences menées en laboratoire. Les traits horizontaux sur la droite de l'échantillon sont liés à une limitation du modèle qui n'arrive pas à calculer efficacement la sublimation à cet endroit de l'échantillon car le flux reçu de la lampe est trop faible. La vitesse de sublimation de l'échantillon ne peut pas être comparée à une expérience réalisée en laboratoire car je n'ai pas sublimé totalement d'échantillon granulaire avec la lampe sans son optique, mais cette expérience pourrait être réalisée aisément.

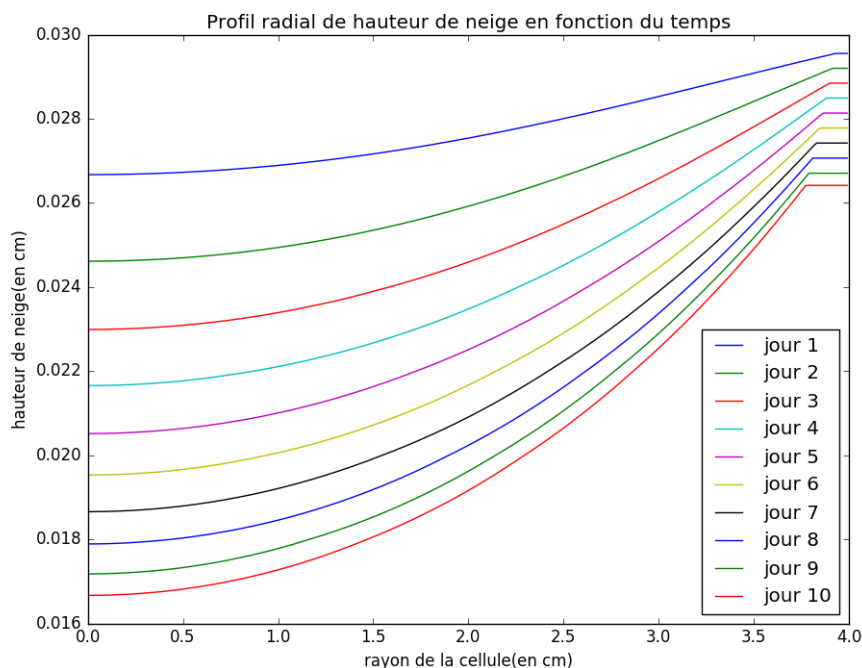


FIGURE A.18 – Sublimation numérique d'un échantillon de neige de CO_2 granulaire pure sur une durée de 10 jours éclairé par un flux de lumineux de 300 K.

A.5 Conclusion - Perspectives

Le calcul des différents flux radiatifs dans la cellule présente un bilan négatif lors de la condensation d'une glace polycristalline de CO_2 . Ce résultat valide l'analogie de l'environnement radiatif avec l'environnement radiatif de la surface martienne lors de la nuit polaire, au moment du dépôt de la glace en surface. La construction des échantillons de glace de CO_2 se produit donc par le bilan d'énergie radiative négatif et non par conduction thermique. Le bilan radiatif nécessite le calcul des contributions individuelles des éléments de la cellule (cuivre, inox ...) et peuvent servir de base pour l'amélioration des matériaux constituant la cellule. La mise en place d'un plaquage en or poli sur la surface du cuivre pourrait réduire nettement son émissivité et assurerait un contrôle de la valeur de cette émissivité au cours des différentes expériences, l'or ne s'oxydant pas.

Les modélisations ont pour l'instant été réalisées uniquement pour de la glace de CO_2 sous forme granulaire et non sous forme polycristalline. Le cas de la glace polycristalline introduit de nombreux paramètres supplémentaires, notamment la sublimation du bas de la couche de glace par absorption des rayons lumineux par le régolithe sous-jacent ce qui complexifie le problème et demandera des améliorations futures.

La génération des profils d'absorption à l'intérieur d'échantillons granulaires de glace d'eau ou de CO_2 a permis d'adapter le modèle numérique performant de (Marboeuf *et al.*, 2012) dans le cadre de notre expérience et de proposer une première évolution numérique d'un échantillon granulaire de CO_2 au sein de la cellule. La forme de sublimation concave est bien reproduit par le modèle. En revanche, la sublimation de l'échantillon est trop longue par rapport à ce qui est observé dans le cadre de nos expériences.

Ces simulations préliminaires vont servir de base pour l'amélioration de la cellule, en particulier de prévoir la forme adoptée par les échantillons lors de leur condensation/sublimation. Le modèle pourra, une fois validé par l'aspect expérimental, être extrapolé à Mars et d'étudier les paramètres physiques influençant la condensation/sublimation de la glace de CO_2 en surface. Une des options du modèle permet l'ajout d'une couche de poussière au dessus de la glace. Le permafrost de Mars pourra être étudié via cette paramétrisation ainsi que la persistance de glace à l'intérieur des dunes des erg polaires.

ANNEXE B

CARTES DE COMPOSITION CHIMIQUE À LA SURFACE DE PLUTON

Cet annexe présente les différentes cartes de composition chimique dont les définitions sont disponibles dans le chapitre 7. Pour chaque composant chimique à la surface de Pluton, la carte de distribution quantitative est reportée en projection cylindrique avec une échelle de couleur adapté aux seuils d'abondance définis dans le même chapitre.

Il faut toutefois faire attention aux pixels situés proche du limbe car ils sont fortement étalés à cause de l'angle d'émergence élevé et en plus leur position en latitude/longitude ont une plus grande incertitude. L'impression visuelle de zones étendues de glace de CO à la surface près du limbe résulte ainsi de la technique de re-projection utilisée et doit être considérée avec prudence.

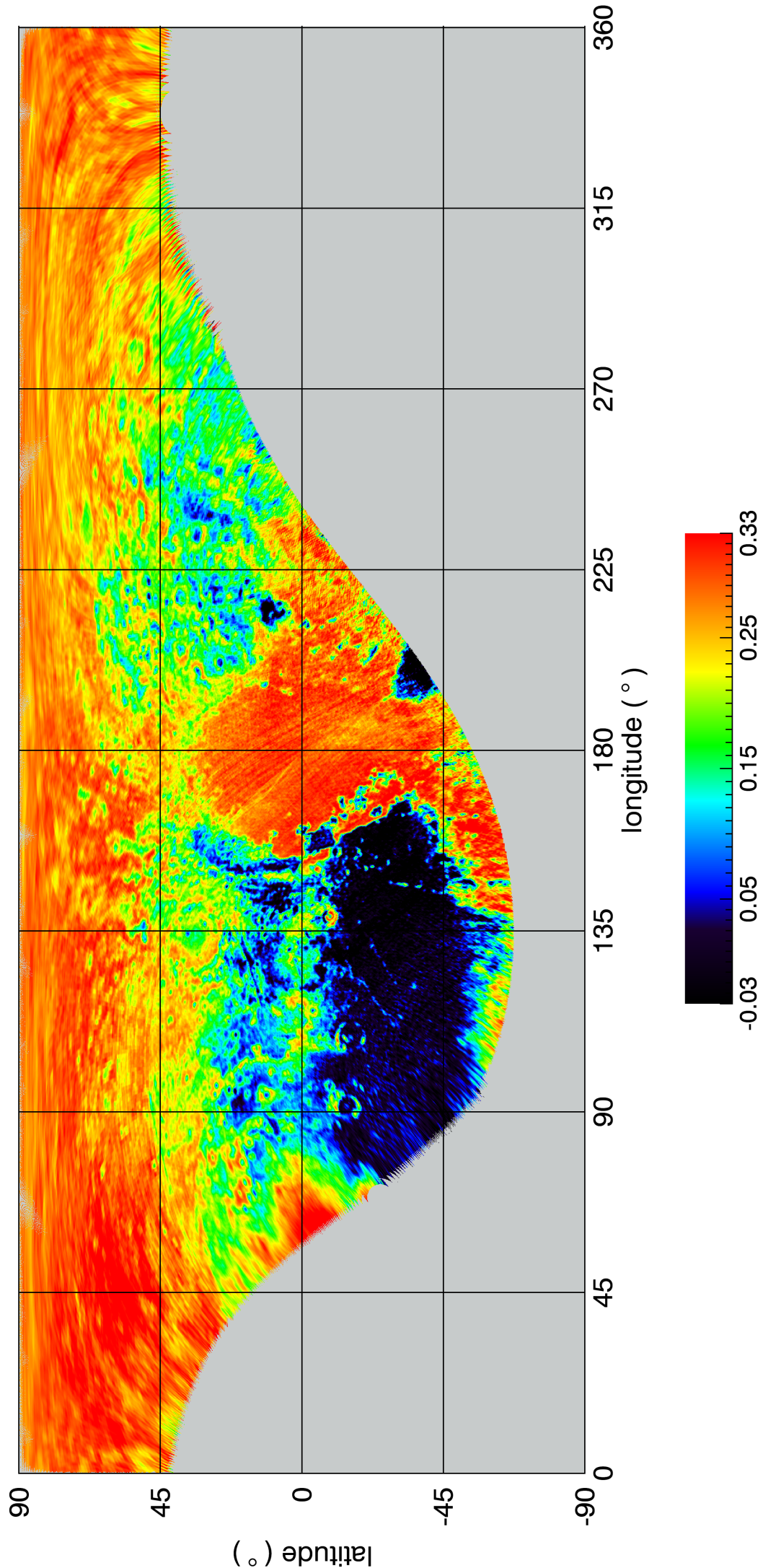


FIGURE B.1 – Carte en projection cylindrique de l'intégrale de bande entre 1.589 et 1.833 μm de la glace de CH_4 . Le calcul détaillé de l'intégrale est reporté en section 7.3.2 du chapitre 7.

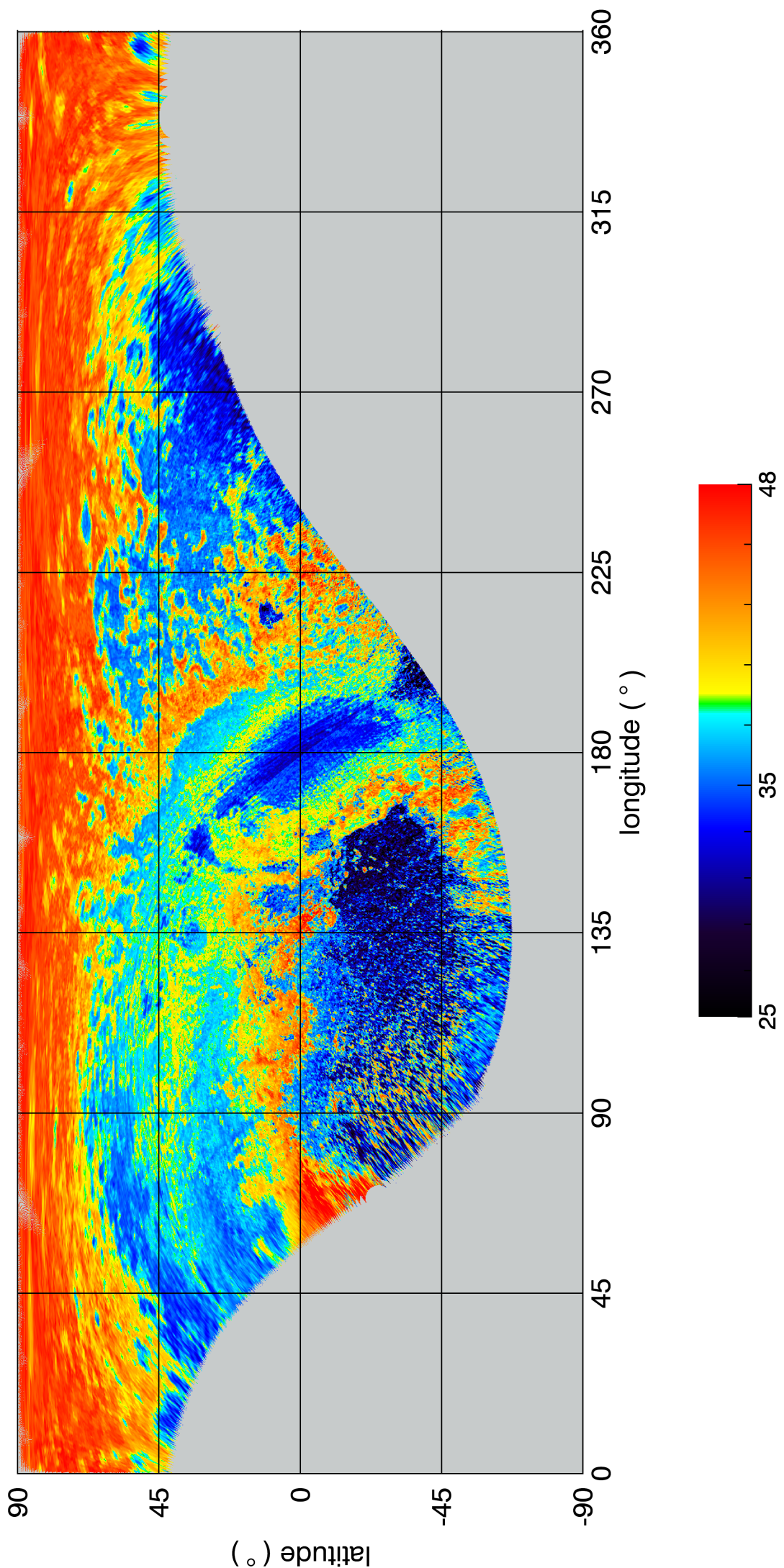


FIGURE B.2 – Carte en projection cylindrique du critère de pureté de la glace de CH₄. Le calcul détaillé du critère est reporté en section 7.3.4 du chapitre 7.

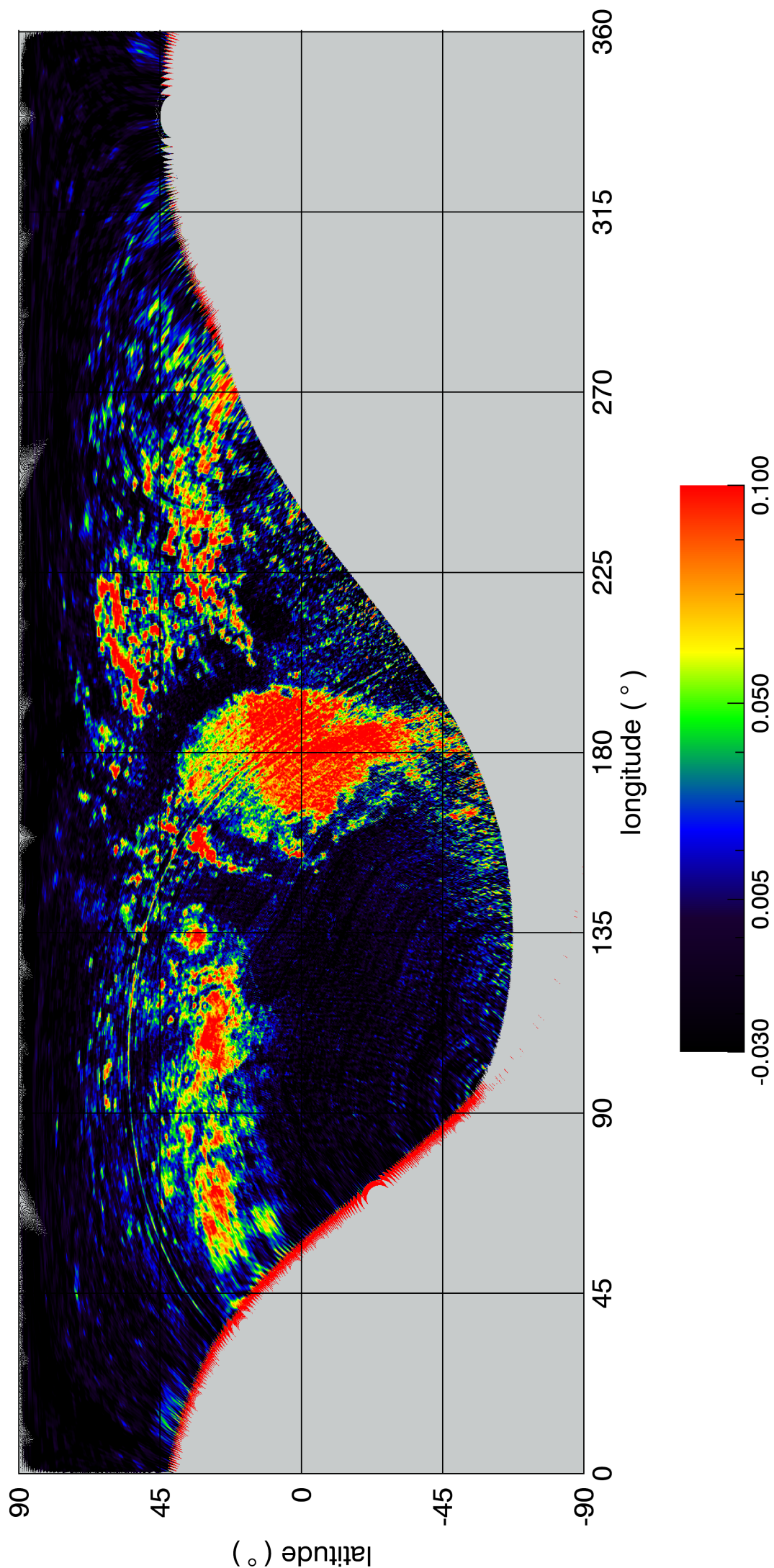


FIGURE B.3 – Carte en projection cylindrique de la profondeur de la bande à $2.15 \mu\text{m}$ de la glace de N_2 . Le calcul détaillé de l'intégrale est reporté en section 7.3.3 du chapitre 7.

