HAL
open science

Nature et origine des dépôts de sulfates dans les régions équatoriales et polaires de Mars. Comparaison morphologique et minéralogique entre Aram Chaos et la calotte polaire Nord.

Marion Massé

To cite this version:

Marion Massé. Nature et origine des dépôts de sulfates dans les régions équatoriales et polaires de Mars. Comparaison morphologique et minéralogique entre Aram Chaos et la calotte polaire Nord.. Planétologie. Université de Nantes, 2010. Français. NNT : . tel-00762257

HAL Id: tel-00762257

https://theses.hal.science/tel-00762257v1

Submitted on 7 Dec 2012

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

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

UNIVERSITÉ DE NANTES
FACULTÉ DES SCIENCES ET DES TECHNIQUES

ÉCOLE DOCTORALE

SCIENCES POUR L'INGÉNIEUR, GÉOSCIENCES, ARCHITECTURE

Année 2010

Nature et origine des dépôts de sulfates dans les régions équatoriales et polaires de Mars.

Comparaison morphologique et minéralogique entre Aram Chaos et la calotte polaire Nord.

THÈSE DE DOCTORAT
Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers
Spécialité : Planétologie

Présentée
et soutenue publiquement par

Marion MASSÉ

Le 2 décembre 2010, devant le jury ci-dessous

Président :	M. Jean-Pierre BIBRING, *professeur*, Institut d'Astrophysique Spatiale, Orsay
Rapporteurs :	M. Pascal ALLEMAND, *professeur*, Laboratoire des Sciences de la Terre, Lyon
	M. Bernard SCHMITT, *directeur de recherche*, Laboratoire de Planétologie, Grenoble
Examinateurs :	M. Alan HOWARD, *professeur*, University of Virginia, USA
	Mme Frédérique RÉMY, *directeur de recherche*, LEGOS, Toulouse
Directeur de thèse :	M. Olivier BOURGEOIS, *maître de conférence, HDR*, Laboratoire de Planétologie et Géodynamique, Nantes
Co-encadrant de thèse :	M. Stéphane LE MOUÉLIC, *ingénieur de recherche*, Laboratoire de Planétologie et Géodynamique, Nantes

ED : SPIGA
(Uniquement pour STIM et SPIGA)

Remerciements

Tout d'abord un immense merci à OLIVIER BOURGEOIS sans qui ces trois années de thèse n'auraient pas été aussi enrichissantes et passionantes. Merci tout d'abord pour m'avoir appris un nombre incalculable de choses, avec toujours le même calme et la même pédagogie, et sur des sujets aussi divers et variés que : réaliser une carte géologique, marcher dans la neige, dessiner une coupe, marcher dans une pente d'éboulis (avec plus ou moins de succés...), la formation des glaciers, rouler une clope, la formation des suncups, traverser un gué en 4x4, écrire un papier scientifique,... Merci également d'avoir toujours été là pour me guider (y compris dans les chemins de montagne !), m'encourager (depuis l'amphi de l'estec jusqu'à celui de ma soutenance), avoir passé des journées entières à discuter science et à se perdre sur à peu près toute la surface de Mars voire même de la Terre, et tout à la fois m'avoir laissé entièrement libre d'orienter mon travail sur ce qui me plaisait le plus. Pour finir, un grand merci également pour m'avoir fait découvrir ces monstres magnifiques que sont les glaciers, leur mystérieuse couleur bleue, et leurs chutes de serracs. Ceux-ci seront sans aucun doute devenus une passion, autant dans mon travail que dans mes loisirs ! Ces trois années étaient vraiment géniales ! Merci encore Olivier !

Un jour, en demandant un stage sur un sujet aussi vaste que la planétologie, j'ai atterri, un peu par hasard, dans le bureau de STÉPHANE LE MOUÉLIC. Un grand merci à toi donc pour m'avoir fait découvrir le premier les mystères de Mars et de l'imagerie hyperspectrale ! Merci également de m'avoir soutenu dans ma découverte de bandes bizarres comme celles à 2.23 et 2.14 μm et pour mon premier lpsc ! Outre les spectres martiens, j'ai également beaucoup apprécié de partager ton enthousiasme pour tout ce qui est vulgarisation scientifique, même si les fusées au vinaigre ne sont pas encore à la hauteur de tes rovers en lego ou des images 3D de Mars !

Je tiens à remercier sincérement tout mon jury de thèse : PASCAL ALLEMAND et BERNARD SCHMITT pour avoir accepté de lire mon manuscrit et pour les intéressantes discussions scientifiques lors de ma soutenance ; ALAN HOWARD, qui s'est déplacé depuis les Etats-Unis pour assister à ma soutenance, et qui a apporté d'intéressantes idées sur la formation des dépôts stratifiés équatoriaux ; JEAN-PIERRE BIBRING pour avoir accepté d'être président du jury et pour m'avoir accueillie dès la première année dans l'équipe OMEGA ; FRÉDÉRIQUE RÉMY qui, même si elle n'a pu se déplacer, a accepté de lire une thèse martienne malgrè son origine terrestre !

Merci également à ERIC MERCIER pour avoir accepté d'assurer la tâche un peu pénible d'intendance administrative jusqu'à ce qu'Olivier devienne officiellement mon directeur de thèse.

Parmi les gens avec qui j'ai travaillé au sein du laboratoire je tiens à remercier chaleureusement DANIEL MÈGE et STÉPHANE POCHAT. Daniel Mège pour tous ses conseils et ses encouragements (en particulier au lpsc !) et pour ces discussions scientifiques improvisées sur des sujets divers et variés ! Stéphane Pochat qui a courageusement tenté de m'intéresser à autre chose que les glaciers en Islande, et qui maitrise parfaitement la cuisson de la soupe aux p'tits pois et des pâtes au kaviar islandais !

Merci à LAETITIA LE DEIT qui m'a intégrée dès le M1 à la troupe des thésards nantais et qui m'a beaucoup conseillée durant mes premières années de martienne ! Merci également de m'avoir guidé dans mes premiers colloques américains, d'avoir échangé d'inombrables buggs arcmap, et de m'avoir toujours soutenue durant cette thèse. Enfin, n'oublions pas, en cas de déprime : « Mahna, Mahna, tutuuutudutuuu ».

Dans les anciens thésard nantais, un grand merci également à CHARLES VERPOORTER (allias Lap....) qui, en plus d'être un super ami, m'a aussi beaucoup apporté au niveau travail ! Malgré une petite différence de planète (Mars vs. Terre) et d'environnement (glacier vs. littoral) mais avec la langue ch'ti en commun, nos discussions scientifiques et ta méthode des dérivées m'a permis d'avancer considérablement dans ma thèse ! Merci également de m'avoir toujours encouragée du M2 jusqu'à ma soutenance et même depuis la Suède !

Parmi les anciens thésards adeptes de la spectroscopie et adorateurs des bandes d'absorption en tous genres, je nommerais également notre maître à tous : JEAN-PHILIPPE COMBE qui m'a permis dès le M1 de me servir de son fameux MELSUM et m'a patiemment expliqué avec Stéphane toutes les choses à savoir pour percer le secret de ces spectres si obscurs au premier abord !