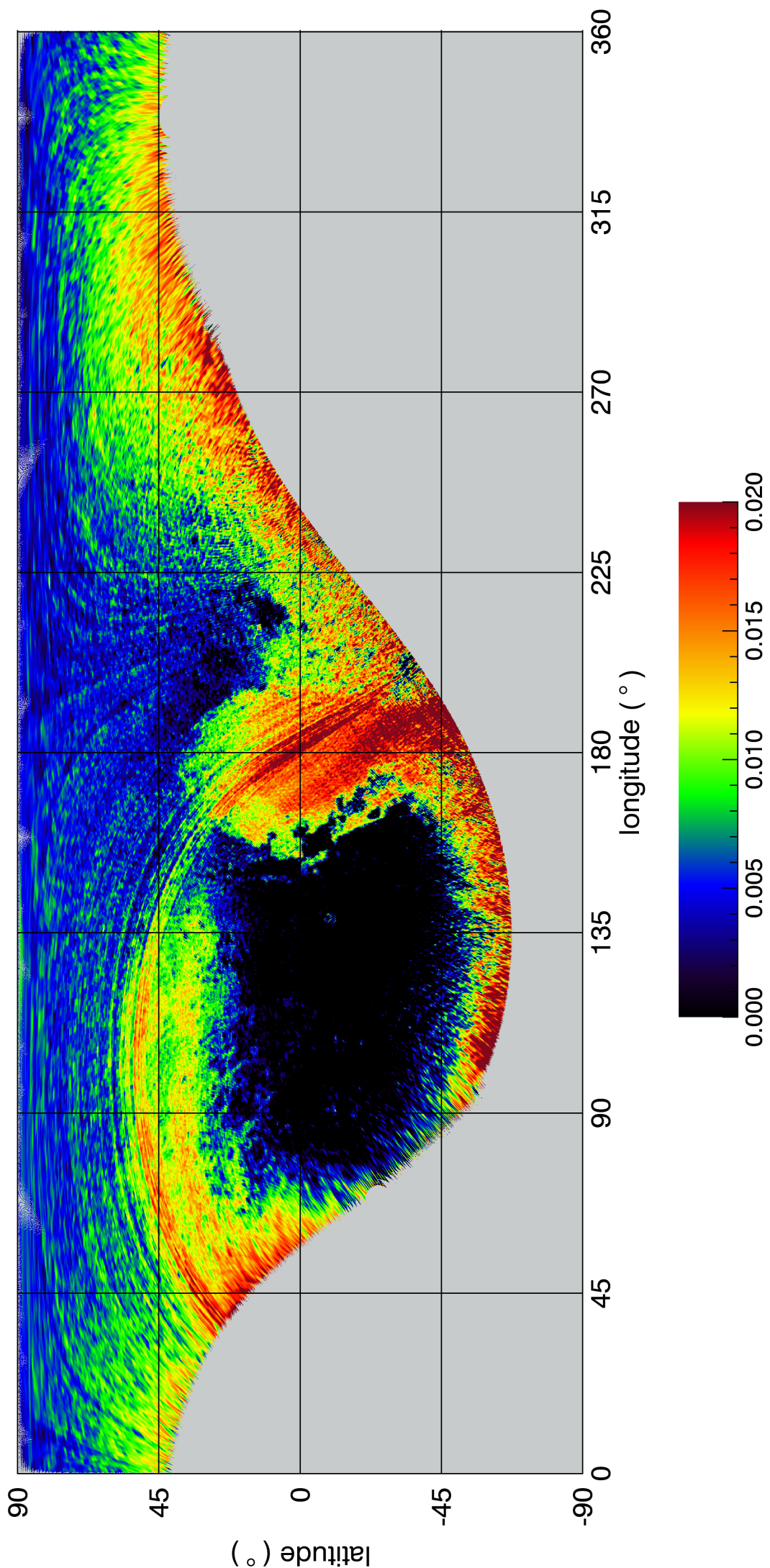


FIGURE B.4 – Carte en projection cylindrique de la profondeur de la bande à $1.58 \mu\text{m}$ de la glace de CO. Le calcul détaillé de la profondeur de bande est reporté en section 7.3.5 du chapitre 7.

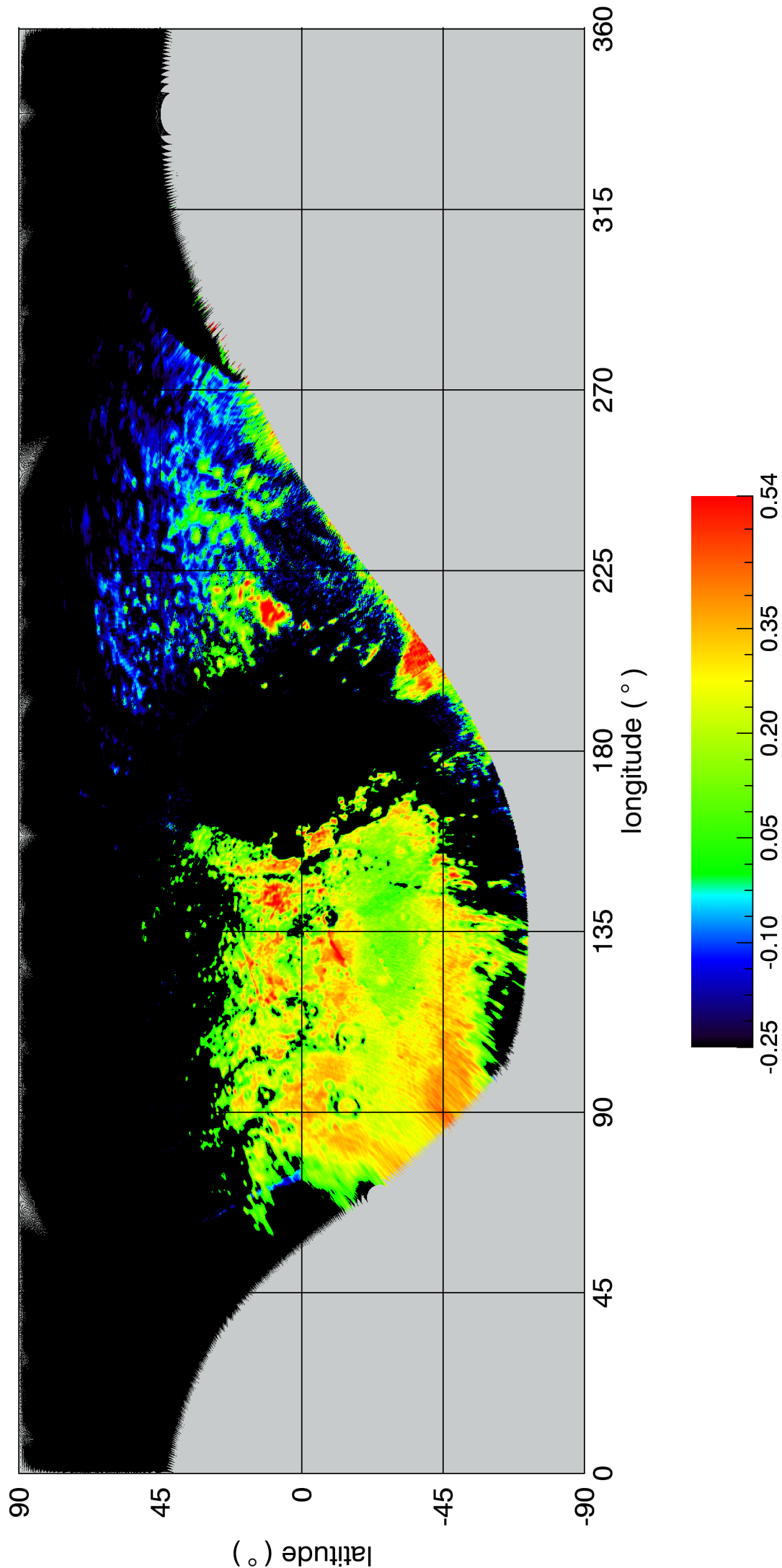


FIGURE B.5 – Carte en projection cylindrique de l'indicateur spectral de la glace d'eau. Le calcul détaillé de l'indicateur est reporté en section 7.3.6 du chapitre 7.

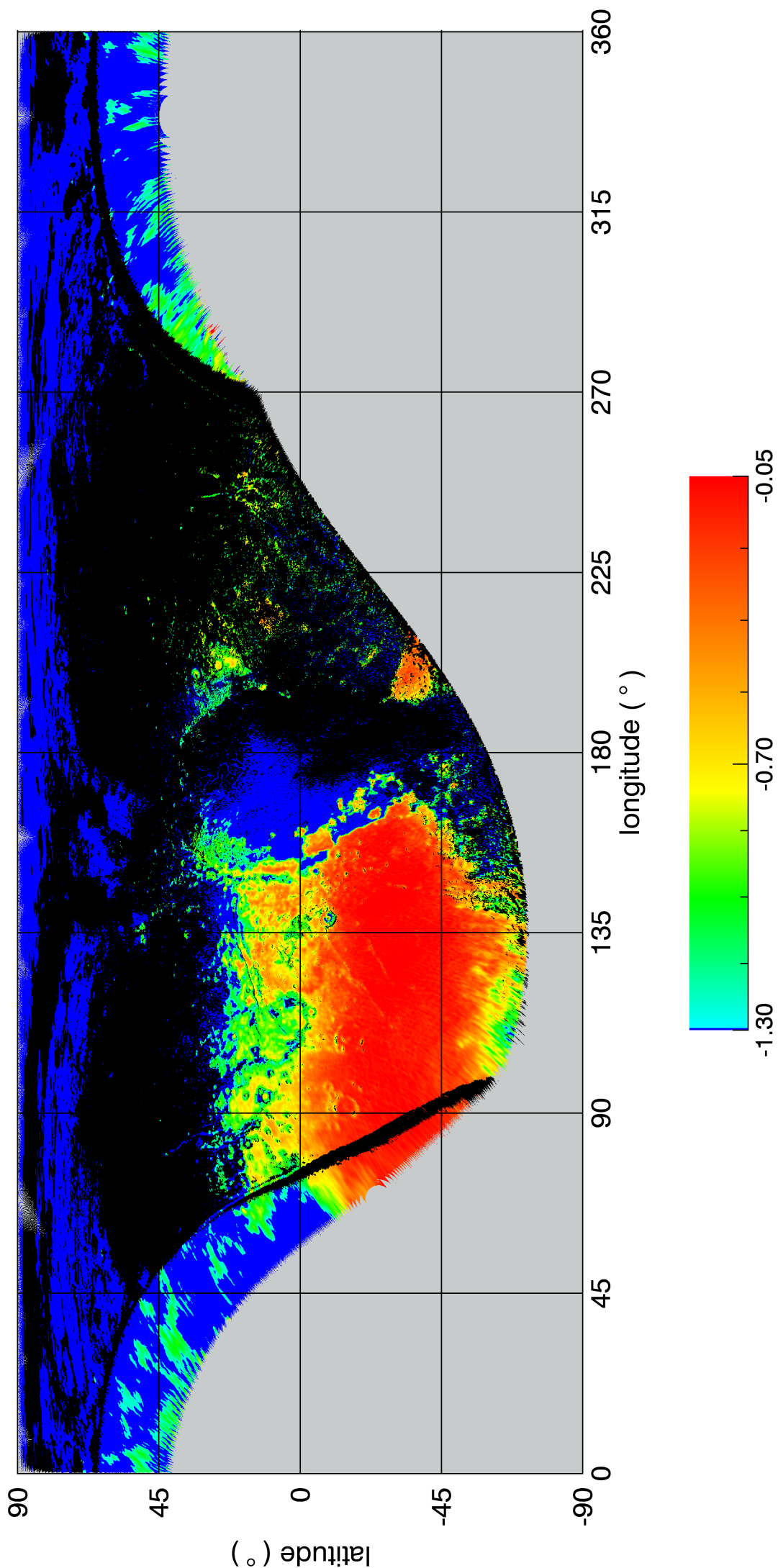


FIGURE B.6 – Carte en projection cylindrique de l'indicateur spectral du matériau rouge sombre. Le calcul détaillé de l'indicateur est reporté en section 7.3.7 du chapitre 7.

BIBLIOGRAPHIE

- Aharonson, O., Zuber, M. T., Smith, D. E., Neumann, G. A., Feldman, W. C., & Prettyman, T. H. 2004. Depth, distribution, and density of CO₂ deposition on Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **109**, E05004. (cf p. 35)
- Allison, M., & McEwen, M. 2000. A post-Pathfinder evaluation of areocentric solar coordinates with improved timing recipes for Mars seasonal/diurnal climate studies. *Planetary and Space Science*, **48**, 215–235. (cf p. 12)
- Anderson, E., & Leovy, C. 1978. Mariner 9 television limb observations of dust and ice hazes on Mars. *Journal of Atmospheric Sciences*, **35**(Apr.), 723–734. (cf p. 22)
- Andrieu, F. 2015. *Caractérisation des surfaces glacées de Mars par imagerie hyperspectrale : inversion du transfert radiatif*. Ph.D. thesis, GEOPS, Université Paris Sud, Paris, France. (cf p. 93, 103 et 152)
- Andrieu, F., Schmidt, F., Schmitt, B., Douté, S., & Brissaud, O. 2016. Retrieving the characteristics of slab ice covering snow by remote sensing . *The Cryosphere*, **10**, 2113–2128. (cf p. 151)
- Angwin, M. J., & Wasserman, J. 1966. Nitrogen-Carbon Monoxide Phase Diagram. *The Journal of Chemical Physics*, **44**(1), 417–418. (cf p. 309)
- Appéré, T. 2012. *Cycle annuel de l'eau sur Mars : étude des dépôts saisonniers de l'hémisphère nord par télédétection hyperspectrale (OMEGA/Mars Express)*. Ph.D. thesis, IPAG, Université Joseph Fourier, Grenoble, France. (cf p. 12, 38, 42, 43, 55, 82, 89, 94, 97, 128, 162, 165, 169, 182, 183, 184, 185, 190, 211, 316 et 331)
- Appéré, T., Schmitt, B., Langevin, Y., Douté, S., Pommerol, A., Forget, F., Spiga, A., Gondet, B., & Bibring, J.-P. 2011. Winter and spring evolution of northern seasonal deposits on Mars from OMEGA on Mars Express. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **116**, E05001. (cf p. 31, 37, 38, 41, 142, 144, 161, 182, 185 et 309)
- Bandfield, J. L., & Feldman, W. C. 2008. Martian high latitude permafrost depth and surface cover thermal inertia distributions. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **113**, E08001. (cf p. 21)

- Barnes, J. W., Soderblom, J. M., Brown, R. H., Soderblom, L. A., Stephan, K., Jaumann, R., Mouélic, S. L., Rodriguez, S., Sotin, C., Buratti, B. J., Baines, K. H., Clark, R. N., & Nicholson, P. D. 2011. Wave constraints for Titan's Jingpo Lacus and Kraken Mare from VIMS specular reflection lightcurves. *Icarus*, **211**(Jan.), 722–731. (cf p. 62)
- Benson, J. L., Bonev, B. P., James, P. B., Shan, K. J., Cantor, B. A., & Caplinger, M. A. 2003. The seasonal behavior of water ice clouds in the Tharsis and Valles Marineris regions of Mars : Mars Orbiter Camera Observations. *Icarus*, **165**(Sept.), 34–52. (cf p. 21)
- Benson, J. L., James, P. B., Cantor, B. A., & Remigio, R. 2006. Interannual variability of water ice clouds over major martian volcanoes observed by MOC. *Icarus*, **184**(Oct.), 365–371. (cf p. 21 et 23)
- Bertrand, T., & Forget, F. 2016a. 3D modeling of organic haze in Pluto's atmosphere. *Submitted to Icarus*. (cf p. 258 et 311)
- Bertrand, T., & Forget, F. 2016b. Observed glacier and volatile distribution on Pluto from atmosphere-topography processes. *Nature*, **0**. (cf p. 223, 225 et 259)
- Bibring, J.-P., Soufflot, A., Berthé, M., Langevin, Y., Gondet, B., Drossart, P., Bouyé, M., Combes, M., Puget, P., Semery, A., Bellucci, G., Formisano, V., Moroz, V., Kottsov, V., Bonello, G., Erard, S., Forni, O., Gendrin, A., Manaud, N., Poulet, F., Poulleau, G., Encrenaz, T., Fouchet, T., Melchiori, R., Altieri, F., Ignatiev, N., Titov, D., Zasova, L., Coradini, A., Capacionni, F., Cerroni, P., Fonti, S., Mangold, N., Pinet, P., Schmitt, B., Sotin, C., Hauber, E., Hoffmann, H., Jaumann, R., Keller, U., Arvidson, R., Mustard, J., & Forget, F. 2004a (Aug.). OMEGA : Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité. *Pages 37–49 of : A. Wilson & A. Chicarro (ed), Mars Express : the Scientific Payload*. ESA Special Publication, vol. 1240. (cf p. 103, 104, 105 et 123)
- Bibring, J.-P., Langevin, Y., Poulet, F., Gendrin, A., Gondet, B., Berthé, M., Soufflot, A., Drossart, P., Combes, M., Bellucci, G., Moroz, V., Mangold, N., Schmitt, B., & OMEGA team. 2004b. Perennial water ice identified in the south polar cap of Mars. *Nature*, **428**, 627–630. (cf p. 24)
- Bibring, J.-P., Langevin, Y., Gendrin, A., Gondet, B., Poulet, F., Berthé, M., Soufflot, A., Arvidson, R., Mangold, N., Mustard, J., & Drossart, P. 2005. Mars Surface Diversity as Revealed by the OMEGA/Mars Express Observations. *Science*, **307**, 1576–1581. (cf p. 36)
- Bibring, J.-P., Langevin, Y., Mustard, J. F., Poulet, F., Arvidson, R., Gendrin, A., Gondet, B., Mangold, N., Pinet, P., & Forget, F. 2006. Global Mineralogical and Aqueous Mars History Derived from OMEGA/Mars Express Data. *Science*, **312**, 400–404. (cf p. 7)
- Binzel, R. P. 1990 (June). Long-Term Seasonal Variations on Pluto. *Page 1128 of : Bulletin of the American Astronomical Society*. , vol. 22. (cf p. 223)
- Blackford, J. 2007. Sintering and microstructure of ice : a review. *Journal of Physics D : Applied Physics*, **40**(21), 355–385. (cf p. 91)

- Bonnefoy, N. 2001. *Développement d'un spectrophoto-goniomètre pour l'étude de la réflectance bidirectionnelle des surfaces géophysiques. Application au soufre et perspectives pour le satellite Io*. Ph.D. thesis, LPG, Université Joseph Fourier, Grenoble. (cf p. 107, 114 et 117)
- Böttger, H. M., Lewis, S. R., Read, P. L., & Forget, F. 2005. The effects of the martian regolith on GCM water cycle simulations. *Icarus*, **177**, 174–189. (cf p. 45)
- Boynton, W. V., Feldman, W. C., Squyres, S. W., Prettyman, T. H., Brückner, J., Evans, L. G., Reedy, R. C., Starr, R., Arnold, J. R., Drake, D. M., Englert, P. A. J., Metzger, A. E., Mitrofanov, I., Trombka, J. I., d'Uston, C., Wänke, H., Gasnault, O., Hamara, D. K., Janes, D. M., Marcialis, R. L., Maurice, S., Mikheeva, I., Taylor, G. J., Tokar, R., & Shinohara, C. 2002. Distribution of Hydrogen in the Near Surface of Mars : Evidence for Subsurface Ice Deposits. *Science*, **297**, 81–85. (cf p. 21)
- Brissaud, O., Schmitt, B., Bonnefoy, N., Douté, S., Rabou, P., Grundy, W., & Fily, M. 2004. Spectrogonio Radiometer for the Study of the Bidirectional Reflectance and Polarization Functions of Planetary Surfaces. 1. Design and Tests. *Applied Optics*, **43**(Mar.), 1926–1937. (cf p. 107, 114, 148 et 163)
- Brosch, N. 1985. Occultation by Pluto on 1985 August 19. *IAU Circ.*, **4117**(Oct.). (cf p. 222)
- Brown, A. J., Calvin, W. M., McGuire, P. C., & Murchie, S. L. 2010. Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM) south polar mapping : First Mars year of observations. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **115**, E00D13. (cf p. 31, 38, 121, 122, 152, 153 et 315)
- Brown, G. N., & Ziegler, W. T. 1979. Vapor pressure and heats of vaporization and sublimation of liquids and solids of interest in cryogenics below 1 atm pressure. *Advances in Cryogenic Engineering*, **25**, 662–670. (cf p. 29)
- Buie, M. W., Grundy, W. M., Young, E. F., Young, L. A., & Stern, A. 2010. Pluto and Charon with the Hubble Space Telescope II. Resolving changes on Pluto's surface and a map for Charon. *The astronomical Journal*, **139**, 1128–1143. (cf p. 221)
- Buie, Marc W., Tholen, David J., & Horne, Keith. 1992. Albedo maps of Pluto and Charon : Initial mutual event results. *Icarus*, **97**(2), 211 – 227. (cf p. 221)
- Buratti, B. J., Hillier, J. K., & Wang, M. 1996. The Lunar Opposition Surge : Observations by Clementine. *Icarus*, **124**(Dec.), 490–499. (cf p. 69)
- Calvin, W. M. 1990. Additions and corrections to the absorption coefficients of CO₂ ice - Applications to the Martian south polar CAP. *Journal of Geophysical Research*, **951**, 14743–14750. (cf p. 31)
- Cantor, B., & Malin, M. C. 2007 (Oct.). Martian Weather : Approximately 5 Mars Years of MOC and MARCI Observations. *Page 441 of : AAS/Division for Planetary Sciences Meeting Abstracts #39*. Bulletin of the American Astronomical Society, vol. 39. (cf p. 13)

- Cantor, B. A., Wolff, M. J., James, P. B., & Higgs, E. 1998. Regression of Martian North Polar Cap : 1990-1997 Hubble Space Telescope Observations. *Icarus*, **136**, 175–191. (cf p. 38, 40, 42, 184, 185 et 194)
- Cantor, B. A., James, P. B., Caplinger, M., & Wolff, M. J. 2001. Martian dust storms : 1999 Mars Orbiter Camera observations. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 23653–23688. (cf p. 13 et 14)
- Caplinger, M. A., & Malin, M. C. 2001. Mars Orbiter Camera geodesy campaign. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 23595–23606. (cf p. 124 et 132)
- Chandrasekhar, S. 1960. *Radiative transfer*. New York : Dover. (cf p. 68 et 69)
- Christensen, P. R., Anderson, D. L., Chase, S. C., Clark, R. N., Kieffer, H. H., Malin, M. C., Pearl, J. C., Carpenter, J., Bandiera, N., & Brown, F. G. 1992. Thermal emission spectrometer experiment - Mars Observer mission. *Journal of Geophysical Research*, **97**(May), 7719–7734. (cf p. 106)
- Christensen, P. R., Bandfield, J. L., Hamilton, V. E., Ruff, S. W., Kieffer, H. H., Titus, T. N., Malin, M. C., Morris, R. V., Lane, M. D., Clark, R. L., Jakosky, B. M., Mellon, M. T., Pearl, J. C., Conrath, B. J., Smith, M. D., Clancy, R. T., Kuzmin, R. O., Roush, T., Mehall, G. L., Gorelick, N., Bender, K., Murray, K., Dason, S., Greene, E., Silverman, S., & Greenfield, M. 2001. Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer experiment : Investigation description and surface science results. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 23823–23872. (cf p. 106)
- Clancy, R. T., Grossman, A. W., Wolff, M. J., James, P. B., Rudy, D. J., Billawala, Y. N., Sandor, B. J., Lee, S. W., & Muhleman, D. O. 1996. Water vapor saturation at low altitudes around Mars aphelion : A key to Mars climate? *Icarus*, **122**, 36–62. (cf p. 18 et 23)
- Clancy, R. T., Wolff, M. J., & Christensen, P. R. 2003. Mars aerosol studies with the MGS TES emission phase function observations : Optical depths, particle sizes, and ice cloud types versus latitude and solar longitude. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **108**, 5098. (cf p. 23)
- Clancy, R. T., Wolff, M. J., Whitney, B. A., Cantor, B. A., & Smith, M. D. 2007. Mars equatorial mesospheric clouds : Global occurrence and physical properties from Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer and Mars Orbiter Camera limb observations. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **112**(Apr.), E04004. (cf p. 17)
- Clark, R. N., & Roush, T. L. 1984. Reflectance spectroscopy - Quantitative analysis techniques for remote sensing applications. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 6329–6340. (cf p. 71)
- Clifford, S. M. 1993. A model for the hydrologic and climatic behavior of water on Mars. *Journal of Geophysical Research*, **981**, 10973–+. (cf p. 28)
- Colaprete, A., & Toon, O. B. 2002. Carbon dioxide snow storms during the polar night on Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **107**, 5051. (cf p. 32)

- Colaprete, A., Barnes, J. R., Haberle, R. M., Hollingsworth, J. L., Kieffer, H. H., & Titus, T. N. 2005. Albedo of the south pole on Mars determined by topographic forcing of atmosphere dynamics. *Nature*, **435**, 184–188. (cf p. 32)
- Conrath, B., Curran, R., Hanel, R., Kunde, V., Maguire, W., Pearl, J., Pirraglia, J., Welker, J., & Burke, T. 1973. Atmospheric and Surface Properties of Mars Obtained by Infrared Spectroscopy on Mariner 9. *Journal of Geophysical Research*, **78**, 4267–4278. (cf p. 18)
- Cook, J. C., Cruikshank, D. P., Dalle Ore, C. M., Ennico, K., Grundy, W. M., Olkin, C. B., Philippe, S., Protopapa, S., Schmitt, B., Stern, S. A., Weaver, H. A., Young, L., & New Horizons Surface Composition Theme Team. 2016 (Oct.). Spectroscopy of Pluto's Small Satellites. *Page 205.03 of : AAS/Division for Planetary Sciences Meeting Abstracts*. AAS/Division for Planetary Sciences Meeting Abstracts, vol. 48. (cf p. 305)
- Cornwall, C., & Titus, T. N. 2010. A comparison of Martian north and south polar cold spots and the long-term effects of the 2001 global dust storm. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **115**, E06011. (cf p. 31)
- Cruikshank, D. P., Pilcher, C. B., & Morrison, D. 1976. Pluto - Evidence for methane frost. *Science*, **194**(Nov.), 835–837. (cf p. 218)
- Cruikshank, D. P., Roush, T. L., Owen, T. C., Geballe, T. R., de Bergh, C., Schmitt, B., Brown, R. H., & Bartholomew, M. J. 1993. Ices on the surface of Triton. *Science*, **261**(Aug.), 742–745. (cf p. 234)
- Cruikshank, D. P., Roush, T. L., Moore, J. M., Sykes, M., Owen, T. C., Bartholomew, M. J., Brown, R. H., & Tryka, K. A. 1997. *The Surfaces of Pluto and Charon*. Page 221. (cf p. 217)
- Cruikshank, D. P., Schmitt, B., Roush, T. L., Owen, T. C., Quirico, E., Geballe, T. R., de Bergh, C., Bartholomew, M. J., Dalle Ore, C. M., Douté, S., & Meier, R. 2000. Water Ice on Triton. *Icarus*, **147**(Sept.), 309–316. (cf p. 312)
- Cruz-Diaz, G. A., Muñoz Caro, G. M., Chen, Y.-J., & Yih, T.-S. 2014. Vacuum-UV spectroscopy of interstellar ice analogs. II. Absorption cross-sections of nonpolar ice molecules. *Astronomy and Astrophysics*, **562**(Feb.), A120. (cf p. 306)
- Cull, S., Arvidson, R. E., Mellon, M., Wiseman, S., Clark, R., Titus, T., Morris, R. V., & McGuire, P. 2010a. Seasonal H₂O and CO₂ ice cycles at the Mars Phoenix landing site : 1. Prelanding CRISM and HiRISE observations. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **115**, E00D16. (cf p. 42, 122, 129, 132 et 185)
- Cull, S., Arvidson, R. E., Morris, R. V., Wolff, M., Mellon, M. T., & Lemmon, M. T. 2010b. Seasonal ice cycle at the Mars Phoenix landing site : 2. Postlanding CRISM and ground observations. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **115**, E00E19. (cf p. 42, 122, 130 et 185)
- Curran, R. J., Conrath, B. J., Hanel, R. A., Kunde, V. G., & Pearl, J. C. 1973. Mars : Mariner 9 Spectroscopic Evidence for H₂O Ice Clouds. *Science*, **182**, 381–383. (cf p. 21)

- DeMeo, F. E., Dumas, C., de Bergh, C., Protopapa, S., Cruikshank, D. P., Geballe, T. R., Alvarez-Candal, A., Merlin, F., & Barucci, M. A. 2010. A search for ethane on Pluto and Triton. *Icarus*, **208**(July), 412–424. (cf p. 234 et 235)
- Di Achille, G., Silvestro, S., & Ori, G. G. 2008. Defrosting Processes on Dark Dunes : New Insights from HiRISE Images at Noachis and Aonia Terrae, Mars. *Pages 27–28 of : Planetary Dunes Workshop*, vol. 1403. (cf p. 51)
- Ditteon, R., & Kieffer, H. H. 1979. Optical properties of solid CO₂ - Application to Mars. *Journal of Geophysical Research*, **84**, 8294–8300. (cf p. 31)
- Dollfus, A. 1963. Mesure de la quantité de vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère de la planète Mars. *Comptes rendu de l'Académie des Sciences*, **256**, 3009–3011. (cf p. 18)
- Douté, S., & Schmitt, B. 1998. A multilayer bidirectional reflectance model for the analysis of planetary surface hyperspectral images at visible and near-infrared wavelengths. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 31367–31390. (cf p. 72)
- Douté, S., Schmitt, B., Quirico, E., Owen, T. C., Cruikshank, D. P., de Berg, C., Geballe, T. R., & Roush, T. L. 1999. Evidence for Methane Segregation at the Surface of Pluto. *Icarus*, **142**, 421–444. (cf p. 187, 226, 236, 238, 283 et 309)
- Douté, S., Schmitt, B., Langevin, Y., Bibring, J.-P., Altieri, F., Bellucci, G., Gondet, B., Poulet, F., & MEX OMEGA team. 2007. South Pole of Mars : Nature and composition of the icy terrains from Mars Express OMEGA observations. *Planetary and Space Science*, **55**, 113–133. (cf p. 27, 79 et 161)
- Drish, W. F., Wild, W. J., Harmon, R., & Marcialis, R. L. 1995 (Aug.). Applications of matrix lightcurve inversion : an image of Pluto. *Pages 27–35 of : Guzik, R. P. (ed), Optical Engineering Midwest '95.*, vol. 2622. (cf p. 221)
- Dumont, M., Brissaud, O., Picard, G., Schmitt, B., Gallet, J.-C., & Arnaud, Y. 2010. High-accuracy measurements of snow Bidirectional Reflectance Distribution Function at visible and NIR wavelengths ; comparison with modeling results. *Atm. Chem. Phys.*, **10**, 2507–2520. (cf p. 92)
- Dundas, C. M., Diniega, S., Hansen, C. J., Byrne, S., & McEwen, A. S. 2012. Seasonal activity and morphological changes in martian gullies. *Icarus*, **220**(July), 124–143. (cf p. 51)
- Elliot, J. L., & Young, L. A. 1992. Analysis of stellar occultation data for planetary atmospheres. I - Model fitting, with application to Pluto. *Astronomical Journal*, **103**(Mar.), 991–1015. (cf p. 223)
- Elliot, J. L., Dunham, E. W., Bosh, A. S., Slivan, S. M., Young, L. A., Wasserman, L. H., & Millis, R. L. 1989. Pluto's atmosphere. *Icarus*, **77**(Jan.), 148–170. (cf p. 223)
- Elliot, J. L., Ates, A., Babcock, B. A., Bosh, A. S., Buie, M. W., Clancy, K. B., Dunham, E. W., Eikenberry, S. S., Hall, D. T., Kern, S. D., Leggett, S. K., Levine, S. E., Moon, D.-S., Olkin, C. B., Osip, D. J., Pasachoff, J. M., Penprase, B. E., Person, M. J., Qu, S., Rayner, J. T., Roberts, L. C., Salyk, C. V., Souza, S. P., Stone, R. C., Taylor, B. W., Tholen, D. J., Thomas-Osip, J. E., Ticehurst, D. R., & Wasserman, L. H. 2003. The recent expansion of Pluto's atmosphere. *Nature*, **424**(July), 165–168. (cf p. 215 et 223)

- Eluszkiewicz, J. 1993. On the microphysical state of the Martian seasonal caps. *Icarus*, **103**(May), 43–48. (cf p. 32, 33, 34 et 122)
- Feldman, W. C., Boynton, W. V., Tokar, R. L., Prettyman, T. H., Gasnault, O., Squyres, S. W., Elphic, R. C., Lawrence, D. J., Lawson, S. L., Maurice, S., McKinney, G. W., Moore, K. R., & Reedy, R. C. 2002. Global Distribution of Neutrons from Mars : Results from Mars Odyssey. *Science*, **297**, 75–78. (cf p. 21)
- Forget, F., Hansen, G. B., & Pollack, J. B. 1995. Low brightness temperatures of Martian polar caps : CO₂ clouds or low surface emissivity? *Journal of Geophysical Research*, **1002**, 21219–21234. (cf p. 22, 32 et 121)
- Forget, F., Hourdin, F., & Talagrand, O. 1998. CO₂ Snowfall on Mars : Simulation with a General Circulation Model. *Icarus*, **131**, 302–316. (cf p. 24 et 44)
- Forget, F., Hourdin, F., Fournier, R., Hourdin, C., Talagrand, O., Collins, M., Lewis, S. R., Read, P. L., & Huot, J.-P. 1999. Improved general circulation models of the Martian atmosphere from the surface to above 80 km. *Journal of Geophysical Research*, **1042**, 24155–24176. (cf p. 11, 90 et 163)
- Forget, F., Millour, E., Lebonnois, S., Montabone, L., Dassas, K., Lewis, S. R., Read, P. L., López-Valverde, M. A., González-Galindo, F., Montmessin, F., Lefèvre, F., Desjean, M.-C., & Huot, J.-P. 2006 (Feb.). The new Mars climate database. *Page 128 of :* F. Forget, M. A. Lopez-Valverde, M. C. Desjean, J. P. Huot, F. Lefevre, S. Lebonnois, S. R. Lewis, E. Millour, P. L. Read, & R. J. Wilson (ed), *Mars Atmosphere Modelling and Observations*. (cf p. 44, 90 et 163)
- Forget, F., Spiga, A., Dolla, B., Vinatier, S., Melchiorri, R., Drossart, P., Gendrin, A., Bibring, J.-P., Langevin, Y., & Gondet, B. 2007. Remote sensing of surface pressure on Mars with the Mars Express/OMEGA spectrometer : 1. Retrieval method. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **112**, E08S15. (cf p. 45)
- Forget, F., Millour, E., Montabone, L., & Lefevre, F. 2008 (Nov.). Non Condensable Gas Enrichment and Depletion in the Martian Polar Regions. *Page 9106 of : Third International Workshop on The Mars Atmosphere : Modeling and Observations*. LPI Contributions, vol. 1447. (cf p. 45)
- Foster, J. L., Chang, A. T. C., Hall, D. K., Wergin, W. P., Erbe, E. F., & Barton, J. 1998. Carbon dioxide crystals : An examination of their size, shape, and scattering properties at 37 GHz and comparisons with water ice (snow) measurements. *Journal of Geophysical Research*, **103**(Nov.), 25839–25850. (cf p. 94, 95 et 155)
- Fray, N., & Schmitt, B. 2009. Sublimation of molecules of astrophysical interest : A bibliographic review. *Planetary and Space Science*, **57**, 2053–2080. (cf p. 29, 30 et 308)
- Gierasch, P. 2002. The north - south martian divide. *Nature*, **416**, 269–270. (cf p. 24)
- Giuranna, M., Formisano, V., Grassi, D., & Maturilli, A. 2007. Tracking the edge of the south seasonal polar cap of Mars. *Planetary and Space Science*, **55**, 1319–1327. (cf p. 31)