Je tiens à adresser un merci général à tout le laboratoire de Planétologie de Nantes. J'ai beaucoup apprécié durant ma thèse de pouvoir discuter avec des gens travaillant sur des sujets très différents. Cette ouverture d'esprit qui caractérise le laboratoire m'a beaucoup aidé dans mon travail ! Parmi les permanents du laboratoire j'aimerais citer particulièrement (et complètement en vrac) : ISABELLE BERTHAUD, notre maman à tous au labo ! (merci aussi pour la belle affiche de soutenance) ; ERIC BOEUF, capable de déméler absolument tous les problèmes informatiques même les plus étranges ! (merci également pour le gravage de CD de dernière minute !) ; ANTOINE BEZOS pour ses conseils géochimiques de dernière minute et pour m'avoir permis avec CHRISTELLE GUIVEL de participer au stage de terrain dans le Massif Central ; MARIE-CLAIRE BRÉHIER pour son aide dans l'organisation des missions ; ANNE GAUDIN qui, tout en ayant été la première prof que j'ai eu à la fac, m'a également aidée à devenir moi-même prof durant ma thèse ! ; YVES BODEUR, toujours là pour m'encourager durant mes weekends de rédaction solitaire au labo ; OLIVIER GRASSET qui, malgrè un emploi du temps chargé, a toujours pris le temps de m'aider à déméler la complexité administrative de la fac et de l'école doctorale ; SABRINA CARPY qui s'intéresse à la modélisation de nos petites spirales polaires ! ; OLIVIER JAFFREZIC qui m'a sorti de mes oxydes de fer pour me montrer les orchidées à St Martin de Londres ; CAROLINE DUMOULIN pour m'avoir prêté tous les livres possibles

pouvant me permettre de comprendre quelque chose à la climato ! ; OLIVIER VERHOEVEN pour un intérêt commun pour les spécialités bruxelloises et pour être toujours là pour nous encourager ; ANTOINE MOQUET toujours là pour le café du matin et qui égaye le labo en chantant parfois des airs d'opéra dans les couloirs ! ; CHRISTOPHE SOTIN qui m'a le premier trouvé un stage au laboratoire et qui est toujours disponible pour me présenter des gens aux colloques ou écrire des lettres de recommandations ! J'oublie sans doute beaucoup de gens donc merci à vous tous ! !

Au laboratoire de Nantes se sont également succédés plusieurs générations de thésards, postdoc et ATER qui, bien plus que des collègues de travail, ont également été de précieux amis ! Je tiens donc tous à les remercier en les citant plus ou moins dans l'orde où ceux-ci sont apparus au laboratoire : MATHIEU CHOUKROUN, notre premier et très temporaire collègue de bureau qui nous a tout de suite montré à quoi ressemble la fin de thèse ! ; REGIS ROY, géologue hyperspectral chilien toujours de bonne humeur ! ; GUILLAUME ROBUCHON, qui du haut de son savoir ancestral m'a guidé à travers ma découverte de LaTeX ; PIERRE-ANDRÉ ARRIAL, véritable modèle de calme et de sérénité ; DEBORAH CHAVRIT, avec qui tous les délires sont possibles et toujours prête à se défouler sur les tapis de danse ! ; LUCILLE LECORRE, qui s'attaque à toutes les planètes sans discrimination ! ; CÉCILE TAFFIN, qui manipule aussi bien le pinceau que le cryostat ! Merci pour ces trois agréables années de thèse passées dans le même bureau, merci également pour ton aide dans la réalisation de spectres expérimentaux ; ALISTAIR BARGEY, deuxième collègue de bureau toujours de bonne humeur avec lequel nous avons développé une langue à part, sorte de franglais compréhensible uniquement dans ce bureau ! ; FARZANEH KAZEMIPOUR, avec qui j'ai partagé un bon nombre de formation cies ! ; KARINE BÉGAUDEAU, d'abord collègue de M2, devenue experte à la fois en géochimie mais aussi en cyclisme ! ; GAELLE PLISSART, qui a rejoint sa lointaine Belgique et avec qui j'ai partagé de nombreux weekends au labo mais également à la montagne ! ; OLIVIA GOLLE l'une des membres fondatrices des « Branquignolles » et qui tente elle aussi de comprendre Mars à l'aide de piments et d'outils barbares nommés harmoniques sphériques ; JONATHAN BESSERER, toujours très flegmatique, et qui aura même supporté nos nombreux craquages dans la salle informatique ; MARIE BEHOUNKOVA, toujours souriante ; VIRGINIE VOLPATO, avec qui j'ai échangé quelques pas de claquettes contre ceux de flamenco ; JOANNA GURGUREWICZ, collègue martienne et amoureuse de la nature et qui a découvert en même temps que moi Houston avec un grand enthousiame ! ; AURORE DE BIGAULT DE GRANRUT, qui mèle avec brio archéologie et géologie ; MORGAN DUSSAUZE qui, s'il n'a pas réussi à m'intéresser au foot malgré tous ses efforts, aura apporté une très bonne ambiance avec sa bonne humeur permanente et ses blagues « rire et chansons » ; THOMAS CORNET, mon p'tit frère de thèse et membre pillier du nouveau groupe « Attack Acid ! », merci de m'avoir soutenu et d'avoir subi tous mes craquages d'avant-soutenance, et de toute la bonne humeur que tu peux mettre autant au labo que durant les conférences ! ; ERWIN DEHOUCK, cousin martien, fan de ps3 et de nasa TV, incollable sur l'astronomie, qui m'a aussi beaucoup soutenue pendant mon été de rédaction et qui est toujours prêt à discuter des multiples hypothèses sur l'origine des sulfates martiens ! ; PATRICK THOLLOT, autre cousin martien, aussi obnubilé par la jarosite que moi par le gypse et qui, un jour, verra enfin la version remasterisée de la classe américaine ! ; MÉLANIE SEGARD, grand gourou des pingouins martiens, qui a toujours

une énergie débordante et communicative, merci de ta bonne humeur perpétuelle, de tes encouragements et d'avoir partagé tant de soirées sushis ! ; MÉLANIE DRILLEAU, elle aussi danseuse de claquettes et bientôt sismologue accomplie ! ; CHARLES ABESSOLO, nouveau collègue de bureau et qui étudie consciencieusement les ports, coincé entre une martienne et une pro des satellites de glace ! ; MATHIEU LE FEUVRE, avec qui on peut discuter science comme littérature, et qui maitrise lui aussi le lancement des fusées au vinaigre ! ; NICOLAS LOGET, qui a toujours été là pour me conseiller et m'encourager ! ; ALEXANDRA HOUSSAYE, grande recupératrice d'os, et qui retrace avec une énergie fracassante la vie de nos ancêtres mammifères ! ; DAMIEN DEVISME tout autant guitariste que planétologue ! ; EMILIE GARDIN, maintenant émigrée dans ch'Nord et experte des dunes ; OLIVIER BOLENGIER, toujours d'une grande gentillesse et qui m'a bien soutenue dans ma préparation de soutenance avec de supers goûters et du chocolat chaud ; SUSAN CONWAY compatriote martienne et experte en thé anglais ! ; ERELL LEOCAT qui a partagé avec moi les trucs et astuces à savoir avant une soutenance ; les p'tits jeunes de M2 : AXEL, BORIS et LUDO toujours encourageants et à qui je souhaite de trouver la thèse de leur rêve ! ; enfin, je remercie également mon minibus de M1, qui ont courageusement combattu ma fatigue de fin de rédaction pour me permettre de ne pas m'endormir au volant dans les routes tortueuses des Alpes.