- Gladstone, G. R., Stern, S. A., Ennico, K., Olkin, C. B., Weaver, H. A., Young, L. A., Summers, M. E., Strobel, D. F., Hinson, D. P., Kammer, J. A., Parker, A. H., Steffl, A. J., Linscott, I. R., Parker, J. W., Cheng, A. F., Slater, D. C., Versteeg, M. H., Greathouse, T. K., Retherford, K. D., Throop, H., Cunningham, N. J., Woods, W. W., Singer, K. N., Tsang, C. C. C., Schindhelm, E., Lisse, C. M., Wong, M. L., Yung, Y. L., Zhu, X., Curdt, W., Lavvas, P., Young, E. F., Tyler, G. L., Bagenal, F., Grundy, W. M., McKinnon, W. B., Moore, J. M., Spencer, J. R., Andert, T., Andrews, J., Banks, M., Bauer, B., Bauman, J., Barnouin, O. S., Bedini, P., Beisser, K., Beyer, R. A., Bhaskaran, S., Binzel, R. P., Birath, E., Bird, M., Bogan, D. J., Bowman, A., Bray, V. J., Brozovic, M., Bryan, C., Buckley, M. R., Buie, M. W., Buratti, B. J., Bushman, S. S., Calloway, A., Carcich, B., Conard, S., Conrad, C. A., Cook, J. C., Cruikshank, D. P., Custodio, O. S., Ore, C. M. D., Deboy, C., Dischner, Z. J. B., Dumont, P., Earle, A. M., Elliott, H. A., Ercol, J., Ernst, C. M., Finley, T., Flanigan, S. H., Fountain, G., Freeze, M. J., Green, J. L., Guo, Y., Hahn, M., Hamilton, D. P., Hamilton, S. A., Hanley, J., Harch, A., Hart, H. M., Hersman, C. B., Hill, A., Hill, M. E., Holdridge, M. E., Horanyi, M., Howard, A. D., Howett, C. J. A., Jackman, C., Jacobson, R. A., Jennings, D. E., Kang, H. K., Kaufmann, D. E., Kollmann, P., Krimigis, S. M., Kusnierkiewicz, D., Lauer, T. R., Lee, J. E., Lindstrom, K. L., Lunsford, A. W., Mallder, V. A., Martin, N., McComas, D. J., McNutt, R. L., Mehoke, D., Mehoke, T., Melin, E. D., Mutchler, M., Nelson, D., Nimmo, F., Nunez, J. I., Ocampo, A., Owen, W. M., Paetzold, M., Page, B., Pelletier, F., Peterson, J., Pinkine, N., Piquette, M., Porter, S. B., Protopapa, S., Redfern, J., Reitsema, H. J., Reuter, D. C., Roberts, J. H., Robbins, S. J., Rogers, G., Rose, D., Runyon, K., Ryschkewitsch, M. G., Schenk, P., Sepan, B., Showalter, M. R., Soluri, M., Stanbridge, D., Stryk, T., Szalay, J. R., Tapley, M., Taylor, A., Taylor, H., Umurhan, O. M., Verbiscer, A. J., Versteeg, M. H., Vincent, M., Webbert, R., Weidner, S., Weigle, G. E., White, O. L., Whittenburg, K., Williams, B. G., Williams, K., Williams, S., Zangari, A. M., & Zirnstein, E. 2016. The atmosphere of Pluto as observed by New Horizons. *Science*, **351**(Mar.), aad8866. (cf p. 255, 256, 257, 258, 305 et 306)
- Goetz, W., Pike, W. T., Hviid, S. F., Madsen, M. B., Morris, R. V., Hecht, M. H., Stauffer, U., Leer, K., Sykulka, H., Hemmig, E., Marshall, J., Morookian, J. M., Parrat, D., Vijendran, S., Bos, B. J., El Maarry, M. R., Keller, H. U., Kramm, R., Markiewicz, W. J., Drube, L., Blaney, D., Arvidson, R. E., Bell, J. F., Reynolds, R., Smith, P. H., Woida, P., Woida, R., & Tanner, R. 2010. Microscopy analysis of soils at the Phoenix landing site, Mars : Classification of soil particles and description of their optical and magnetic properties. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **115**, E00E22. (cf p. 53, 113, 114 et 144)
- Grisolle, F. 2013. *Les condensats saisonniers de Mars : étude expérimentale de la formation et du métamorphisme de glaces de CO₂*. Ph.D. thesis, IPAG, Université Joseph Fourier, Grenoble, France. (cf p. 52, 53, 54, 55, 95, 107, 115, 123, 156, 158, 189, 194, 207, 208, 209, 321, 324, 325 et 329)
- Grundy, W. M., & Schmitt, B. 1998. The temperature-dependent near-infrared absorption spectrum of hexagonal H₂O ice. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 25809–25822. (cf p. 76, 79, 93, 94, 172 et 173)
- Grundy, W. M., Schmitt, B., & Quirico, E. 1993. The Temperature-Dependent Spectra of

- α and β Nitrogen Ice with Application to Triton. *Icarus*, **105**(Sept.), 254–258. (cf p. 76, 226, 227, 230, 278 et 309)
- Grundy, W. M., Buie, M. W., & Spencer, J. R. 2002. Spectroscopy of Pluto and Triton at 3–4 Microns : Possible Evidence for Wide Distribution of Nonvolatile Solids. *Astronomical Journal*, **124**(Oct.), 2273–2278. (cf p. 76, 226, 278, 283, 287 et 309)
- Grundy, W. M., Olkin, C. B., Young, L. A., Bluie, M. W., & Young, E. F. 2013. Near-infrared spectral monitoring of Pluto’s ices : Spatial distribution and secular evolution. *Icarus*, **223**, 710–721. (cf p. 218, 220, 237 et 245)
- Grundy, W. M., Olkin, C. B., Young, L. A., & Holler, B. J. 2014. Near-infrared spectral monitoring of Pluto’s ices II : Recent decline of CO and N₂ ice absorptions. *Icarus*, **235**(June), 220–224. (cf p. 220)
- Grundy, W. M., Binzel, R. P., Buratti, B. J., Cook, J. C., Cruikshank, D. P., Dalle Ore, C. M., Earle, A. M., Ennico, K., Howett, C. J. A., Lunsford, A. W., Olkin, C. B., Parker, A. H., Philippe, S., Protopapa, S., Quirico, E., Reuter, D. C., Schmitt, B., Singer, K. N., Verbiscer, A. J., Beyer, R. A., Buie, M. W., Cheng, A. F., Jennings, D. E., Linscott, I. R., Parker, J. W., Schenk, P. M., Spencer, J. R., Stansberry, J. A., Stern, S. A., Throop, H. B., Tsang, C. C. C., Weaver, H. A., Weigle, G. E., & Young, L. A. 2016. Surface compositions across Pluto and Charon. *Science*, **351**(Mar.), aad9189. (cf p. 250, 251, 255, 289, 292, 293, 295, 300, 301, 302 et 304)
- Grundy, W.M., & Fink, U. 1996. Synoptic CCD Spectrophotometry of Pluto Over the Past 15 Years. *Icarus*, **124**(1), 329 – 343. (cf p. 235)
- Haberle, R. M., Leovy, C. B., & Pollack, J. B. 1979. A numerical model of the Martian polar CAP winds. *Icarus*, **39**, 151–183. (cf p. 40 et 185)
- Haberle, R. M., Pollack, J. B., Barnes, J. R., Zurek, R. W., Leovy, C. B., Murphy, J. R., Lee, H., & Schaeffer, J. 1993. Mars atmospheric dynamics as simulated by the NASA AMES General Circulation Model. I - The zonal-mean circulation. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 3093–3123. (cf p. 11)
- Haberle, R. M., Forget, F., Colaprete, A., Schaeffer, J., Boynton, W. V., Kelly, N. J., & Chamberlain, M. A. 2008. The effect of ground ice on the Martian seasonal CO₂ cycle. *Planetary Space Science*, **56**(Feb.), 251–255. (cf p. 44)
- Hanel, R. A., Conrath, B. J., Hovis, W. A., Kunde, V. G., Lowman, P. D., Pearl, J. C., Prabhakara, C., Schlachman, B., & Levin, G. V. 1972. Infrared Spectroscopy Experiment on the Mariner 9 Mission : Preliminary Results. *Science*, **175**(Jan.), 305–308. (cf p. 13)
- Hansen, C. J., & Paige, D. A. 1996. Seasonal Nitrogen Cycles on Pluto. *Icarus*, **120**(Apr.), 247–265. (cf p. 224)
- Hansen, C. J., Thomas, N., Portyankina, G., McEwen, A., Becker, T., Byrne, S., Herkenhoff, K., Kieffer, H., & Mellon, M. 2010. HiRISE observations of gas sublimation-driven activity in Mars southern polar regions : I. Erosion of the surface. *Icarus*, **205**, 283–295. (cf p. 121)

- Hansen, G. B. 2005. Ultraviolet to near-infrared absorption spectrum of carbon dioxide ice from 0.174 to 1.8 μm . *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **110**, E11003. (cf p. 76 et 173)
- Hapke, B. 1993. *Theory of reflectance and emittance spectroscopy*. Cambridge University Press. (cf p. vi, 67, 68 et 237)
- Hargraves, R. B., Knudsen, J. M., & Madsen, M. B. 1999. Caution advised on suitability of a Mars soil simulant. *EOS Transactions*, **80**, 168–168. (cf p. 130)
- Hart, H. M., & Jakosky, B. M. 1986. Composition and stability of the condensate observed at the Viking Lander 2 site on Mars. *Icarus*, **66**, 134–142. (cf p. 185)
- Hayne, P., Paige, D., Heavens, N., & the Mars Climate Sounder Science Team. 2014. The role of snowfall in forming the seasonal ice caps of Mars : Models and constraints from the Mars Climate Sounder. *Icarus*, **231**, 122–130. (cf p. 32 et 122)
- Hayne, P. O., Hansen, C. J., Byrne, S., Kass, D. M., Kleinböhl, A., Piqueux, S., McCleese, D. J., Diniega, S., & Portyankina, G. 2016. Snowfall Variability and Surface Changes in the Polar Regions of Mars. *LPI Contributions*, **1926**(Sept.), 6012. (cf p. 32)
- Henning, T., Il'In, V. B., Krivova, N. A., Michel, B., & Voshchinnikov, N. V. 1999. WWW database of optical constants for astronomy. *Astronomy and Astrophysics Supplement*, **136**, 405–406. (cf p. 130)
- Henry, L. G., & Greenstein, J. L. 1941. Diffuse radiation in the Galaxy. *Astronomical Journal*, **93**, 70–83. (cf p. 70)
- Herny, C., Massé, M., Bourgeois, O., Carpy, S., Le Mouélic, S., Appéré, T., Smith, I. B., Spiga, A., & Rodriguez, S. 2014. Sedimentation waves on the Martian North Polar Cap : Analogy with megadunes in Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters*, **403**, 56–66. (cf p. 27 et 254)
- Herr, K. C., & Pimentel, G. C. 1970. Evidence for Solid Carbon Dioxide in the Upper Atmosphere of Mars. *Science*, **167**, 47–49. (cf p. 16)
- Hess, S. L. 1979. Static stability and thermal wind in an atmosphere of variable composition Applications to Mars. *Journal of Geophysical Research*, **84**, 2969–2973. (cf p. 31)
- Holt, J. W., Fishbaugh, K. E., Byrne, S., Christian, S., Tanaka, K., Russell, P. S., Herkenhoff, K. E., Safaeinili, A., Putzig, N. E., & Phillips, R. J. 2010. The construction of Chasma Boreale on Mars. *Nature*, **465**(May), 446–449. (cf p. 26)
- Hourdin, F., Le van, P., Forget, F., & Talagrand, O. 1993. Meteorological Variability and the Annual Surface Pressure Cycle on Mars. *Journal of Atmospheric Sciences*, **50**, 3625–3640. (cf p. 44)
- Hourdin, F., Forget, F., & Talagrand, O. 1995. The sensitivity of the Martian surface pressure and atmospheric mass budget to various parameters : A comparison between numerical simulations and Viking observations. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 5501–5523. (cf p. 15, 28, 41 et 44)

- Hourdin, F., Forget, F., Fournier, R., Talagrand, O., Read, P. L., Collins, M., Lewis, S. R., Thomas, N. P. J., & Huot, J.-P. 1996 (Dec.). Numerical modelling of the general circulation of the Martian atmosphere. *Pages 315–320 of* : Guyenne, T.-D., & Hilgers, A. (eds), *Environment Modeling for Space-Based Applications*. ESA Special Publication, vol. 392. (cf p. 28)
- Hubbard, W. B., Hunten, D. M., Dieters, S. W., Hill, K. M., & Watson, R. D. 1988. Occultation evidence for an atmosphere on Pluto. *Nature*, **336**(Dec.), 452–454. (cf p. 223)
- Hunt, G. E. 1980. On the infrared radiative properties of CO₂ ice clouds - Application to Mars. *Geophysical Research Letters*, **7**, 481–484. (cf p. 31)
- Ingersoll, A. P. 1990. Dynamics of Triton's atmosphere. *Nature*, **344**, 315–317. (cf p. 215)
- Jakosky, B. 2001. *Mars : Climate History*. (cf p. 11)
- Jakosky, B. M., & Farmer, C. B. 1982. The seasonal and global behavior of water vapor in the Mars atmosphere - Complete global results of the Viking atmospheric water detector experiment. *Journal of Geophysical Research*, **87**, 2999–3019. (cf p. 18)
- Jakosky, B. M., & Haberle, R. M. 1990. Year-to-year instability of the Mars south polar cap. *Journal of Geophysical Research*, **95**, 1359–1365. (cf p. 25)
- James, P. B., & Cantor, B. A. 2001. Martian North Polar Cap Recession : 2000 Mars Orbiter Camera Observations. *Icarus*, **154**, 131–144. (cf p. 36, 38 et 40)
- James, P. B., Kieffer, H. H., & Paige, D. A. 1992. *Mars*. University of Arizona Press, Tucson. Chap. The seasonal cycle of carbon dioxide on Mars, pages 934–968. (cf p. 23)
- James, P. B., Cantor, B. A., & Davis, S. 2001. Mars Orbiter Camera observations of the Martian south polar cap in 1999-2000. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 23635–23652. (cf p. 38 et 40)
- Jaquin, F., Gierasch, P., & Kahn, R. 1986. The vertical structure of limb hazes in the Martian atmosphere. *Icarus*, **68**(Dec.), 442–461. (cf p. 22)
- Jewitt, D., Luu, J., & Marsden, B. G. 1992. 1992 QB₁. *IAU Central Bureau for Astronomical Telegrams*, **5611**(Sept.). (cf p. 217)
- Jewitt, D. C. 1994. Heat from Pluto. *Astronomical Journal*, **107**(Jan.), 372–378. (cf p. 219)
- Johnsson, A., Reiss, D., Hauber, E., Hiesinger, H., & Zanetti, M. 2014. Evidence for very recent melt-water and debris flow activity in gullies in a young mid-latitude crater on Mars. *Icarus*, **235**(June), 37–54. (cf p. 50)
- Jouannic, G., Gargani, J., Conway, S. J., Costard, F., Balme, M. R., Patel, M. R., Massé, M., Chiara, M., Jornelli, V., & Ori, G. G. 2015. Laboratory simulation of debris flows over sand dunes : Insights into gully-formation (Mars). *Geomorphology*, **231**, 101–115. (cf p. 51)

- Jouglet, D., Poulet, F., Milliken, R. E., Mustard, J. F., Bibring, J.-P., Langevin, Y., Gondet, B., & Gomez, C. 2007. Hydration state of the Martian surface as seen by Mars Express OMEGA : 1. Analysis of the 3 μm hydration feature. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **112**, E08S06. (cf p. 20)
- Jouglet, D., Poulet, F., Langevin, Y., Bibring, J.-P., Gondet, B., Vincendon, M., & Berthe, M. 2009. OMEGA long wavelength channel : Data reduction during non-nominal stages. *Planetary and Space Science*, **57**, 1032–1042. (cf p. 105)
- Kahn, R. 1984. The spatial and seasonal distribution of Martian clouds and some meteorological implications. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 6671–6688. (cf p. 21 et 23)
- Karatekin, Ö., Van Hoolst, T., & Dehant, V. 2006. Martian global-scale CO₂ exchange from time-variable gravity measurements. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **111**, E06003. (cf p. 34)
- Kaufmann, E., Kömle, N. I., & Kargl, G. 2006. Laboratory simulation experiments on the solid-state greenhouse effect in planetary ices. *Icarus*, **185**(Nov.), 274–286. (cf p. 53)
- Kaufmann, E., Kömle, N. I., & Kargl, G. 2007. Laboratory simulation and theoretical modelling of the solid-state greenhouse effect. *Advances in Space Research*, **39**, 370–374. (cf p. 53)
- Khare, B. N., Sagan, C., Arakawa, E. T., Suits, F., Callcott, T. A., & Williams, M. W. 1984. Optical constants of organic tholins produced in a simulated Titanian atmosphere - From soft X-ray to microwave frequencies. *Icarus*, **60**(Oct.), 127–137. (cf p. 233)
- Kieffer, H. H. 1968. *Near infrared spectral reflectance of simulated Martian frosts*. Ph.D. thesis, California Institute of Technology. (cf p. 52, 53, 154 et 161)
- Kieffer, H. H. 1970a. Interpretation of the martian polar cap spectra. *Journal of Geophysical Research*, **75**, 510–514. (cf p. 31 et 121)
- Kieffer, H. H. 1970b. Spectral reflectance of CO₂-H₂O Frosts. *Journal of Geophysical Research*, **75**, 501–509. (cf p. 52)
- Kieffer, H. H. 2000. Annual Punctuated CO₂ Slab-Ice and Jets on Mars. *Page 93 of : Second International Conference on Mars Polar Science and Exploration*. (cf p. 38, 121 et 194)
- Kieffer, H. H. 2007. Cold jets in the Martian polar caps. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **112**, E08005. (cf p. 140)
- Kieffer, H. H., & Titus, T. N. 2001. TES Mapping of Mars' North Seasonal Cap. *Icarus*, **154**, 162–180. (cf p. 31, 32, 36 et 38)
- Kieffer, H. H., Martin, T. Z., Chase, Jr., S. C., Miner, E. D., & Palluconi, F. D. 1976. Martian north pole summer temperatures - Dirty water ice. *Science*, **194**, 1341–1344. (cf p. 24)

- Kieffer, H. H., Martin, T. Z., Peterfreund, A. R., Jakosky, B. M., Miner, E. D., & Palluconi, F. D. 1977. Thermal and albedo mapping of Mars during the Viking primary mission. *Journal of Geophysical Research*, **82**, 4249–4291. (cf p. 31)
- Kieffer, H. H., Titus, T. N., Mullins, K. F., & Christensen, P. R. 2000. Mars south polar spring and summer behavior observed by TES : Seasonal cap evolution controlled by frost grain size. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 9653–9700. (cf p. 24, 35, 38, 47 et 184)
- Kieffer, H. H., Christensen, P. R., & Titus, T. N. 2006. CO₂ jets formed by sublimation beneath translucent slab ice in Mars' seasonal south polar ice cap. *Nature*, **442**, 793–796. (cf p. 47)
- Kiess, C. C., Karrer, S., & Kiess, H. K. 1960. A New Explanation of Martian Phenomena. *Astronomical Journal*, **65**, 348. (cf p. 23)
- Kite, E. S., Williams, J. P., Lucas, A., & Aharonson, O. 2014. Low palaeopressure of the martian atmosphere estimated from the size distribution of ancient craters. *Nature Geoscience*, **7**, 335–339. (cf p. 7)
- Krasnopolsky, V. A., & Cruikshank, D. P. 1999. Photochemistry of Pluto's atmosphere and ionosphere near perihelion. *Journal of Geophysical Research*, **104**(Sept.), 21979–21996. (cf p. 234)
- Krasnopolsky, V. A., Sandel, B. R., & Herbert, F. 1992. Properties of haze in the atmosphere of Triton. *Journal of Geophysical Research*, **97**(July), 11. (cf p. 223)
- Kuiper, G. P. 1952. *The atmospheres of the earth and planets*. University of Chicago Press (1952) Rev. ed. (cf p. 23)
- Labsphere. 1999. Calibration certificate SRT99-100. *Technical Report, Labsphere Inc., P.O. Box 7., North Sutton, N.H. 03260., 27669-1-1*. (cf p. 117)
- Lambert, J. H. 1760. Photometria sive de mensura de gratibus luminis, colorum umbrae. *Eberhard Klett*. (cf p. vi et 68)
- Langevin, Y., Poulet, F., Bibring, J.-P., Schmitt, B., Douté, S., & Gondet, B. 2005. Summer Evolution of the North Polar Cap of Mars as Observed by OMEGA/Mars Express. *Science*, **307**, 1581–1584. (cf p. 27)
- Langevin, Y., Douté, S., Vincendon, M., Poulet, F., Bibring, J.-P., Gondet, B., Schmitt, B., & Forget, F. 2006. No signature of clear CO₂ ice from the 'cryptic' regions in Mars' south seasonal polar cap. *Nature*, **442**, 790–792. (cf p. 31, 38, 40, 42, 121, 122, 161 et 184)
- Langevin, Y., Bibring, J.-P., Montmessin, F., Forget, F., Vincendon, M., Douté, S., Poulet, F., & Gondet, B. 2007. Observations of the south seasonal cap of Mars during recession in 2004-2006 by the OMEGA visible/near-infrared imaging spectrometer on board Mars Express. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **112**, E08S12. (cf p. 38, 39, 41, 42, 121, 126, 127, 128, 139, 152, 165, 167, 184 et 185)

- Lanza, N. L., Meyer, G. A., Okubo, C. H., Newsom, H. E., & Wiens, R. C. 2010. Evidence for debris flow gully formation initiated by shallow subsurface water on Mars. *Icarus*, **205**(Jan.), 103–112. (cf p. 50)
- Larson, H. P., & Fink, U. 1972. Identification of Carbon Dioxide Frost on the Martian Polar Caps. *Astronomical Journal*, **171**, L91. (cf p. 31)
- Le Coarer, E., Blaise, S., Benech, P., Stefanon, I., Morand, A., LÃ©ronnel, G., Leblond, G., Kern, P., Fedeli, J. M., & Royer, P. 2007. Wavelength-scale stationary-wave integrated Fourier-transform spectrometry. *Nature Photonics*, **1**, 473–478. (cf p. 103)
- Leighton, R. B., & Murray, B. C. 1966. Behavior of Carbon Dioxide and Other Volatiles on Mars. *Science*, **153**, 136–144. (cf p. 24 et 25)
- Lellouch, E. 1994. The thermal structure of Pluto’s atmosphere : Clear VS hazy models. *Icarus*, **108**(Apr.), 255–264. (cf p. 223)
- Lellouch, E., Sicardy, B., de Bergh, C., Käufel, H.-U., Kassi, S., & Campargue, A. 2009. Pluto’s lower atmosphere structure and methane abundance from high-resolution spectroscopy and stellar occultations. *Astronomy and Astrophysics*, **495**(Mar.), L17–L21. (cf p. 223)
- Lellouch, E., de Bergh, C., Sicardy, B., Käufel, H. U., & Smette, A. 2011. High resolution spectroscopy of Pluto’s atmosphere : detection of the 2.3 μm CH₄ bands and evidence for carbon monoxide. *Astronomy and Astrophysics*, **530**(June), L4. (cf p. 223)
- Lellouch, E., Merlin, F., & de Bergh, C. 2014. The state of CO and the temperature of Triton’s surface. *European Planetary Science Congress 2014, EPSC Abstracts, Vol. 9, id. EPSC2014-44*, **9**(Apr.), EPSC2014–44. (cf p. 310)
- Lellouch, E., Gurwell, M., Butler, B., Fouchet, T., Lavvas, P., Strobel, D. F., Sicardy, B., Moullet, A., Moreno, R., Bockelée-Morvan, D., Biver, N., Young, L., Lis, D., Stansberry, J., Stern, A., Weaver, H., Young, E., Zhu, X., & Boissier, J. 2016. Detection of CO and HCN in Pluto’s atmosphere with ALMA. *ArXiv e-prints*, June. (cf p. 223)
- Leppänen, L., Kontu, A., Vehviläinen, J., Lemmetyinen, J., & Pulliainen, J. 2015. Comparison of traditional and optical grain-size field measurements with SNOWPACK simulations in a taiga snowpack. *Journal of Glaciology*, **61**(225), 151–162. (cf p. 172)
- Levy, J. S., Head, J. W., Dickson, J. L., Fassett, C. I., Morgan, G. A., & Schon, S. C. 2010. Identification of gully debris flow deposits in Protonilus Mensae, Mars : Characterization of a water-bearing, energetic gully-forming process. *Earth and Planetary Science Letters*, **294**(June), 368–377. (cf p. 50)
- Lewis, S. R., Collins, M., Read, P. L., Forget, F., Hourdin, F., Fournier, R., Hourdin, C., Talagrand, O., & Huot, J.-P. 1999. A climate database for Mars. *Journal of Geophysical Research*, **1042**, 24177–24194. (cf p. 90)
- Li, W., Stamnes, K., Eide, H., & Spurr, R. 2007. Bidirectional reflectance distribution function of snow : corrections for the Lambertian assumption in remote sensing applications. *Optical Engineering*, **46**(6), 066201. (cf p. 92)

- Libois, Q., Picard, G., France, J. L., Arnaud, L., Dumont, M., Carmagnola, C. M., & King, M. D. 2013. Influence of grain shape on light penetration of snow. *The Cryosphere*, **7**, 167–174. (cf p. 92 et 332)
- Liu, J., Richardson, M. I., & Wilson, R. J. 2003. An assessment of the global, seasonal, and interannual spacecraft record of Martian climate in the thermal infrared. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **108**(Aug.), 8–1. (cf p. 23)
- Lyapustin, A., Tedesco, M., Wang, Y., Aoki, T., Hori, M., & Kokhanovsky, A. 2009. Retrieval of snow grain size over Greenland from MODIS. *Remote Sensing of Environment*, **113**, 1976–1987. (cf p. 92)
- Määttänen, A., Pérot, K., Hauchecorne, A., Montmessin, F., & Bertaux, J.-L. 2012 (June). A Comparison of the Mesospheric Clouds on Mars and on the Earth. *Page 8040 of : Comparative Climatology of Terrestrial Planets*. LPI Contributions, vol. 1675. (cf p. 17)
- Määttänen, A., Pérot, K., Montmessin, F., & Hauchecorne, A. 2013. *Mesospheric Clouds on Mars and on Earth*. Pages 393–413. (cf p. 18)
- Madeleine, J.-B., Forget, F., Spiga, A., Wolff, M., Montmessin, F., Vincendon, M., Jouglet, D., Gondet, B., Bibring, J.-P., Langevin, Y., & Schmitt, B. 2012. Aphelion water-ice cloud mapping and property retrieval using the OMEGA imaging spectrometer onboard Mars Express. *Journal of Geophysical Research*, In press. (cf p. 22 et 45)
- Mahaffy, P. R., Webster, C. R., Atreya, S. K., Franz, H., Wong, M., Conrad, P. G., Harpold, D., Jones, J. J., Leshin, L. A., Manning, H., & et al. 2013. Abundance and Isotopic Composition of Gases in the Martian Atmosphere from the Curiosity Rover. *Science*, **341**(July), 263–266. (cf p. 11)
- Malin, M. C., & Edgett, K. S. 2000. Evidence for Recent Groundwater Seepage and Surface Runoff on Mars. *Science*, **288**(June), 2330–2335. (cf p. 50)
- Malin, M. C., & Edgett, K. S. 2001. Mars Global Surveyor Mars Orbiter Camera : Interplanetary cruise through primary mission. *Journal of Geophysical Research*, **106**(oct), 23429–23570. (cf p. 21, 50 et 106)
- Malin, M. C., Danielson, G. E., Ingersoll, A. P., Masursky, H., Veverka, J., Ravine, M. A., & Soulanille, T. A. 1992. Mars Observer camera. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 7699–7718. (cf p. 106)
- Malin, M. C., Carr, M. H., Danielson, G. E., Davies, M. E., Hartmann, W. K., Ingersoll, A. P., James, P. B., Masursky, H., McEwen, A. S., Soderblom, L. A., Thomas, P., Veverka, J., Caplinger, M. A., Ravine, M. A., Soulanille, T. A., & Warr En, J. L. 1998. Early Views of the Martian Surface from the Mars Orbiter Camera of Mars Global Surveyor. *Science*, **279**, 1681. (cf p. 47)
- Malin, M. C., Caplinger, M. A., & Davis, S. D. 2001. Observational Evidence for an Active Surface Reservoir of Solid Carbon Dioxide on Mars. *Science*, **294**, 2146–2148. (cf p. 25)
- Maltagliati, L., Montmessin, F., Korablev, O., Fedorova, A., Forget, F., Määttänen, A., Lefèvre, F., & Bertaux, J.-L. 2013. Annual survey of water vapor vertical distribution and water-aerosol coupling in the martian atmosphere observed by SPICAM/MEx solar occultations. *Icarus*, **223**(Apr.), 942–962. (cf p. 22)

- Mangold, N. 2005. High latitude patterned grounds on Mars : Classification, distribution and climatic control. *Icarus*, **174**, 336–359. (cf p. 21)
- Mangold, N., Costard, F., & Forget, F. 2003. The Formation of Martian Gullies by Near-Surface Ice Melting During Recent Periods of High Obliquity : Evidence from Gullies Distribution and Orientations. *AGU Fall Meeting Abstracts*. (cf p. 50)
- Marboeuf, U., Schmitt, B., Petit, J.-M., Mousis, O., & Fray, N. 2012. A cometary nucleus model taking into account all phase changes of water ice : amorphous, crystalline, and clathrate. *Astronomy and Astrophysics*, **542**(June), A82. (cf p. 337 et 339)
- Martin, T. Z., & Richardson, M. I. 1993. New dust opacity mapping from Viking Infrared Thermal Mapper data. *Journal of Geophysical Research*, **98**(June), 10. (cf p. 13)
- Massé, M., Conway, S. J., Gargani, J., Patel, M. R., Pasquon, K., Carpy, S., Chevrier, V., Balme, M. R., Ojha, L., Vincendon, M., Poulet, F., Costard, F., & Jouannic, G. 2016. Transport processes induced by metastable boiling water under Martian surface conditions. *Nature Geoscience*, **9**, 425–428. (cf p. 51)
- McConnochie, T. H., Bell, J. F., Savransky, D., Wolff, M. J., Richardson, M. I., Toigo, A. D., Wang, H., & Christensen, P. R. 2006. Martian Mesospheric Clouds : Latest Results from THEMIS-VIS. *AGU Fall Meeting Abstracts*, Dec. (cf p. 17)
- McGuire, P. C., Bishop, J. L., Brown, A. J., Fraeman, A. A., Marzo, G. A., Frank Morgan, M., Murchie, S. L., Mustard, J. F., Parente, M., Pelkey, S. M., Roush, T. L., Seelos, F. P., Smith, M. D., Wendt, L., & Wolff, M. J. 2009. An improvement to the volcano-scan algorithm for atmospheric correction of CRISM and OMEGA spectral data. *Planetary and Space Science*, **57**, 809–815. (cf p. 89)
- McKinnon, W. B., Nimmo, F., Wong, T., Schenk, P. M., White, O. L., Roberts, J. H., Moore, J. M., Spencer, J. R., Howard, A. D., Umurhan, O. M., Stern, S. A., Weaver, H. A., Olkin, C. B., Young, L. A., Smith, K. E., Beyer, R., Buie, M., Buratti, B., Cheng, A., Cruikshank, D., Dalle Ore, C., Gladstone, R., Grundy, W., Lauer, T., Linscott, I., Parker, J., Porter, S., Reitsema, H., Reuter, D., Robbins, S., Showalter, M., Singer, K., Strobel, D., Summers, M., Tyler, L., Banks, M., Barnouin, O., Bray, V., Carcich, B., Chaikin, A., Chavez, C., Conrad, C., Hamilton, D., Howett, C., Hofgartner, J., Kammer, J., Lisse, C., Marcotte, A., Parker, A., Retherford, K., Saina, M., Runyon, K., Schindhelm, E., Stansberry, J., Steffl, A., Stryk, T., Throop, H., Tsang, C., Verbiscer, A., Winters, H., Zangari, A., & New Horizons Geology, G. a. I. T. T. 2016. Convection in a volatile nitrogen-ice-rich layer drives Pluto’s geological vigour. *Nature*, **534**(June), 82–85. (cf p. 252 et 253)
- Merlin, F. 2015. New constraints on the surface of Pluto. *Astronomy and Astrophysics*, **582**, A39. (cf p. 236)
- Merlin, F., Barucci, M. A., de Bergh, C., DeMeo, F. E., Alvarez-Candal, A., Dumas, C., & Cruikshank, D. P. 2010. Chemical and physical properties of the variegated Pluto and Charon surfaces. *Icarus*, **210**(Dec.), 930–943. (cf p. 283)
- Michelangeli, D. V., Toon, O. B., Haberle, R. M., & Pollack, J. B. 1993. Numerical simulations of the formation and evolution of water ice clouds in the Martian atmosphere. *Icarus*, **102**(Apr.), 261–285. (cf p. 22)