Voilà pour les nantais ! Durant ma thèse j'ai également pu compter sur l'amitié d'autres thésards dispersés dans toute la France et je tiens donc également tous à les remercier, autant pour les discussions scientifiques que pour les fêtes et visites durant les colloques ! Parmi eux je citerais donc : JOHN CARTER avec qui j'ai passé des heures à refaire le monde en général et celui de la recherche en particulier et, surtout, à rêver de montagnes et de glaciers ; ANTOINE SÉJOURNÉ toujours de bonne humeur et spécialiste des sols gelés, martiens ou terrestres ; DAMIEN LOIZEAU qui m'a sans doute le premier intégré dans la communauté des thésards martiens francais ; CÉDRIC PILORGET qui en aura peut-être marre un jour de survoler la Terre dans son avion et ira directement survoler Mars ! ; SYLVAIN BOULEY qui écrit des livres d'astronomie comme il respire ! ; ANNOUCK ODY qui apporte toujours beaucoup de bonne humeur dans les colloques ! ; MATHIEU VINCENDON qui semble toujours souriant et serein en toutes circonstances ; AYMERIC SPIGA grand maître des vents martiens ; THOMAS APPÉRÉ avec qui je partage bon nombre de trucs et astuces pour étudier la calotte polaire ! ; HAROLD CLENET grand maître du MGM et JESSICA FLAHUAUT plus souvent aux US qu'en France !

Dans toute cette communauté de planétologues j'aimerais également remercier quelques personnes qui m'ont toujours bien accueillie au cours des colloques et qui ont toujours volontier discuté avec moi de mon travail et donné quelques idées : PATRICK PINET et NICOLAS MANGOLD (les chairmans de mon premier oral de conf !), VINCENT CHEVRIER (toujours aussi enthousiaste sur les perchlorates martiens !), les grenoblois SYLVAIN DOUTÉ et PIERRE BECK (qui m'ont fait visiter leur laboratoire au milieu des montagnes), SEBASTIEN RODRIGUEZ (qui a réussi à nous intéresser aux nuages aux milieu de tous les beaux affleurements de la Vallée de la mort), YVES DAYDOU, FRANCOIS COSTARD, FRANCOIS POULET, YVES LANGEVIN et BRIGITTE GONDET.

Durant ma thèse j'ai également été très heureuse de pouvoir compter sur le soutien

infaillible de plusieurs amis, géologues ou non ! J'aimerais remercier tout particulièrement FABIEN POULARD et MATTHIEU VERNIER avec qui (malgré nos appartenances à des domaines bien différents !) j'ai partagé ce long été de rédaction dans un campus désert ! Nos petites pauses de 16h ont sans aucun doute beaucoup contribué au bon déroulement de cette fin de thèse ! Je voudrais remercier également TÉODOLINA LOPEZ pour nos discussions quasi-quotidiennes sur à peu près tout et rien et ton soutien toujours présent, généralement sur un air de « Mexicoooooooo » ! Enfin, je voudrais remercier ANAIS TAVERDET (promis un jour je trouverais des martiens et les ramènerait à Lorient !) ; CLARISSE ET JEREMY (qui m'ont très gentiment accueilli un jour de grand stress avant mon premier colloque !) ; et LAURENT BARRERE (toujours présent même depuis l'Australie) !

Pour finir, un grand merci à toute ma famille qui m'a encouragée durant toutes ces années et qui est même descendue depuis le ch'Nord pour assister à ma soutenance de thèse !

Parmi ma famille, un immense merci surtout à mes parents, qui m'ont toujours soutenue dans tous mes choix quelqu'ils soient, et même quand je n'étais encore qu'une cancre au fond de la classe ! Merci également pour ce magnifique pot de soutenance, et pour m'avoir soutenue moralement pendant ces trois ans. Plus fondamentalement, merci à mon père qui avec tous ses voyages et son activité de recherche a sans doute une part non négligeable de responsabilité dans mon orientation. Enfin, merci à ma mère, qui en s'intéressant à tous les domaines, scientifiques ou littéraires, a sans aucun doute éveillé ma curiosité scientifique, et m'a également poussée à faire ce que j'aime, parfois envers et contre tous les avis extérieurs.

Table des matières

Remerciements **i**

Introduction **1**

1 Mars : Des sulfates équatoriaux aux glaces polaires **5**
1.1 Généralités 6
1.1.1 Bref historique 6
1.1.2 Caractéristiques globales 10
1.1.3 Petit guide de la surface martienne 12
1.2 Histoire géologique de Mars 17
1.2.1 Outils de datation 17
1.2.2 Stratigraphie martienne 18
1.3 Les sulfates martiens 25
1.3.1 Localisation des sulfates sur Mars 25
1.3.2 Modes de formation possibles des sulfates martiens 35
1.3.3 Synthèse 43
1.4 Les glaces martiennes 45
1.4.1 Les glaces en surface 46
1.4.2 Les glaces en sous-sol 51
1.4.3 Implications 56

2 Données et méthodes **59**
2.1 Analyse minéralogique 60
2.1.1 Principe de la spectrométrie 60
2.1.1.1 Le rayonnement électromagnétique 60
2.1.1.2 Interactions entre le rayonnement et les surfaces planétaires 60
2.1.1.3 Paramètres contrôlant la forme des spectres 62
2.1.1.4 Problème des mélanges spectraux 63
2.1.2 Données utilisées 64
2.1.2.1 Présentation de l'imagerie hyperspectrale 64
2.1.2.2 L'imageur hyperspectral OMEGA 66
2.1.2.3 L'imageur hyperspectral CRISM 67
2.1.3 Traitement des données 67
2.1.4 Méthodes d'analyse utilisées 69
2.1.4.1 Les critères spectraux 69

2.1.4.2 Le modèle de mélange linéraire (ou SMA) 70
2.1.4.3 La méthode des dérivées spectrales 72
2.1.5 Comparaisons avec des données acquises en laboratoire et en milieu naturel 74
2.2 Analyse morphologique 76
2.2.1 Données utilisées 76
2.2.1.1 Les données altimétriques MOLA 76
2.2.1.2 Les données spectrales TES 76
2.2.1.3 Les images MOC 77
2.2.1.4 Les images THEMIS 77
2.2.1.5 Les images CTX 78
2.2.1.6 Les images HiRISE 78
2.2.2 Méthodes d'analyse 80
2.2.2.1 Géoréférencement et mosaïquage des images orbitales . 80
2.2.2.2 Interpétation et cartographie géologique 80
2.2.2.3 Comparaisons avec des analogues terrestres 81