- Milbury, C., Schubert, G., Raymond, C. A., Smrekar, S. E., & Langlais, B. 2012. The history of Mars' dynamo as revealed by modeling magnetic anomalies near Tyrrhenus Mons and Syrtis Major. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **117**(16), E10007. (cf p. 7)
- Milliken, R. E., Mustard, J. F., Poulet, F., Jouglet, D., Bibring, J.-P., Gondet, B., & Langevin, Y. 2007. Hydration state of the Martian surface as seen by Mars Express OMEGA : 2. H₂O content of the surface. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **112**, E08S07. (cf p. 20)
- Millis, R. L., Wasserman, L. H., Franz, O. G., Nye, R. A., Elliot, J. L., Dunham, E. W., Bosh, A. S., Young, L. A., Slivan, S. M., & Gilmore, A. C. 1993. Pluto's radius and atmosphere - Results from the entire 9 June 1988 occultation data set. *Icarus*, **105**(Oct.), 282. (cf p. 223)
- Millour, E., Forget, F., Lefevre, F., Gonzalez-Galindo, F., Lopez-Valverde, M., Montabone, L., Colaitis, A., Navarro, T., & Chauffray, J.-Y. 2012 (July). The latest improvements in the LMD Global Climate Model and derived Mars Climate Database (version 5). *Page 1239 of : 39th COSPAR Scientific Assembly*. COSPAR Meeting, vol. 39. (cf p. 90 et 163)
- Millour, E., Forget, F., Spiga, A., Navarro, T., Madeleine, J.-B., Pottier, A., Montabone, L., Kerber, L., Lefèvre, F., Montmessin, F., Chaufray, J.-Y., López-Valverde, M., González-Galindo, F., Lewis, S., Read, P., Huot, J.-P., Desjean, M.-C., & the MCD/GCM development Team. 2014 (May). The Latest Mars Climate Database (MCD v5.1). *Page 2102 of : EGU General Assembly Conference Abstracts*. EGU General Assembly Conference Abstracts, vol. 16. (cf p. 90 et 163)
- Montmessin, F., Rannou, P., & Cabane, M. 2002. New insights into Martian dust distribution and water-ice cloud microphysics. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **107**, 5037. (cf p. 13)
- Montmessin, F., Forget, F., Rannou, P., Cabane, M., & Haberle, R. M. 2004. Origin and role of water ice clouds in the Martian water cycle as inferred from a general circulation model. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **109**, E10004. (cf p. 45)
- Montmessin, F., Quémerais, E., Bertaux, J. L., Korablev, O., Rannou, P., & Lebonnois, S. 2006. Stellar occultations at UV wavelengths by the SPICAM instrument : Retrieval and analysis of Martian haze profiles. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **111**, E09S09. (cf p. 17)
- Montmessin, F., Gondet, B., Bibring, J.-P., Langevin, Y., Drossart, P., Forget, F., & Fouchet, T. 2007. Hyperspectral imaging of convective CO₂ ice clouds in the equatorial mesosphere of Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **112**(11), E11S90. (cf p. 17)
- Moore, H. J., Tillman, J. E., & Lecompte, G. F. 1997 (Mar.). Viking Landers and the Surface of Mars : K-12 Exercises. *Page 969 of : Lunar and Planetary Science Conference*. Lunar and Planetary Science Conference, vol. 28. (cf p. 130)
- Moore, J. M., Howard, A. D., Schenk, P. M., McKinnon, W. B., Pappalardo, R. T., Ewing, R. C., Bierhaus, E. B., Bray, V. J., Spencer, J. R., Binzel, R. P., Buratti, B., Grundy,

- W. M., Olkin, C. B., Reitsema, H. J., Reuter, D. C., Stern, S. A., Weaver, H., Young, L. A., & Beyer, R. A. 2015. Geology before Pluto : Pre-encounter considerations. *Icarus*, **246**(Jan.), 65–81. (cf p. 221 et 222)
- Moore, J. M., McKinnon, W. B., Spencer, J. R., Howard, A. D., Schenk, P. M., Beyer, R. A., Nimmo, F., Singer, K. N., Umurhan, O. M., White, O. L., Stern, S. A., Ennico, K., Olkin, C. B., Weaver, H. A., Young, L. A., Binzel, R. P., Buie, M. W., Buratti, B. J., Cheng, A. F., Cruikshank, D. P., Grundy, W. M., Linscott, I. R., Reitsema, H. J., Reuter, D. C., Showalter, M. R., Bray, V. J., Chavez, C. L., Howett, C. J. A., Lauer, T. R., Lisse, C. M., Parker, A. H., Porter, S. B., Robbins, S. J., Runyon, K., Stryck, T., Throop, H. B., Tsang, C. C. C., Verbiscer, A. J., Zangari, A. M., Chaikin, A. L., Wilhelms, D. E., Bagenal, F., Gladstone, G. R., Andert, T., Andrews, J., Banks, M., Bauer, B., Bauman, J., Barnouin, O. S., Bedini, P., Beisser, K., Bhaskaran, S., Birath, E., Bird, M., Bogan, D. J., Bowman, A., Brozovic, M., Bryan, C., Buckley, M. R., Bushman, S. S., Calloway, A., Carcich, B., Conard, S., Conrad, C. A., Cook, J. C., Custodio, O. S., Ore, C. M. D., Deboy, C., Dischner, Z. J. B., Dumont, P., Earle, A. M., Elliott, H. A., Ercol, J., Ernst, C. M., Finley, T., Flanigan, S. H., Fountain, G., Freeze, M. J., Greathouse, T., Green, J. L., Guo, Y., Hahn, M., Hamilton, D. P., Hamilton, S. A., Hanley, J., Harch, A., Hart, H. M., Hersman, C. B., Hill, A., Hill, M. E., Hinson, D. P., Holdridge, M. E., Horanyi, M., Jackman, C., Jacobson, R. A., Jennings, D. E., Kammer, J. A., Kang, H. K., Kaufmann, D. E., Kollmann, P., Krimigis, S. M., Kusnierkiewicz, D., Lee, J. E., Lindstrom, K. L., Lunsford, A. W., Mallder, V. A., Martin, N., McComas, D. J., McNutt, R. L., Mehoke, D., Mehoke, T., Melin, E. D., Mutchler, M., Nelson, D., Nunez, J. I., Ocampo, A., Owen, W. M., Paetzold, M., Page, B., Parker, J. W., Pelletier, F., Peterson, J., Pinkine, N., Piquette, M., Protopapa, S., Redfern, J., Roberts, J. H., Rogers, G., Rose, D., Retherford, K. D., Ryschkewitsch, M. G., Schindhelm, E., Sepan, B., Soluri, M., Stanbridge, D., Steffl, A. J., Strobel, D. F., Summers, M. E., Szalay, J. R., Tapley, M., Taylor, A., Taylor, H., Tyler, G. L., Versteeg, M. H., Vincent, M., Webbert, R., Weidner, S., Weigle, G. E., Whittenburg, K., Williams, B. G., Williams, K., Williams, S., Woods, W. W., & Zirnstein, E. 2016. The geology of Pluto and Charon through the eyes of New Horizons. *Science*, **351**(Mar.), 1284–1293. (cf p. 250, 255 et 311)
- Morgan, F., Mustard, J. F., Wiseman, S. M., Seelos, F. P., Murchie, S. L., McGuire, P. C., & CRISM Team. 2011 (Mar.). Improved Algorithm for CRISM Volcano Scan Atmospheric Correction. *Page 2453 of : Lunar and Planetary Science Conference*. Lunar and Planetary Science Conference, vol. 42. (cf p. 89)
- Mouginot, J., Pommerol, A., Beck, P., Kofman, W., & Clifford, S. M. 2012. Dielectric map of the Martian northern hemisphere and the nature of plain filling materials. *Geophysical Research Letters*, **39**, L02202. (cf p. 8)
- Navarro, T., Madeleine, J.-B., Forget, F., Spiga, A., Millour, E., Montmessin, F., & Määttänen, A. 2014. Global climate modeling of the Martian water cycle with improved microphysics and radiatively active water ice clouds. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **119**, 1479–1495. (cf p. 45 et 46)
- Neumann, G. A., Smith, D. E., & Zuber, M. T. 2003. Two Mars years of clouds detected by the Mars Orbiter Laser Altimeter. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **108**, 5023. (cf p. 16)

- Nimmo, F., Hart, S. D., Korycansky, D. G., & Agnor, C. B. 2008. Implications of an impact origin for the martian hemispheric dichotomy. *Nature*, **453**, 1220–1223. (cf p. 8)
- Nolin, A. W., & Dozier, J. 2000. A Hyperspectral Method for Remotely Sensing the Grain Size of Snow. *Remote Sensing of Environment*, **74**(2), 207–216. (cf p. 72)
- Olkin, C. B., Young, E. F., Young, L. A., Grundy, W., Schmitt, B., Tokunaga, A., Owen, T., Roush, T., & Terada, H. 2007. Pluto's Spectrum from 1.0 to 4.2 μm : Implications for Surface Properties. *The Astronomical Journal*, **133**(2), 420. (cf p. 236)
- Olkin, C. B., Young, L. A., Borncamp, D., Pickles, A., Sicardy, B., Assafin, M., Bianco, F. B., Buie, M. W., Dias de Oliveira, A., Gillon, M., French, R. G., Ramos Gomes, Jr., A., Jehin, E., Morales, N., Opitom, C., Ortiz, J. L., Maury, A., Norbury, M., Ribas, F. B., Smith, R., Wasserman, L. H., Young, E. F., Zacharias, M., & Zacharias, N. 2013. Pluto's Atmosphere Does Not Collapse. *ArXiv e-prints*, Sept. (cf p. 215)
- Owen, T. C., Roush, T. L., Cruikshank, D. P., Elliot, J. L., Young, L. A., de Bergh, C., Schmitt, B., Geballe, T. R., Brown, R. H., & Bartholomew, M. J. 1993. Surface ices and the atmospheric composition of Pluto. *Science*, **261**(Aug.), 745–748. (cf p. 219)
- Paige, Jr., D. A. 1985. *The annual heat balance of the Martian polar caps from Viking observations*. Ph.D. thesis, AA(California Inst. of Tech., Pasadena.). (cf p. 24 et 38)
- Pankine, A. A., Tamppari, L. K., & Smith, M. D. 2010. MGS TES observations of the water vapor above the seasonal and perennial ice caps during northern spring and summer. *Icarus*, **210**, 58–71. (cf p. 38)
- Pasachoff, J. M., Souza, S. P., Babcock, B. A., Ticehurst, D. R., Elliot, J. L., Person, M. J., Clancy, K. B., Roberts, Jr., L. C., Hall, D. T., & Tholen, D. J. 2005. The Structure of Pluto's Atmosphere from the 2002 August 21 Stellar Occultation. *Astronomical Journal*, **129**(Mar.), 1718–1723. (cf p. 223)
- Pasquon, K., Gargani, J., & Massé, M. 2015. Geomorphological descriptions of seasonal processes on Mars : Linear Gullies and Recurrent Diffusing Flows on the intra-crater dunes fields. *European Planetary Science Congress 2015, held 27 September - 2 October, 2015 in Nantes, France, Online at <http://meetingorganizer.copernicus.org/epsc2015>, *id.EPSC2015-203*, **10**(Oct.), EPSC2015–203. (cf p. 51)*
- Pearl, J. C., Smith, M. D., Conrath, B. J., Bandfield, J. L., & Christensen, P. R. 2001. Observations of Martian ice clouds by the Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer : The first Martian year. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 12325–12338. (cf p. 16, 21, 22 et 23)
- Person, M. J., Elliot, J. L., Gulbis, A. A. S., Zuluaga, C. A., Babcock, B. A., McKay, A. J., Pasachoff, J. M., Souza, S. P., Hubbard, W. B., Kulesa, C. A., McCarthy, D. W., Benecchi, S. D., Levine, S. E., Bosh, A. S., Ryan, E. V., Ryan, W. H., Meyer, A., Wolf, J., & Hill, J. 2008. Waves in Pluto's Upper Atmosphere. *Astronomical Journal*, **136**(Oct.), 1510–1518. (cf p. 215)
- Phillips, R. J., Davis, B. J., Tanaka, K. L., Byrne, S., Mellon, M. T., Putzig, N. E., Haberle, R. M., Kahre, M. A., Campbell, B. A., Carter, L. M., Smith, I. B., Holt, J. W., Smrekar,

- S. E., Nunes, D. C., Plaut, J. J., Egan, A. F., Titus, T. N., & Seu, R. 2011. Massive CO₂ Ice Deposits Sequestered in the South Polar Layered Deposits of Mars. *Science*, **332**, 838–841. (cf p. 25 et 26)
- Pilorget, C., & Forget, F. 2016. Formation of gullies on Mars by debris flows triggered by CO₂ sublimation. *Nature Geoscience*, **9**(Jan.), 65–69. (cf p. 41 et 51)
- Pilorget, C., Forget, F., Millour, E., Vincendon, M., & Madeleine, J. B. 2011. Dark spots and cold jets in the polar regions of Mars : New clues from a thermal model of surface CO₂ ice. *Icarus*, **213**, 131–149. (cf p. 48)
- Piqueux, S., Byrne, S., & Richardson, M. I. 2003. Sublimation of Mars's southern seasonal CO₂ ice cap and the formation of spiders. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **108**, 5084. (cf p. 47, 48, 182 et 194)
- Pollack, J. B., Haberle, R. M., Schaeffer, J., & Lee, H. 1990. Simulations of the general circulation of the Martian atmosphere. I - Polar processes. *Journal of Geophysical Research*, **95**, 1447–1473. (cf p. 28)
- Pollack, J. B., Haberle, R. M., Murphy, J. R., Schaeffer, J., & Lee, H. 1993. Simulations of the general circulation of the Martian atmosphere. II - Seasonal pressure variations. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 3149–3181. (cf p. 44)
- Pommerol, A., Schmitt, B., Beck, P., & Brissaud, O. 2009. Water sorption on martian regolith analogs : Thermodynamics and near-infrared reflectance spectroscopy. *Icarus*, **204**, 114–136. (cf p. 46, 113, 116, 118 et 143)
- Pommerol, A., Portyankina, G., Thomas, N., Aye, K.-M., Hansen, C. J., Vincendon, M., & Langevin, Y. 2011. Evolution of south seasonal cap during Martian spring : Insights from high-resolution observations by HiRISE and CRISM on Mars Reconnaissance Orbiter. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **116**, E08007. (cf p. 36, 38, 41 et 42)
- Pommerol, Antoine. 2008. *Hydratation minérale à la surface de Mars : caractérisation spectroscopique, thermodynamique et application à la télédétection*. Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier. (cf p. 143)
- Portyankina, G., Markiewicz, W. J., Thomas, N., Hansen, C. J., & Milazzo, M. 2010. HiRISE observations of gas sublimation-driven activity in Mars southern polar regions : III. Models of processes involving translucent ice. *Icarus*, **205**, 311–320. (cf p. 40, 48, 121, 185, 194 et 316)
- Portyankina, G., Merrison, J., Aye, K.-M., Iversen, J. J., Hansen, C., Pommerol, A., & Thomas, N. 2011 (Sept.). How to Create Translucent CO₂ Ice on Mars : Simulations Using the Wind Tunnel of Aarhus Mars Laboratory. *Page 6021 of : Fifth International Conference on Mars Polar Science and Exploration*. LPI Contributions, vol. 1623. (cf p. 52)
- Portyankina, G., Pommerol, A., Aye, K.-M., Hansen, C. J., & Thomas, N. 2012. Polygonal cracks in the seasonal semi-translucent CO₂ ice layer in Martian polar areas. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **117**, E02006. (cf p. 211)

- Portyankina, G., Pommerol, A., Aye, K.-M., Hansen, C. J., & Thomas, N. 2013. Observations of the northern seasonal polar cap on Mars II : HiRISE photometric analysis of evolution of northern polar dunes in spring. *Icarus*, **225**(Aug.), 898–910. (cf p. 24)
- Portyankina, G., Merrison, J., Iversen, J. J., Yoldi, Z., Hansen, C. J., Aye, K.-M., & Pommerol, A. 2016. Laboratory Investigations of Physical State of CO₂ Ice on Mars. *LPI Contributions*, **1926**, 6099. (cf p. 53)
- Prettyman, T. H., Feldman, W. C., Mellon, M. T., McKinney, G. W., Boynton, W. V., Karunatillake, S., Lawrence, D. J., Maurice, S., Metzger, A. E., Murphy, J. R., Squyres, S. W., Starr, R. D., & Tokar, R. L. 2004. Composition and structure of the Martian surface at high southern latitudes from neutron spectroscopy. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **109**, E05001. (cf p. 16)
- Prettyman, T. H., Feldman, W. C., & Titus, T. N. 2009. Characterization of Mars' seasonal caps using neutron spectroscopy. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **114**, E08005. (cf p. 31 et 34)
- Prokhvatilov, A. I., & Yantsevich, L. D. 1983. X-ray investigation of the equilibrium phase-diagram for CH₄-N₂ solid mixtures. *Fizika Nizkikh Temperatur*, **9**(2), 185–192. (cf p. 225, 281, 286, 309 et 310)
- Protopapa, S., Boehnhardt, H., Herbst, T. M., Cruikshank, D. P., Grundy, W. M., Merlin, F., & Olkin, C. B. 2008. Surface characterization of Pluto and Charon by L and M band spectra. *Astronomy and Astrophysics*, **490**(1), 365–375. (cf p. 234 et 236)
- Protopapa, S., Grundy, W. M., Tegler, S. C., & Bergonio, J. M. 2015. Absorption coefficients of the methane-nitrogen binary ice system : Implications for Pluto. *Icarus*, **253**(June), 179–188. (cf p. 225, 226, 229, 230, 232, 283 et 284)
- Protopapa, S., Grundy, W. M., Reuter, D. C., Hamilton, D. P., Dalle Ore, C. M., Cook, J. C., Cruikshank, D. P., Philippe, S., Quirico, E., Schmitt, B., Binzel, R. P., Earle, A. M., Ennico, K., Howett, C. J. A., Lunsford, A. W., Olkin, C. B., Parker, A., Singer, K. N., Stern, A., Weaver, H. A., Young, L. A., & the New Horizons Science Team. 2016. Pluto's global surface composition through pixel-by-pixel Hapke modeling of New Horizons Ralph/LEISA data. *ArXiv e-prints*, Apr. (cf p. 259, 278, 281, 283, 303, 304, 307, 310 et 318)
- Quirico, E. 1995. *Études spectroscopiques infrarouges de solides moléculaires. Application à l'étude des surfaces glacées de Triton et Pluton*. Ph.D. thesis, LPG, Université Joseph Fourier, Grenoble, France. (cf p. 217)
- Quirico, E., & Schmitt, B. 1997a. A Spectroscopic Study of CO Diluted in N₂ Ice : Applications for Triton and Pluto. *Icarus*, **128**, 181–188. (cf p. 76, 290 et 310)
- Quirico, E., & Schmitt, B. 1997b. Near-Infrared Spectroscopy of Simple Hydrocarbons and Carbon Oxides Diluted in Solid N₂ and as Pure Ices : Implications for Triton and Pluto. *Icarus*, **127**, 354–378. (cf p. 76, 96, 97, 229, 231, 234, 269, 278, 283, 284, 287 et 310)
- Quirico, E., Douté, S., Schmitt, B., de Bergh, C., Cruikshank, D. P., Owen, T. C., Geballe, T. R., & Roush, T. L. 1999. Composition, Physical State, and Distribution of Ices at the Surface of Triton. *Icarus*, **139**(June), 159–178. (cf p. 229 et 278)

- Rannou, P., Perrier, S., Bertaux, J.-L., Montmessin, F., Korablev, O., & Rébérac, A. 2006. Dust and cloud detection at the Mars limb with UV scattered sunlight with SPICAM. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **111**(Sept.), E09S10. (cf p. 22)
- Read, P. L., Lewis, S. R., & Mulholland, D. P. 2015. The physics of Martian weather and climate : a review. *Reports on Progress in Physics*, **78**(12), 125901. (cf p. 11)
- Reuter, D. C., Stern, S. A., Scherrer, J., Jennings, D. E., Baer, J. W., Hanley, J., Hardaway, L., Lunsford, A., McMuldroy, S., Moore, J., Olkin, C., Parizek, R., Reitsma, H., Sabatke, D., Spencer, J., Stone, J., Throop, H., van Cleve, J., Weigle, G. E., & Young, L. A. 2008. Ralph : A Visible/Infrared Imager for the New Horizons Pluto/Kuiper Belt Mission. *Space Science Reviews*, **140**(Oct.), 129–154. (cf p. 246 et 248)
- Richardson, M. I., & Wilson, R. J. 2002. Investigation of the nature and stability of the Martian seasonal water cycle with a general circulation model. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **107**, 5031. (cf p. 23)
- Roy, R. 2007. *Influence des altérations de surface naturelle sur la reconnaissance des roches par télédétection V-IR : application à la cartographie de l'ophiolite d'Oman et au programme d'étude des nouvelles AOC des Muscadet de la région nantaise*. Ph.D. thesis, Université de Nantes. (cf p. 59, 61, 64 et 82)
- Schmidt, F., Douté, S., Schmitt, B., Vincendon, M., Bibring, J.-P., Langevin, Y., & OMEGA Team. 2009. Albedo control of seasonal South Polar cap recession on Mars. *Icarus*, **200**, 374–394. (cf p. 36 et 331)
- Schmitt, B., Quirico, E., Trotta, F., & Grundy, W. M. 1998. *Optical Properties of Ices from UV to Infrared*. Astrophysics and Space Science Library, vol. 227. Astrophysics and Space Science Library. Pages 199–240. (cf p. 76, 78, 94, 96 et 97)
- Schmitt, B., Douté, S., Langevin, Y., Forget, F., Bibring, J.-P., Gondet, B., & The Omega Team. 2005. Northern Seasonal Condensates on Mars by OMEGA/Mars Express. *Pages 2326–+ of : 36th Annual Lunar and Planetary Science Conference*. Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts, vol. 36. (cf p. 36)
- Schofield, J. T., Barnes, J. R., Crisp, D., Haberle, R. M., Larsen, S., Magalhaes, J. A., Murphy, J. R., Seiff, A., & Wilson, G. 1997. The Mars Pathfinder Atmospheric Structure Investigation/Meteorology. *Science*, **278**(Dec.), 1752. (cf p. 16)
- Scott, T. A. 1976. Solid and liquid nitrogen. *Physics Reports*, **27**(Sept.), 89–157. (cf p. 227)
- Shkuratov, Y., Starukhina, L., Hoffmann, H., & Arnold, G. 1999. A Model of Spectral Albedo of Particulate Surfaces : Implications for Optical Properties of the Moon. *Icarus*, **137**, 235–246. (cf p. 76, 79 et 130)
- Shriver, D. F., & Atkins, P. W. 1999. *Inorganic Chemistry*. Oxford University Press. (cf p. 65)
- Sicardy, B., Widemann, T., Lellouch, E., Veillet, C., Cuillandre, J.-C., Colas, F., Roques, F., Beisker, W., Kretlow, M., Lagrange, A.-M., Gendron, E., Lacombe, F., Lecacheux, J., Birnbaum, C., Fienga, A., Leyrat, C., Maury, A., Raynaud, E., Renner, S., Schultheis, M., Brooks, K., Delsanti, A., Hainaut, O. R., Gilmozzi, R., Lidman, C., Spyromilio, J.,

- Rapaport, M., Rosenzweig, P., Naranjo, O., Porras, L., Díaz, F., Calderón, H., Carrillo, S., Carvajal, A., Recalde, E., Cavero, L. G., Montalvo, C., Barría, D., Campos, R., Duffard, R., & Levato, H. 2003. Large changes in Pluto's atmosphere as revealed by recent stellar occultations. *Nature*, **424**(July), 168–170. (cf p. 215 et 223)
- Sicardy, B., Ortiz, J. L., Assafin, M., Jehin, E., Maury, A., Lellouch, E., Hutton, R. G., Braga-Ribas, F., Colas, F., Hestroffer, D., Lecacheux, J., Roques, F., Santos-Sanz, P., Widemann, T., Morales, N., Duffard, R., Thirouin, A., Castro-Tirado, A. J., Jelínek, M., Kubánek, P., Sota, A., Sánchez-Ramírez, R., Andrei, A. H., Camargo, J. I. B., da Silva Neto, D. N., Gomes, A. R., Martins, R. V., Gillon, M., Manfroid, J., Tozzi, G. P., Harlinton, C., Saravia, S., Behrend, R., Mottola, S., Melendo, E. G., Peris, V., Fabregat, J., Madiedo, J. M., Cuesta, L., Eibe, M. T., Ullán, A., Organero, F., Pastor, S., de Los Reyes, J. A., Pedraz, S., Castro, A., de La Cueva, I., Muler, G., Steele, I. A., Cebrián, M., Montañés-Rodríguez, P., Oscoz, A., Weaver, D., Jacques, C., Corradi, W. J. B., Santos, F. P., Reis, W., Milone, A., Emilio, M., Gutiérrez, L., Vázquez, R., & Hernández-Toledo, H. 2011. A Pluto-like radius and a high albedo for the dwarf planet Eris from an occultation. *Nature*, **478**(Oct.), 493–496. (cf p. 217)
- Smith, D. E., Zuber, M. T., Frey, H. V., Garvin, J. B., Head, J. W., Muhleman, D. O., Pettengill, G. H., Phillips, R. J., Solomon, S. C., Zwally, H. J., Banerdt, W. B., Duxbury, T. C., Golombek, M. P., Lemoine, F. G., Neumann, G. A., Rowlands, D. D., Aharonson, O., Ford, P. G., Ivanov, A. B., Johnson, C. L., McGovern, P. J., Abshire, J. B., Afzal, R. S., & Sun, X. 2001a. Mars Orbiter Laser Altimeter : Experiment summary after the first year of global mapping of Mars. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 23689–23722. (cf p. 34 et 106)
- Smith, D. E., Zuber, M. T., & Neumann, G. A. 2001b. Seasonal Variations of Snow Depth on Mars. *Science*, **294**, 2141–2146. (cf p. 35)
- Smith, D. E., Zuber, M. T., Torrence, M. H., Dunn, P. J., Neumann, G. A., Lemoine, F. G., & Fricke, S. K. 2009a. Time variations of Mars' gravitational field and seasonal changes in the masses of the polar ice caps. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **114**, E05002. (cf p. 34)
- Smith, I. B., Holt, J. W., Spiga, A., Howard, A. D., & Parker, G. 2013. The spiral troughs of Mars as cyclic steps. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **118**(Sept.), 1835–1857. (cf p. 26)
- Smith, M. D. 2002. The annual cycle of water vapor on Mars as observed by the Thermal Emission Spectrometer. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **107**, 5115. (cf p. 18 et 22)
- Smith, M. D. 2004. Interannual variability in TES atmospheric observations of Mars during 1999-2003. *Icarus*, **167**, 148–165. (cf p. 13, 18, 21 et 23)
- Smith, M. D. 2008. Spacecraft Observations of the Martian Atmosphere. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **36**, 191–219. (cf p. 16 et 19)
- Smith, M. D., Wolff, M. J., Clancy, R. T., & Murchie, S. L. 2009b. Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer observations of water vapor and carbon monoxide. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **114**, E00D03. (cf p. 14)

- Smith, P. H., Bell, III, J. F., Bridges, N. T., Britt, D. T., Gaddis, L., Greeley, R., Keller, H. U., Herkenhoff, K. E., Jaumann, R., Johnson, J. R., Kirk, R. L., Lemmon, M., Maki, J. N., Malin, M. C., Murchie, S. L., Oberst, J., Parker, T. J., Reid, R. J., Sablotny, R., Soderblom, L. A., Stoker, C., Sullivan, R., Thomas, N., Tomasko, M. G., Ward, W., & Weryn, E. 1997. Results from the Mars Pathfinder Camera. *Science*, **278**(Dec.), 1758. (cf p. 17)
- Soderblom, L. A., Becker, T. L., Kieffer, S. W., Brown, R. H., Hansen, C. J., Johnson, T. V., Kirk, R. L., Shoemaker, E. M., & Cook, A. F. 1990. Triton's geyser-like plumes - Discovery and basic characterization. *Science*, **250**, 410–415. (cf p. 48 et 216)
- Sotin, C., Grasset, O., & Tobie, G. *Planétologie : Géologie des planètes et des satellites*. (1 ed.) Paris, Dunod. (cf p. 12)
- Spencer, J. R., Stansberry, J. A., Trafton, L. M., Young, E. F., Binzel, R. P., & Croft, S. K. 1997. *Volatile Transport, Seasonal Cycles, and Atmospheric Dynamics on Pluto*. Page 435. (cf p. 224)
- Spiga, A. 2011. Elements of comparison between Martian and terrestrial mesoscale meteorological phenomena : Katabatic winds and boundary layer convection. *Planetary and Space Science*, **59**, 915–922. (cf p. 12)
- Spinrad, H., Münch, G., & Kaplan, L. D. 1963. Letter to the Editor : the Detection of Water Vapor on Mars. *Astronomical Journal*, **137**, 1319–+. (cf p. 18)
- Sprague, A. L., Boynton, W. V., Kerry, K. E., Janes, D. M., Hunten, D. M., Kim, K. J., Reedy, R. C., & Metzger, A. E. 2004. Mars' South Polar Ar Enhancement : A Tracer for South Polar Seasonal Meridional Mixing. *Science*, **306**, 1364–1367. (cf p. 16, 31 et 154)
- Sprague, A. L., Boynton, W. V., Kerry, K. E., Janes, D. M., Kelly, N. J., Crombie, M. K., Melli, S. M., Murphy, J. R., Reedy, R. C., & Metzger, A. E. 2007. Mars' atmospheric argon : Tracer for understanding Martian atmospheric circulation and dynamics. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **112**(Jan.). (cf p. 16, 17, 31 et 154)
- Stansberry, J. A., Lunine, J. I., Hubbard, W. B., Yelle, R. V., & Hunten, D. M. 1994. Mirages and the nature of Pluto's atmosphere. *Icarus*, **111**(Oct.), 503–513. (cf p. 223)
- Stansberry, J. A., Spencer, J. R., Schmitt, B., Benchkoura, A.-I., Yelle, R. V., & Lunine, J. I. 1996. A model for the overabundance of methane in the atmospheres of Pluto and Triton. *Planetary and Space Science*, **44**(Sept.), 1051–1063. (cf p. 187, 224 et 309)
- Stern, S. A. 2008. The New Horizons Pluto Kuiper Belt Mission : An Overview with Historical Context. *Space Science Reviews*, **140**(Oct.), 3–21. (cf p. 244)
- Stern, S. A., Trafton, L. M., & Gladstone, G. R. 1988. Why is Pluto bright ? Implications of the albedo and lightcurve behavior of Pluto. *Icarus*, **75**(Sept.), 485–498. (cf p. 223)
- Stern, S. A., Weintraub, D. A., & Festou, M. C. 1993. Evidence for a Low Surface Temperature on Pluto from Millimeter-Wave Thermal Emission Measurements. *Science*, **261**(Sept.), 1713–1716. (cf p. 219)
- Stern, S. A., Buie, M. W., & Trafton, L. M. 1997. HST High-Resolution Images and Maps of Pluto. *Astronomical Journal*, **113**(Feb.), 827. (cf p. 221)

- Stern, S. A., Bagenal, F., Ennico, K., Gladstone, G. R., Grundy, W. M., McKinnon, W. B., Moore, J. M., Olkin, C. B., Spencer, J. R., Weaver, H. A., Young, L. A., Andert, T., Andrews, J., Banks, M., Bauer, B., Bauman, J., Barnouin, O. S., Bedini, P., Beisser, K., Beyer, R. A., Bhaskaran, S., Binzel, R. P., Birath, E., Bird, M., Bogan, D. J., Bowman, A., Bray, V. J., Brozovic, M., Bryan, C., Buckley, M. R., Buie, M. W., Buratti, B. J., Bushman, S. S., Calloway, A., Carcich, B., Cheng, A. F., Conard, S., Conrad, C. A., Cook, J. C., Cruikshank, D. P., Custodio, O. S., Dalle Ore, C. M., Deboy, C., Dischner, Z. J. B., Dumont, P., Earle, A. M., Elliott, H. A., Ercol, J., Ernst, C. M., Finley, T., Flanigan, S. H., Fountain, G., Freeze, M. J., Greathouse, T., Green, J. L., Guo, Y., Hahn, M., Hamilton, D. P., Hamilton, S. A., Hanley, J., Harch, A., Hart, H. M., Hersman, C. B., Hill, A., Hill, M. E., Hinson, D. P., Holdridge, M. E., Horanyi, M., Howard, A. D., Howett, C. J. A., Jackman, C., Jacobson, R. A., Jennings, D. E., Kammer, J. A., Kang, H. K., Kaufmann, D. E., Kollmann, P., Krimigis, S. M., Kusnierkiewicz, D., Lauer, T. R., Lee, J. E., Lindstrom, K. L., Linscott, I. R., Lisse, C. M., Lunsford, A. W., Mallder, V. A., Martin, N., McComas, D. J., McNutt, R. L., Mehoke, D., Mehoke, T., Melin, E. D., Mutchler, M., Nelson, D., Nimmo, F., Nunez, J. I., Ocampo, A., Owen, W. M., Paetzold, M., Page, B., Parker, A. H., Parker, J. W., Pelletier, F., Peterson, J., Pinkine, N., Piquette, M., Porter, S. B., Protopapa, S., Redfern, J., Reitsema, H. J., Reuter, D. C., Roberts, J. H., Robbins, S. J., Rogers, G., Rose, D., Runyon, K., Retherford, K. D., Ryschkewitsch, M. G., Schenk, P., Schindhelm, E., Sepan, B., Showalter, M. R., Singer, K. N., Soluri, M., Stanbridge, D., Steffl, A. J., Strobel, D. F., Stryk, T., Summers, M. E., Szalay, J. R., Tapley, M., Taylor, A., Taylor, H., Throop, H. B., Tsang, C. C. C., Tyler, G. L., Umurhan, O. M., Verbiscer, A. J., Versteeg, M. H., Vincent, M., Webbert, R., Weidner, S., Weigle, G. E., White, O. L., Whittenburg, K., Williams, B. G., Williams, K., Williams, S., Woods, W. W., Zangari, A. M., & Zirnstein, E. 2015. The Pluto system : Initial results from its exploration by New Horizons. *Science*, **350**(Oct.), aad1815. (cf p. 245)
- Strazzulla, G. 1998. Chemistry of Ice Induced by Bombardment with Energetic Charged Particles. *Page 281 of :* Schmitt, B., de Bergh, C., & Festou, M. (eds), *Solar System Ices*. Astrophysics and Space Science Library, vol. 227. (cf p. 225)
- Strobel, D. F., Zhu, X., Summers, M. E., & Stevens, M. H. 1996. On the Vertical Thermal Structure of Pluto's Atmosphere. *Icarus*, **120**(Apr.), 266–289. (cf p. 223)
- Svitek, T., & Murray, B. 1990. Winter frost at Viking Lander 2 site. *Journal of Geophysical Research*, **95**, 1495–1510. (cf p. 185)
- Sykes, M. V., Cutri, R. M., Lebofsky, L. A., & Binzel, R. P. 1987. IRAS serendipitous survey observations of Pluto and Charon. *Science*, **237**(Sept.), 1336–1340. (cf p. 219)
- Tamppari, L. K., Zurek, R. W., & Paige, D. A. 2000. Viking era water-ice clouds. *Journal of Geophysical Research*, **105**(Feb.), 4087–4108. (cf p. 21)
- Tedesco, E. F., Veeder, G. J., Dunbar, R. S., & Lebofsky, L. A. 1987. IRAS constraints on the sizes of Pluto and Charon. *Nature*, **327**(May), 127–129. (cf p. 219)
- Thomas, N., Hansen, C. J., Portyankina, G., & Russell, P. S. 2010. HiRISE observations of gas sublimation-driven activity in Mars' southern polar regions : II. Surficial deposits and their origins. *Icarus*, **205**, 296–310. (cf p. 121)