3 Les sulfates équatoriaux : Étude des terrains chaotiques 85
3.1 Présentation de la zone d'étude 86
3.1.1 Les terrains chaotiques 86
3.1.2 Les dépôts stratifiés 89
3.2 Aram Chaos : Étude régionale basée sur les données OMEGA 93
3.2.1 Résumé 93
3.2.2 Geological setting 96
3.2.3 Data and Methods 98
3.2.3.1 Mineralogical composition 98
3.2.3.2 Morphology and structure 100
3.2.4 Results 101
3.2.4.1 Global map of ferric oxides 101
3.2.4.2 Mineralogical conposition 101
3.2.4.3 Location, morphology and texture of spectral units . . . 107
3.2.5 Interpretation 110
3.2.6 Discussion 114
3.2.6.1 Consistency of the detected mineralogy 114
3.2.6.2 Comparison with ground mineralogical analyses in Meridiani Planum 115
3.3 Aram Chaos : Apport des données à haute résolution 117
3.3.1 Données utilisées 117
3.3.2 Apport des données à haute résolution sur les conclusions obtenues avec OMEGA 117
3.3.3 Nouvelle détection 123
3.3.4 Stratigraphie globale d'Aram Chaos 128
3.4 Discussion 131
3.4.1 Comparaison avec les nouvelles études réalisées sur Aram Chaos 131
3.4.2 Comparaison avec l'ensemble des terrains chaotiques 134
3.4.3 Apports sur le mode de formation des sulfates équatoriaux 138

4 Les sulfates polaires : étude de la calotte polaire Nord 145
4.1 Contexte et évolution géologiques de Planum Boreum 147
4.2 Origine du gypse polaire : Étude locale 153
4.2.1 Résumé 153
4.2.2 Geological setting 156
4.2.2.1 The North Polar Cap 156
4.2.2.2 Polar and circum-polar superficial accumulations of dark sediment 158
4.2.2.3 Sulfates in polar and circum-polar superficial sediment 158
4.2.2.4 Currently proposed origins for circum-polar sulfates . . 159
4.2.3 Structure and landforms of the study area 160
4.2.3.1 Data and methods 160
4.2.3.2 Description of landforms in the study area 160
4.2.3.3 Release of dark superficial sediment towards dune fields by horizontal ablation of ice layers at arcuate scarps . . 161
4.2.3.4 Release of dark sediment at the surface of the NPLD by vertical ablation of ice layers 163
4.2.3.5 Synthesis : origin of polar and circum-polar accumulations of dark sediment 165
4.2.4 Mineralogical analysis 165
4.2.4.1 Spectral behavior of experimental ice-gypsum mixtures 165
4.2.4.2 Analysis of hyperspectral data in the study area 167
4.2.4.3 Results 170
4.2.5 Discussion 176
4.2.6 Conclusion 179
4.3 Origine du gypse polaire : Étude régionale 181
4.3.1 Données et méthodes 183
4.3.1.1 Analyse morphologique 183
4.3.1.2 Analyse minéralogique 184
4.3.2 Le champ de dunes circum-polaire 184
4.3.2.1 Description 184
4.3.2.2 Détection du gypse 184
4.3.3 Les champs de dunes intérieurs 187
4.3.3.1 Description 187
4.3.3.2 Détection du gypse 187
4.3.3.3 Origine des sédiments riches en gypse 187
4.3.4 Les dépôts sédimentaires associés aux dépressions en spirale . . . 191
4.3.4.1 Description 191
4.3.4.2 Détection du gypse 193
4.3.5 Discussion 193
4.3.5.1 Étude du vent polaire 193
4.3.5.2 Origine des sédiments superficiels contenant du gypse . 194
4.3.5.3 Origine des dunes circum-polaires 196
4.3.5.4 Origine des variations d'intensité dans la détection du gypse 196
4.3.6 Conclusion 197

4.4 Discussion 198
4.4.1 Minéralogie possible des sédiments piégés dans la calotte polaire Nord 198
4.4.1.1 Détection d'autres minéraux possibles 198
4.4.1.2 Comparaison avec les glaciers terrestres 202
4.4.2 Comparaison avec la calotte polaire Sud 210

5 Discussion : plausibilité de la formation des sulfates équatoriaux par des processus glaciaires 217
5.1 Plausibilité de la présence de glace à l'équateur 219
5.1.1 Les indices morphologiques 219
5.1.2 Les variations climatiques 220
5.1.2.1 Le « True Polar Wander » (ou TPW) 221
5.1.2.2 Les variations d'obliquité 222
5.2 Plausibilité chimique d'une origine glaciaire des sulfates équatoriaux . . . 227
5.2.1 Composition des dépôts de sulfates équatoriaux 227
5.2.2 Plausibilité d'un mode de dépôt glaciaire 229
5.2.3 Différences avec les sulfates polaires 232

Conclusion 235

A Méthode d'intégration des images martiennes dans un SIG 239
A.1 Outils 240
A.1.1 Où trouver les données ? 240
A.1.1.1 Images globales 240
A.1.1.2 Images individuelles 241
A.1.2 Logiciels et scripts utilisés 241
A.2 Système d'Information Géographique (SIG) 244
A.2.1 Systèmes de coordonnées géographiques 244
A.2.2 Systèmes de coordonnées projetées 245
A.3 Méthodes 247
A.3.1 THEMIS 247
A.3.2 MOC 249
A.3.3 HiRISE 250
A.3.4 CTX 251
A.3.5 CRISM 251
A.3.6 OMEGA 252

Bibliographie 253

Introduction

Mars est l'une des quatre planètes telluriques de notre système solaire, avec Mercure, Vénus et la Terre. Accrétées en même temps, et à partir d'un matériau relativement homogène, ces planètes ont subi des histoires géologiques clairement divergentes. Malgré un diamètre deux fois plus petit, Mars constitue la planète où les processus d'évolution superficielles sont les plus semblables à ceux de la Terre. Sa surface présente en effet différentes morphologies volcaniques, tectoniques, fluviatiles, éoliennes et glaciaires, analogues de celles observées sur Terre. A première vue, Mars se distingue cependant par la taille de ces objets, qui est généralement bien supérieure à celle de leurs équivalents terrestres. De plus, si la surface terrestre montre toujours une activité géologique importante, la surface martienne semble, à l'inverse, largement inactive aujourd'hui. Malgré une évolution probablement similaire dans le passé, ces deux planètes ont donc vraisembablement divergé à un moment de leur histoire.

L'histoire de Mars montre une transition majeure entre deux grandes périodes : le Noachien ($\sim$ 4,1 - 3,7 Ga) et l'Hespérien ($\sim$ 3,7 - 3,0 Ga). Le Noachien se caractérise par une importante activité volcanique, un fort taux de cratérisation et d'altération, la formation de nombreux réseaux de vallées, et la production de minéraux d'altération comme les phyllosilicates. Cette période semble donc montrer de nombreuses caractéristiques morphologiques et minéralogiques indiquant une présence d'eau non négligeable et un climat probablement chaud et humide. A l'inverse, à l'Hespérien, si l'activité volcanique se poursuit, la formation des réseaux de vallées fluviatiles est remplacée par l'apparition de larges vallées de débâcle, le taux d'altération diminue fortement, et la formation de phyllosilicates est remplacée par celle de sulfates.

Ces différentes caractéristiques tendent à montrer que Mars est passée d'un climat chaud et humide à un climat froid et sec entre ces deux grandes périodes. Ce changement semble particulièrement bien marqué par la transition entre la formation de phyllosilicates et celle de sulfates. La détermination précise du mode de formation de ces deux types de minéraux pourrait donc apporter d'importantes informations sur les variations climatiques passées de la planète Mars. Cette thèse s'est concentrée sur l'étude des sulfates et de leur mode de formation.