- Thomas, N., Portyankina, G., Hansen, C. J., & Pommerol, A. 2011. HiRISE observations of gas sublimation-driven activity in Mars's southern polar regions : IV. Fluid dynamics models of CO₂ jets. *Icarus*, **212**, 66–85. (cf p. 48 et 140)
- Thomas, P. C., Malin, M. C., James, P. B., Cantor, B. A., Williams, R. M. E., & Gierasch, P. 2005. South polar residual cap of Mars : Features, stratigraphy, and changes. *Icarus*, **174**, 535–559. (cf p. 24)
- Tillman, J. E., Johnson, N. C., Guttorp, P., & Percival, D. B. 1993. The Martian annual atmospheric pressure cycle - Years without great dust storms. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 10963–10971. (cf p. 15)
- Timus, D. M., Prada, M. J., Kalla, S. L., Abbas, M. I., Oner, F., & Galiano, E. 2007. Some further analytical results on the solid angle subtended at a point by a circular disk using elliptic integrals. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, **580**, 149–152. (cf p. 325)
- Titus, T. N. 2005. Mars Polar Cap Edges Tracked over 3 Full Mars Years. *Page 1993 of : S. Mackwell & E. Stansbery (ed), 36th Annual Lunar and Planetary Science Conference*. Lunar and Planetary Inst. Technical Report, vol. 36. (cf p. 31)
- Titus, T. N. 2009. Mars Polar Cap Edges Tracked Over Four Full Mars Years Using MGS TES. *LPI Contributions*, **1494**, 57–58. (cf p. 31)
- Titus, T. N., Kieffer, H. H., Mullins, K. F., & Christensen, P. R. 2001. TES premapping data : Slab ice and snow flurries in the Martian north polar night. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 23181–23196. (cf p. 32, 41, 121 et 122)
- Trafton, L. 1990. A two-component volatile atmosphere for Pluto. I - The bulk hydrodynamic escape regime. *Astrophysical Journal*, **359**(Aug.), 512–523. (cf p. 224)
- Trafton, L. M., Hunten, D. M., Zahnle, K. J., & McNutt, Jr., R. L. 1997. *Escape Processes at Pluto and Charon*. Page 475. (cf p. 224)
- Trowbridge, A. J., Melosh, H. J., Steckloff, J. K., & Freed, A. M. 2016. Vigorous convection as the explanation for Pluto's polygonal terrain. *Nature*, **534**(June), 79–81. (cf p. 252)
- Tryka, K. A., Brown, R. H., Chruikshank, D. P., Owen, T. C., Geballe, T. R., & de Bergh, C. 1994. Temperature of nitrogen ice on Pluto and its implications for flux measurements. *Icarus*, **112**(Dec.), 513–527. (cf p. 219, 226 et 229)
- Vangvichith, M. 2013. *Modélisation des atmosphères et des glaces de Pluton et Triton*. Ph.D. thesis, LMD, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France. (cf p. 225 et 259)
- Védie, E., Costard, F., Font, M., & Lagarde, J. L. 2008. Laboratory simulations of Martian gullies on sand dunes. *Geophysical Research Letters*, **35**(Nov.), L21501. (cf p. 50)
- Verpoorter, C. 2005. *Télétection hyperspectrale et cartographie des faciès sédimentaires en zone intertidale : Application à la baie de Bourgneuf*. Ph.D. thesis, LPGNantes, Université de Nantes, France. (cf p. 58)
- Vetter, M., Jodl, H. J., & Brodyanski, A. 2007. From optical spectra to phase diagrams - the binary mixture N₂-CO. *Low Temperature Physics*, **33**(12), 1052–1060. (cf p. 309)

- Vincendon, M. 2015. Identification of Mars gully activity types associated with ice composition. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **120**(Nov.), 1859–1879. (cf p. 51)
- Vincendon, M., Langevin, Y., Poulet, F., Bibring, J.-P., Gondet, B., Jouglet, D., & OMEGA Team. 2008. Dust aerosols above the south polar cap of Mars as seen by OMEGA. *Icarus*, **196**, 488–505. (cf p. 88)
- Vincendon, M., Pilorget, C., Gondet, B., Murchie, S., & Bibring, J.-P. 2011. New near-IR observations of mesospheric CO₂ and H₂O clouds on Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **116**(Nov.), E00J02. (cf p. 17, 18, 129 et 133)
- Wang, H., & Ingersoll, A. P. 2002. Martian clouds observed by Mars Global Surveyor Mars Orbiter Camera. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **107**, 5078–+. (cf p. 21)
- Warren, S. G. 1982. Optical Properties of Snow. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **20**, 67. (cf p. 92)
- Warren, S. G., Wiscombe, W. J., & Firestone, J. F. 1990. Spectral albedo and emissivity of CO₂ in Martian polar caps - Model results. *Journal of Geophysical Research*, **95**, 14717–14741. (cf p. 91, 93, 94, 95, 96 et 98)
- Whelley, P. L., & Greeley, R. 2008. The distribution of dust devil activity on Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **113**(July), E07002. (cf p. 15)
- Whiteway, J. A., Komguem, L., Dickinson, C., Cook, C., Illnicki, M., Seabrook, J., Popovici, V., Duck, T. J., Davy, R., Taylor, P. A., Pathak, J., Fisher, D., Carswell, A. I., Daly, M., Hipkin, V., Zent, A. P., Hecht, M. H., Wood, S. E., Tamppari, L. K., Renno, N., Moores, J. E., Lemmon, M. T., Daerden, F., & Smith, P. H. 2009. Mars Water-Ice Clouds and Precipitation. *Science*, **325**, 68–. (cf p. 22, 185 et 186)
- Wolff, M. J., Smith, M. D., Clancy, R. T., Spanovich, N., Whitney, B. A., Lemmon, M. T., Bandfield, J. L., Banfield, D., Ghosh, A., Landis, G., Christensen, P. R., Bell, J. F., & Squyres, S. W. 2006. Constraints on dust aerosols from the Mars Exploration Rovers using MGS overflights and Mini-TES. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **111**(Dec.), E12S17. (cf p. 127)
- Wood, S. E., & Paige, D. A. 1992. Modeling the Martian seasonal CO₂ cycle. I - Fitting the Viking Lander pressure curves. II - Interannual variability. *Icarus*, **99**(Sept.), 1–27. (cf p. 44)
- Yoder, C. F., Konopliv, A. S., Yuan, D. N., Standish, E. M., & Folkner, W. M. 2003. Fluid Core Size of Mars from Detection of the Solar Tide. *Science*, **300**, 299–303. (cf p. 34)
- Young, A. T. 1984 (Nov.). Filter and passband problems. In : Borucki, W. J. (ed), *NASA Conference Publication*. NASA Conference Publication, vol. 2350. (cf p. 221)
- Young, E. F., & Binzel, R. P. 1993. Comparative mapping of Pluto's sub-Charon hemisphere - Three least squares models based on mutual event lightcurves. *Icarus*, **102**(Mar.), 134–149. (cf p. 221)
- Young, E. F., French, R. G., Young, L. A., Ruhland, C. R., Buie, M. W., Olkin, C. B., Regester, J., Shoemaker, K., Blow, G., Broughton, J., Christie, G., Gault, D., Lade, B.,

- & Natusch, T. 2008. Vertical Structure in Pluto's Atmosphere from the 2006 June 12 Stellar Occultation. *Astronomical Journal*, **136**(Nov.), 1757–1769. (cf p. 215)
- Young, L. A. 2012. Volatile transport on inhomogeneous surfaces : I - Analytic expressions, with application to Plutos day. *Icarus*, **221**(Sept.), 80–88. (cf p. 225)
- Young, L. A. 2013. Pluto's Seasons : New Predictions for New Horizons. , **766**(Apr.), L22. (cf p. 215)
- Young, Leslie A., Elliot, J.L., Tokunaga, Alan, de Bergh, Catherine, & Owen, Tobias. 1997. Detection of Gaseous Methane on Pluto. *Icarus*, **127**(1), 258 – 262. (cf p. 223)
- Zalucha, A. M., Zhu, X., Gulbis, A. A. S., Strobel, D. F., & Elliot, J. L. 2011. An investigation of Pluto's troposphere using stellar occultation light curves and an atmospheric radiative-conductive-convective model. *Icarus*, **214**(Aug.), 685–700. (cf p. 223)
- Zuber, M. T., Smith, D. E., Solomon, S. C., Abshire, J. B., Afzal, R. S., Aharonson, O., Fishbaugh, K., Ford, P. G., Frey, H. V., Garvin, J. B., Head, J. W., Ivanov, A. B., Johnson, C. L., Muhleman, D. O., Neumann, G. A., Pettengill, G. H., Phillips, R. J., Sun, X., Zwally, H. J., Banerdt, W. B., & Duxbury, T. C. 1998. Observations of the North Polar Region of Mars from the Mars Orbiter Laser Altimeter. *Science*, **282**, 2053. (cf p. 32)

LISTE DES PUBLICATIONS ET COMMUNICATIONS

Publications dans des revues à comité de lecture

Philippe, S., Schmitt, B., Beck, P., Brissaud, O. Experimental sublimation of CO₂ - H₂O ice mixture as an analog to Martian seasonal deposits, *Icarus* (soumis)

Philippe, S., Schmitt, B., Beck, P., Brissaud, O. Observation of slab ice forming in front of the south polar night of Mars, *Icarus* (soumis)

Schmitt, B., **Philippe, S.**, Grundy, W.M., Reuter, D.C., Quirico, E., Protopapa, S., Côte, R., Young, L.A., Binzel, R.P., Cook, J.C., Cruikshank, D.P., Dalle Ore, C.M., Earle, A.M., Ennico, K., Howett, C.J.A., Jennings, D.E., Linscott, I.R., Lunsford, A.W., Olkin, C.B., Parker, A.H., Parker, J.Wm., Singer, K.N., Spencer, J.R., Stansberry, J.A., Stern, S.A., Tsang, C.C.C., Verbiscer, A.J., Weaver, H.A. & the New Horizons Science Team. Physical state and distribution of materials at the surface of Pluto from New Horizons LEISA imaging spectrometer, *Icarus*. (soumis)

Communications lors de congrès internationaux

Philippe, S., Schmitt, B., Grundy, W.M., Reuter, D.C., Quirico, E., Protopapa, S., Côte, R., Young, L.A., Binzel, R.P., Cook, J.C., Cruikshank, D.P., Dalle Ore, C.M., Earle, A.M., Ennico, K., Howett, C.J.A., Jennings, D.E., Linscott, I.R., Lunsford, A.W., Olkin, C.B., Parker, A.H., Parker, J.Wm., Singer, K.N., Spencer, J.R., Stansberry, J.A., Stern, S.A., Tsang, C.C.C., Verbiscer, A.J., Weaver, H.A. & the New Horizons Science Team. CH₄-rich ices distribution at the surface of Pluto evidenced by New Horizons. 47th Lunar and Planetary Science Conference, 21 - 25 mars 2016, The Woodlands, Texas. (**oral**)

Philippe, S., Schmitt, B., Beck, P., Brissaud, O. First observation of CO₂ slab ice formation during autumn in the South Polar Region of Mars. 47th Lunar and Planetary Science

Conference, 21 - 25 mars 2016, The Woodlands, Texas. (**poster**)

Philippe, S., Schmitt, B., Grundy, W.M., Protopapa, S., Olkin, C. Modeling the seasonal evolution of the surface distribution of N₂, CH₄ and CO ices on Pluto to interpret New Horizons observations, 47th Division for Planetary Sciences, 8 - 13 novembre 2015, National Harbor, Maryland. (**poster**)

Philippe, S., Schmitt, B., Beck, P., Brissaud O. Thermal cracking of CO₂ slab ice as the main driving force for albedo increase of the martian seasonal polar caps. European Planetary Science Congress 2015, 27 septembre - 2 octobre 2015, Nantes, France. (**oral**)

Philippe, S., Schmitt, B., Beck, P., Brissaud, O. Sublimation of CO₂ ice with H₂O ice contamination : analogy with the sublimation of Mars seasonal caps. 46th Lunar and Planetary science conference, 16 - 20 mars 2015, The Woodlands, Texas. (**oral**)

Carli, C., De Angelis, S., Tosi, F., Beck, P., Schmitt, B., Brissaud, O., **Philippe, S.**, Piccioni, G., De Sanctis, C., Capaccioni, F. VNIR Spectral Change of Hydrated Sulfate Minerals at Different Low Temperatures. 46th Lunar and Planetary Science Conference, 16 - 20 mars 2015, The Woodlands, Texas. (**poster**)

Philippe, S., Schmitt, B., Beck, P., Grisolle, F., Appéré, T. Ice microphysical evolution on Mars : observational constraints, thermodynamic modeling, and experimental approach. 5th International Workshop on the Mars Atmosphere, 13 - 16 janvier 2014, Oxford, Angleterre. (**poster**)

Cornet, T., **Philippe, S.**, Le Mouélic, S., Rodriguez, S., Sotin, C., Brown, R.H., Barnes, J.W., Baines, K.H., Buratti, B.J., Clark, R.N., Nicholson, P.D. Empirical correction of Titan surface photometry and atmospheric scattering from Cassini/VIMS data, American Geophysical Union Fall Meeting, 9 - 13 décembre 2013, San Francisco, Californie. (**poster**)

Communications lors de colloques internationaux

Philippe, S., Schmitt, B., Beck, P., Brissaud, O. Sublimation of CO₂ ice with H₂O ice contamination : analogy with the sublimation of Mars seasonal caps. 3rd Planetary Cryospheres Workshop, 26 - 28 janvier 2015, Nantes, France. (**talk**)

Philippe, S., Schmitt, B., Beck, P., Brissaud, O. Ice microphysical evolution on Mars : observational constraints, thermodynamic modeling, and experimental approach. 2nd Martian Cryosphere Workshop, 10 - 12 février 2014, Wrocław, Pologne. (**talk**)

Communications lors de conférences nationales

Philippe, S., Schmitt, B., Beck, P., Brissaud, O. Spectral evolution of CO₂/H₂O mixture during Martian springs : laboratory simulation. Colloque du PNP 2014, 1 - 3 octobre 2014, Paris, France. (**oral**)

Le Mouélic, S., Cornet, T., **Philippe, S.**, Rodriguez, S., Sotin, C., Rannou, P. Cartographie de la surface de Titan à partir des données VIMS/Cassini : Correction empirique des artefacts atmosphériques et photométriques, Colloque du PNP 2014, 1 - 3 octobre 2014, Paris, France. (**poster**)

Cornet, T., **Philippe, S.**, Le Mouélic, S., Sotin, C., Rodriguez, S., Bourgeois, O., Altobelli, N. & the VIMS team. Processing of the Cassini/VIMS hyperspectral data : application to Titan, Saturn's major moon. 3^e colloque scientifique de la SFPT-GH, 15 - 16 mai 2014, Porquerolles, France. (**oral**)

Résumé

Le cycle de condensation/sublimation du CO₂ contrôle le climat martien et forme en hiver des dépôts saisonniers glacés, contaminés en glace d'eau et en poussière. L'objectif de cette thèse est de comprendre, caractériser, et si possible quantifier les différents processus microphysiques des dépôts saisonniers durant ce cycle de condensation/sublimation à l'aide de la simulation, en laboratoire, de ces processus à l'intérieur de la cellule expérimentale CarboN-IR. La condensation de glace de CO₂ polycristalline sur un régolithe minéral, la modification du régime de condensation de la glace de CO₂ dans la nuit polaire en présence de gaz non condensables, la stratification de glace d'eau sur la glace de CO₂ lors de la sublimation des dépôts saisonniers et la remontée d'albédo de la glace polycristalline de CO₂ lors de sa sublimation au printemps sont les phénomènes ayant été reproduits avec succès dans la cellule expérimentale. La condensation de glace polycristalline de CO₂ sur Mars a également été observée durant sa formation, en automne, aux latitudes plus basses que la nuit polaire à l'aide des données du spectromètre OMEGA, de la sonde Mars Express. L'objet le plus lointain du système solaire à avoir été exploré, Pluton, partage de nombreux points communs avec Mars, notamment la couverture d'une partie de sa surface par des glaces (de CH₄, N₂ et CO pour Pluton) en équilibre avec son atmosphère. L'évolution de ces glaces peut être considérée comme analogue en termes de processus de surface les affectant : stratification des glaces en fonction de leur volatilité lors de leur sublimation où condensation à la surface, formation de glace sous forme polycristalline,... . Les données d'imagerie hyperspectrale (LEISA) fournies par la sonde New Horizons lors de son survol de Pluton en juillet 2015 ont permis la cartographie précise des espèces chimiques présentes à sa surface, ainsi que de leur état physique, étapes préliminaires à toute interprétation géologique.

Mots clés : Mars, Pluton, glace polycristalline, dépôts saisonniers, imagerie hyperspectrale, transfert radiatif, analogie expérimentale, glace d'eau, glace de CO₂, glace de CH₄, glace de N₂, glace de CO.

Abstract

The condensation/sublimation cycle of CO₂ controls the martian climate and, in winter, forms frozen seasonal deposits, contaminated with water ice and dust. This thesis' objective is to understand, characterize, and if possible, to quantify the different microphysical processes occurring in the seasonal deposits during this condensation/sublimation cycle, with the insight of experimental simulation of these processes inside the CarboN-IR experimental cell. The CO₂ ice condensation in a polycrystalline form on a mineral regolith, the modification of the CO₂ ice condensation regime in the martian polar night due to the presence of non condensable gases, the stratification of water ice onto CO₂ ice during the sublimation of the seasonal deposits and the increase of the albedo of CO₂ slab ice during its springtime sublimation are all phenomena that have been reproduced successfully inside the experimental cell. The CO₂ slab ice condensation on the Martian surface has been observed during its formation, in autumn, at lower latitudes than polar night limit with hyperspectral imaging from the OMEGA spectrometer onboard of the Mars Express probe. Yet the farthest object explored in the solar system, Pluto, shares many similarities with Mars, particularly a partial icy cover of its surface (of CH₄, N₂ and CO ices for Pluto) in equilibrium with its atmosphere. The evolution of these ices can be considered similar in terms of the surface processes affecting them : stratification of ices in function of their volatility during their sublimation or condensation at the surface, formation of slab ice ... The hyperspectral imagery data (LEISA), provided by the New Horizons probe during its Pluto's flyby in July 2015, allowed to determine the accurate cartography of chemical species at the surface, along with their physical state - the preliminary steps of any geological interpretation.

Keywords : Mars, Pluto, slab ice, seasonal deposits, hyperspectral imaging, radiative transfert, experimental analogy, water ice, CO₂ ice, CH₄ ice, N₂ ice, CO ice.