Les plus grandes accumulations de sulfates se trouvent principalement dans deux régions :

(1) Les régions ouest de l'équateur : dans les canyons de Valles Marineris, sur les terrains chaotiques, et sur les plaines de Meridiani Planum (e.g. Christensen *et al.* (2004b); Gendrin *et al.* (2005); Arvidson *et al.* (2006b); Squyres *et al.* (2006a); Le Deit *et al.* (2008); Massé *et al.* (2008); Roach *et al.* (2009); Wray *et al.* (2009)). La mise en place

de ces dépôts est datée à l'Hespérien et au début de l'Amazonien. Les accumulations de sulfates observées sur ces zones se trouvent sous la forme de dépôts stratifiés clairs, qui peuvent atteindre quelques kilomètres d'épaisseur sur une centaine de kilomètres de large. Sur ces trois régions, les affleurements semblent présenter toujours la même composition avec un mélange de sulfates poly- et mono-hydratés (de magnésium, de calcium et de fer) et d'oxydes de fer. Cette similitude laisse supposer que les formations trouvées dans ces trois environnements différents ont un mode de formation commun.

(2) Les alentours de la calotte polaire Nord. Les sulfates détectés dans ces régions sont plus récents et ont été déposés au cours de l'Amazonien. Ils correspondent à un sulfate de calcium dihydraté nommé « gypse » et se trouvent sur les dunes sombres entourant la calotte polaire Nord (e.g. Langevin *et al.* (2005a)). La proximité de dépôts de glace et de dunes riches en sulfates suggère qu'un lien éventuel pourrait exister entre les deux.

De nombreuses hypothèses ont été proposées quant à l'origine des sulfates dans ces deux types de dépôts. Cette détermination s'avère cependant complexe. En effet, l'accumulation à l'équateur d'une énorme quantité de dépôts riches en sulfates, très semblables, sur de très larges surfaces, sur des terrains extrêmement différents, et à une période où l'eau était vraisemblablement peu abondante à la surface de Mars, semblent montrer l'intervention de processus différents de ceux impliqués classiquement sur Terre pour former des sulfates. De plus, les analyses chimiques réalisées par l'atterrisseur Opportunity sur les roches de Meridiani Planum tendent à démontrer que la formation des sulfates martiens s'est effectuée à un pH acide et pour un faible rapport eau/roche (Berger *et al.*, 2009; Hurowitz et McLennan, 2007).

L'une des hypothèses les plus récentes suggère que les caractéristiques géochimiques, minéralogiques et morphologiques des dépôts de sulfates équatoriaux peuvent être expliquées par un mode de formation glaciaire (Niles et Michalski, 2009). Selon cette hypothèse, les sulfates se seraient formés à l'intérieur d'accumulations de glace, peut-être présentes dans le passé à l'équateur. Suite à la sublimation de la glace, les poussières riches en sulfates préalablement piégées dans les glaciers auraient été libérées et se seraient accumulées en surface. Ce mode de formation permettrait, entre autres, d'expliquer la présence d'importants volumes de dépôts similaires sur des terrains très variés et une large surface. Si théoriquement ce processus semble le plus à même de reproduire les caractéristiques compositionnelles des accumulations équatoriales de sulfates, aucun argument observationnel ne vient cependant étayer cette hypothèse.

Afin d'évaluer la plausibilité d'une origine glaciaire des sulfates martiens, cette thèse propose tout d'abord une analyse morphologique et minéralogique conjointe des dépôts stratifiés observés dans les terrains chaotiques et, plus particulièrement, sur Aram Chaos. Les sulfates présents sur ces terrains sont en effet ceux qui ont été les moins étudiés jusqu'à maintenant. La corrélation des différents résultats obtenus sur les trois types d'environnements de dépôt équatoriaux (Valles Marineris, les terrains chaotiques et Meridiani Planum) pourrait permettre de contraindre un éventuel mode de formation commun.

S'il n'existe plus actuellement d'activité volcanique, fluviatile ni lacustre sur Mars, des dépôts de glace sont en revanche toujours présents sur les deux calottes polaires. La plausibilité d'un mode de formation glaciaire des sulfates martiens peut donc être évaluée par l'observation de processus actuels. La deuxième partie de cette thèse a donc pour but

d'examiner les liens potentiels entre les dépôts de sulfates circum-polaires et la calotte polaire Nord. L'interprétation géologique de ces deux régions est réalisée par l'utilisation conjointe de différents types de données permettant d'étudier à la fois la géométrie et la composition des objets obervés. Les résultats obtenus sont également confrontés aux processus observés et analysés in-situ dans des environnements terrestres.

Afin de mieux appréhender les problématiques liées à la formation des sulfates sur Mars, et à leur éventuel lien avec les glaces, le premier chapitre de cette thèse présente donc l'état actuel des connaissances sur ces différents sujets. La première partie de ce chapitre montre ainsi les caractéristiques générales de la planète Mars. La deuxième partie présente l'histoire géologique de Mars telle qu'elle est la plus couramment admise actuellement. Les dépôts de sulfates découverts à la surface de Mars, ainsi que les différentes hypothèses proposées pour expliquer leur formation, sont exposés dans une troisième partie. Enfin, la dernière partie de ce chapitre présente le rôle actuel et passé des glaces à la surface de Mars.

Le deuxième chapitre expose les différentes données exploitées durant cette thèse et les méthodes utilisées pour les analyser. Plus précisément, une première partie détaille les données obtenues par les imageurs hyperspectraux, qui permettent une analyse minéralogique. La deuxième partie présente les différents moyens utilisés pour décrire et analyser la géométrie des objets observés en surface.

Le troisième chapitre présente l'analyse morphologique et minéralogique effectuée sur les dépôts riches en sulfates des terrains chaotiques équatoriaux. Cette étude montre tout d'abord une vision générale de la région d'Aram Chaos, qui est ensuite détaillée à l'aide de données à haute résolution. Les implications de ces résultats à l'échelle des dépôts équatoriaux sont ensuite exposées dans une discussion.

La quatrième chapitre concerne l'étude des dépôts de sulfates polaires et du lien éventuel existant avec les dépôts de glace polaires. Ce lien est tout d'abord analysé en détail sur une zone restreinte de la calotte polaire Nord, à l'aide de données à haute résolution. Les résultats obtenus par cette analyse sont ensuite étendus à l'ensemble de la calotte et comparés aux dépôts glaciaires de la calotte Sud martienne et des calottes glaciaires terrestres.

Dans le dernier chapitre de cette thèse est enfin discutée la plausibilité d'un mode de dépôt glaciaire des sulfates équatoriaux. Pour cela, une première partie évalue la probabilité pour d'importants dépôts de glace se soient un jour accumulés à l'équateur, et une deuxième partie évalue la plausibilité chimique d'un tel mode de formation.

Chapitre 1

Mars : Des sulfates équatoriaux aux glaces polaires

Depuis les toutes premières observations de Mars, notre vision de la planète a considérablement évolué. Si au XIXe siècle, Mars a tout d'abord été pensé comme une planète similaire à la Terre, celle-ci s'est cependant révélée comme un monde à part entière, caractérisée par de gigantesques structures et une histoire géologique complexe. La recherche actuelle sur Mars s'attache donc à essayer de comprendre cette planète singulière ainsi que les différentes étapes ayant marqué son évolution.

Les caractéristiques générales de Mars, déduites au fur et à mesure de son exploration, seront présentées dans une première partie. La deuxième partie de ce chapitre exposera l'état actuel de nos connaissances sur l'histoire géologique de la planète. Celle-ci montre en particulier que l'activité géologique martienne semble avoir subi un changement majeur entre les deux premières périodes de son hisoire. Ce changement est marqué par l'apparition de sulfates en surface. La diversité et la répartition de ces sulfates seront décrites dans la troisième partie de ce chapitre. La détermination des processus permettant la formation et la stabilité des sulfates à la surface de Mars pourrait apporter d'importantes indications sur les caractéristiques de ce changement. L'un des modes de formation proposés implique des processus glaciaires. Les glaces semblent en effet avoir eu un rôle important sur Mars pendant son histoire, et correspondent à l'un des processus géologiques encore actifs actuellement. L'état actuel de nos connaissances des glaces martiennes sera donc brièvement exposé dans la quatrième partie de ce premier chapitre.

1.1 Généralités

1.1.1 Bref historique

Si Mars a tout d'abord intirgué les hommes par son étonnante couleur rouge se détachant sur l'immensité de la voûte céleste, nombre de ses mystères ont été éclaircis au cours du temps, depuis les observations des premiers télescopes jusqu'à celles des rovers actuels.

Les premières observations : L'étude de Mars commence réellement avec l'invention de la lunette astronomique par Galileo Galilée en 1609. Celle-ci permet à Christiaan Huygens et Giovanni Domenico Cassini de tracer les premiers dessins de Mars. Huygens remarque alors une forme sombre et triangulaire qui correspond très probablement à la région volcanique de Syrtis Major (Fig. 1.1). Cassini est le premier à apercevoir la présence de calottes polaires blanches (Fig. 1.1). En suivant le déplacement au cours des heures des structures qu'ils ont observées en surface, Huygens et Cassini parviennent à calculer une valeur de la période de rotation de 24h40min (la valeur réelle étant de 24h et 37min !).

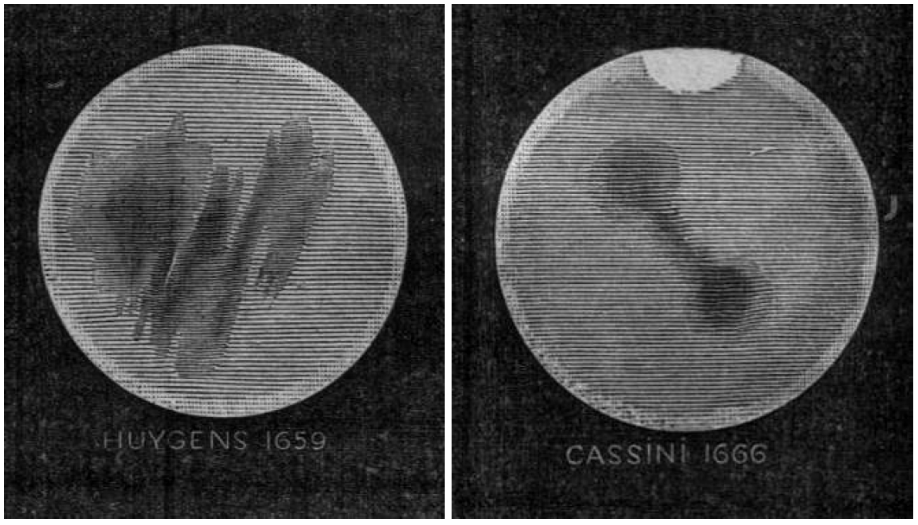

FIGURE 1.1 – Premiers dessins de Mars obtenus à partir d'observations télescopiques. A gauche : dessin de Christiaan Huygens en 1659. A droite : dessin de Giovanni Domenico Cassini en 1666.

L'observation de Mars s'améliore ensuite en 1777 grâce aux télescopes de Frederick William Herschel. Celui-ci, en observant la surface de Mars de 1777 à 1783, montre l'accumulation et le retrait régulier des calottes polaires (Herschel, 1784). Il conclut donc à l'existence de saisons analogues à celles de la Terre ainsi que de calottes polaires similaires aux calottes terrestres et constituées de glace d'eau.

Au XIXe siècle, les astronomes distinguent des régions claires et sombres qu'ils interprètent d'abord comme des océans et des continents. L'absence actuelle d'océan est prouvée en 1896 et les zones sombres sont dès lors interprétées comme des régions couvertes de végétation.

En 1877, Asaph Hall découvre les satellites Phobos et Deimos.

Durant ce XIXe siècle, plusieurs astronomes s'attachent également à cartographier la planète et à nommer les différentes régions observées. Richard Proctor propose ainsi en 1867 une première carte où il attribue aux principales formes connues des noms honorant certains astronomes. Ce système de dénomination, longtemps controversé, sera remplacé en 1877 par le système de Giovanni Virginio Schiaparelli (Fig. 1.2). Le système de Schiaparelli est à l'origine de la plupart des noms utilisés actuellement pour définir les différentes structures de Mars. La carte de Schiaparelli montre également d'étranges structures linéaires qu'il nomme « canali » (Fig. 1.2), ensuite traduit par « canaux ». Cette observation est à la base de l'une des théories martiennes les plus rocambolesques ! S'il a tout d'abord été suggéré que ces canaux étaient d'origine naturelle, ils sont rapidement considérés comme artificiels et preuves d'une vie intelligente sur Mars. Cette théorie est principalement défendue par l'américain Percival Lowell qui fit construire l'observatoire de Flagstaff (en Arizona) en 1896. Celui-ci imagine alors que ces canaux ont été construits par une race intelligente qui, menacée de sécheresse, extrait de l'eau des réserves restantes constituées par les calottes polaires. Cette théorie n'est cependant pas soutenue par tous les astronomes comme, par exemple, Alfred Russel Wallace qui soutient que Mars est « absolument inhabitable ! ». Il faudra cependant attendre l'arrivée des premières missions spatiales en 1964 pour prouver que ces canaux n'existent pas.

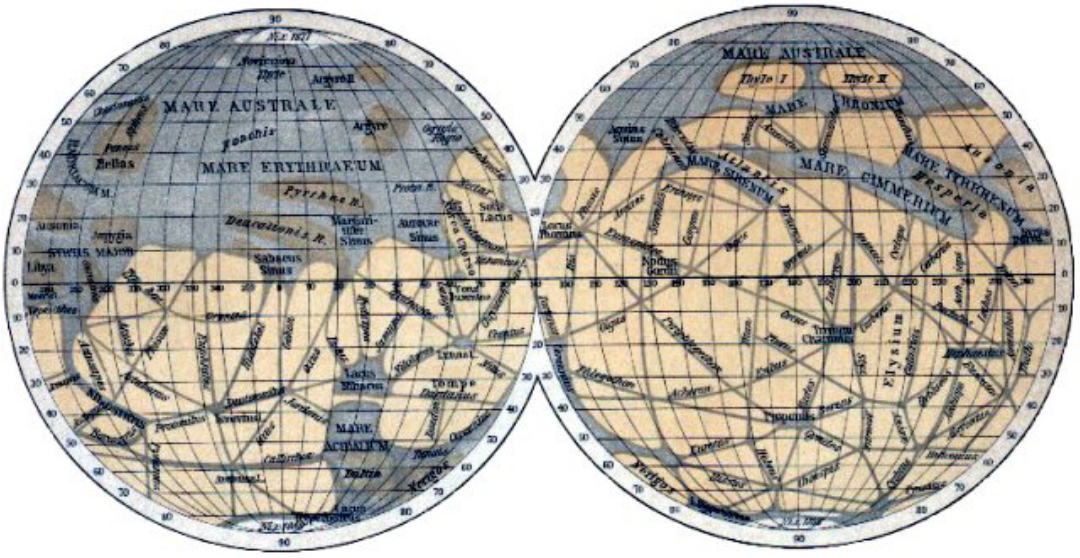

FIGURE 1.2 – Carte de Mars par Giovanni Schiaparelli (1888).

En ce qui concerne la surface de Mars, ses principales structures sont donc majoritairement connues avant l'arrivée des premières missions spatiales. Les calottes polaires et leurs variations saisonnières sont déjà bien décrites et sont supposées être constituées de glace d'eau. Les zones sombres sont interprétées comme des océans ou des zones recouvertes de végétations. L'atmosphère est considérée comme seulement légèrement moins dense que celle de la Terre et la température de surface un peu plus faible. Si la présence d'une vie intelligente martienne à l'origine de canaux martiens est fortement controversée, on s'attend néanmoins à trouver une forme de vie sur Mars.

Les missions spatiales : La Fig. 1.3 résume l'ensemble des missions spatiales envoyées vers Mars de 1960 à aujourd'hui.

L'histoire de l'exploration spatiale de Mars commence dès 1960 par l'envoi de sondes russes. Les 6 missions spatiales envoyées par la Russie entre 1960 et 1963 se solderont malheureusement par un échec et, il faut attendre la deuxième mission martienne américaine, Mariner 4, pour obtenir les premières images de Mars. Les images acquises durant ce survol entraînent cependant une grande déception. En effet, les océans, canaux, ou plaines recouvertes de végétation tant attendus laissent place à des terrains grêlés de cratères d'impact. Mars semble donc finalement plus proche de la Lune que de la Terre ! Les survols suivants effectués par Mariner 6 et 7 passent au-dessus des mêmes terrains cratérisés et semblent donc confirmer cette hypothèse.

Il faut attendre Mariner 9 en 1971 pour modifier radicalement cette décevante vision. Elle est la première sonde mise en orbite autour de Mars et, malgré la faible résolution des données obtenues, c'est sans doute celle qui a le plus révolutionné notre conception de la planète. Avec ses quelques sept mille clichés, Mariner 9 montre en effet que, loin d'être aussi morte que la Lune, Mars présente une grande diversité de terrains à sa surface, avec des volcans géants, des canyons, des réseaux fluviatiles asséchés, des glaciers,... Si Mars ne semble plus active actuellement, elle semble cependant avoir conservé à sa surface les traces d'une riche histoire géologique.

Après deux autres échecs russes et un échec américain c'est le succès des missions Viking en 1975. Ces deux missions posent pour la première fois dans l'histoire de l'exploration martienne deux landers en surface : le premier dans la plaine de Chryse Planitia, le deuxième dans la plaine d'Utopia. Ces landers nous montrent alors le paysage de Mars vu depuis sa surface, révélant ainsi un paysage désertique et orangé. Cette mission est un succès, mais semble néanmoins définitivement démontrer l'absence de vie actuelle sur Mars.

Après les missions Viking, il faut attendre vingt-et-un ans et de nombreux échecs pour que de nouvelles missions arrivent sur Mars. En 1996, Mars Global Surveyor se met en orbite autour de la planète et fonctionnera jusqu'en 2006. Elle apporte de nombreuses images à haute résolution, ainsi que des informations sur la topographie, l'inertie thermique, la composition et le champ magnétique. Mars Global Surveyor précède la mise en orbite des missions américaines Mars Odyssey et Mars Reconnaissance Orbiter, respectivement en 2001 et 2005, ainsi que de la première mission européenne Mars Express en 2003. Ces trois sondes sont toujours en orbite autour de Mars et nous apportent tous les jours de nombreuses informations sur sa surface, son atmosphère ou sa structure interne.

En 1996, le robot mobile (ou rover) Sojourner (à bord du lander Pathfinder) atterrit également dans l'embouchure d'Ares Vallis. A la suite de Sojourner, les américains posent deux autres rovers en 2004 : Spirit dans le cratère Gusev à l'embouchure de Ma'adim Vallis, et Opportunity dans le cratère Eagle sur la plaine de Meridiani Planum. Ces rovers sont identiques et possèdent tous deux des intruments permettant d'obtenir des images à haute résolution, ainsi que des informations sur la composition des roches qu'ils rencontrent. Ces deux véritables géologues de terrain martiens ont en particulier permis la découverte de roches sédimentaires contenant des sulfates. Spirit ne répond plus depuis Mars 2010 mais, ces deux rovers prévus initialement pour rouler 90 jours à la surface de Mars, auront au final fonctionné plus de six ans ! Tous les précédents rovers ou landers ont atterri dans des régions proches de l'équateur ou aux moyennes latitudes et, en 2007, Phoenix atterrit

pour la première fois à proximité de la calotte polaire Nord de Mars. Cet atterrisseur a fonctionné 5 mois avant l'arrivée de l'hiver et a, en particulier, révélé la présence de glace sous les quelques centimètres de poussière recouvrant la surface.

Pour conclure, l'histoire de l'exploration martienne a certes été émaillée de nombreux échecs mais ceux-ci, riches en enseignements, ont permis le succès de beaucoup de missions récentes (Fig. 1.3). Celles-ci nous apportent tous les jours une connaissance plus approfondie de Mars ainsi que des données de plus en plus précises. Si ces missions spatiales ne montrèrent pas les canaux ou la végétation espérés par les premières observations, elles corroborent toutes les résultats de Mariner 9 en révélant une surface variée et une planète à l'histoire géologique complexe.

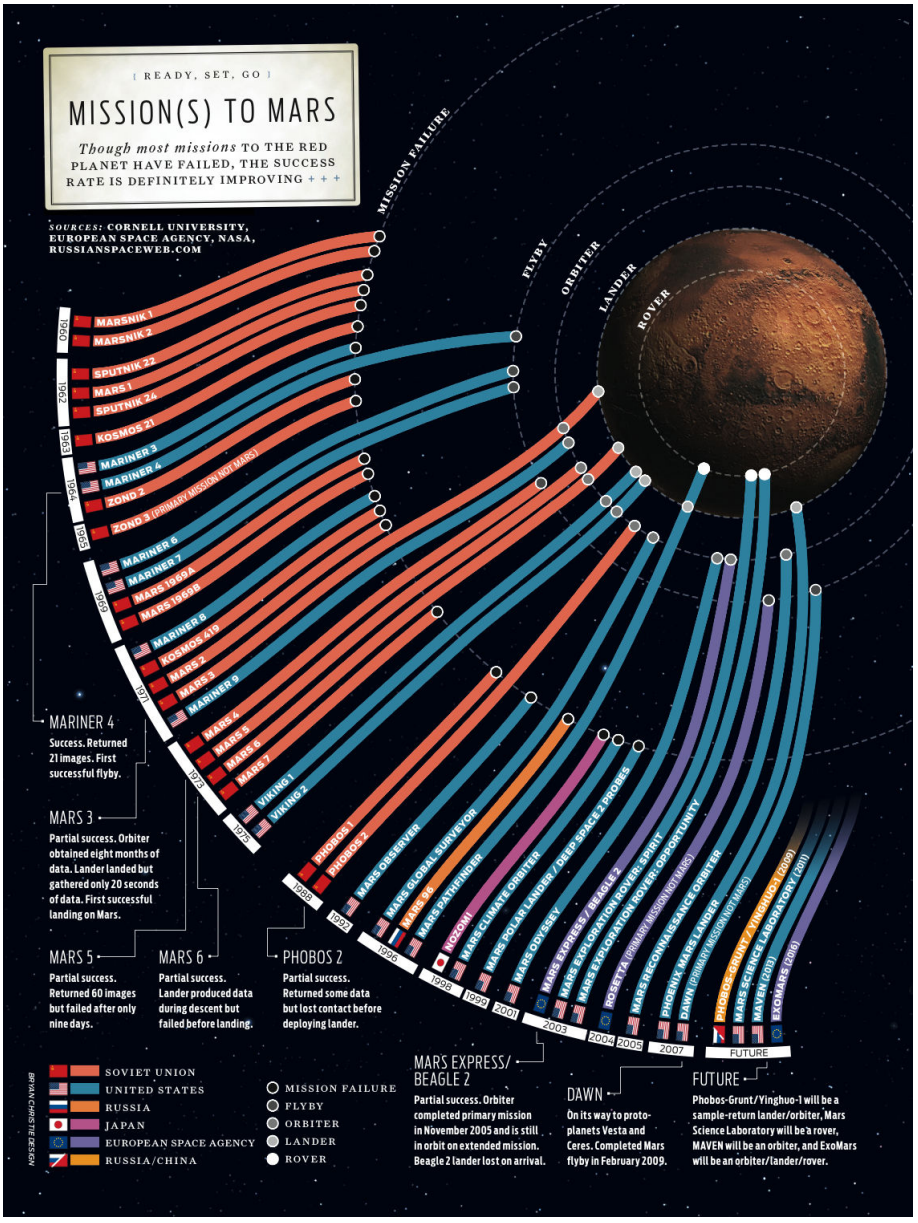

FIGURE 1.3 – Résumé des missions martiennes (source : http ://www.laboiteverte.fr).

1.1.2 Caractéristiques globales

Généralités : Mars est la quatrième planète de notre système solaire après Mercure, Vénus et la Terre (Fig. 1.4). Ces quatre planètes, placées sur les orbites les plus proches du Soleil, constituent les planètes telluriques et se sont formées il y a 4,5 milliards d'années par la collision de planétésimaux. Accrétées en même temps et à partir d'un matériau relativement homogène, ces planètes ont pourtant clairement subi des histoires géologiques divergentes et présentent actuellement des surfaces totalement différentes. Cette différence d'évolution entre quatre corps parents est l'une des questions centrales de la planétologie.

Avec un diamètre moyen de 6779 km, la taille de Mars se situe entre celle de la Terre (12738 km de diamètre) et celle de la Lune (3476 km de diamètre). Sa masse est de $6{,}24.10^{23}$ kg, soit 0.107 fois celle de la Terre. Sa gravité en surface est de 3,72 $m.s^{-2}$, soit 0,38 fois la gravité terrestre.

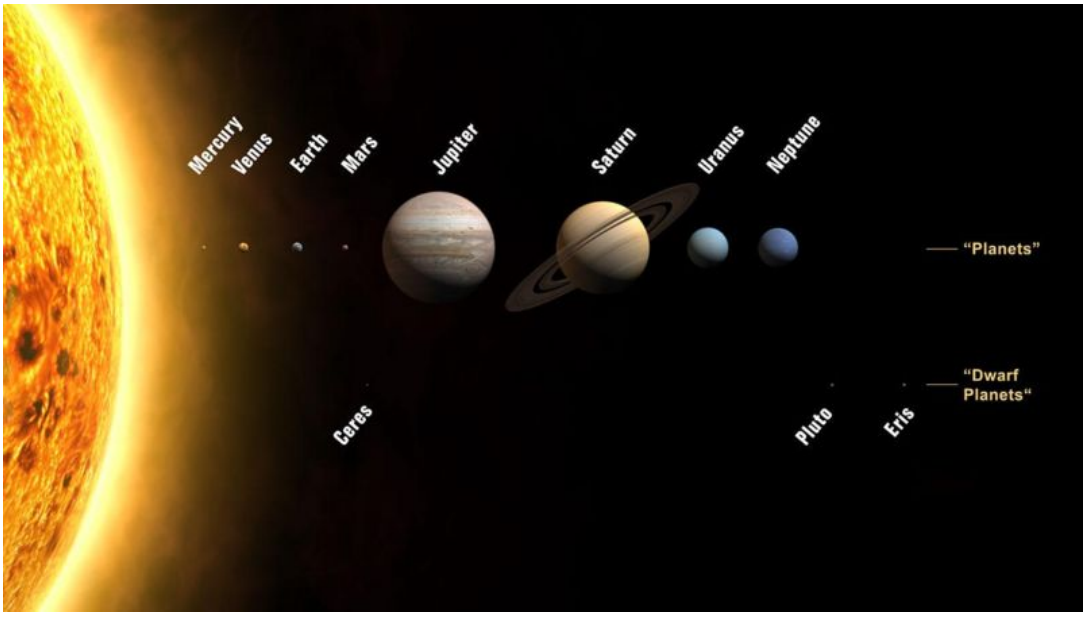

FIGURE 1.4 – Vue de notre système solaire et de ses principaux corps. L'échelle de taille est respectée contrairement à celle de la distance. (Source : The International Astronomical Union/Martin Kornmesser).

Caractéristiques orbitales : Mars possède une période de rotation similaire à celle de la Terre de 24 h 37 min. Sa période de révolution autour du soleil représente 687 jours terrestres soit 669 « jours martiens » (appelés « sols »). Contrairement à l'orbite de la Terre qui est quasi-circulaire (avec une excentricité de 0,017), l'orbite de Mars est elliptique (avec une excentricité de 0,093) ce qui affecte la durée et l'intensité des saisons. Ainsi, Mars se situe à une distance du soleil de 1,384 UA au périhélie, et de 1,664 UA à l'aphélie. Cette excentricité varie au cours des temps géologiques avec deux périodes de 95.000 et 99.000 ans (Laskar *et al.*, 2004). Avec une valeur de 25,19°, l'obliquité de Mars est actuellement similaire à celle de la Terre (23,45°), ce qui lui confère des saisons semblables aux saisons terrestres. Cependant, contrairement à la Terre dont l'axe

de rotation est stabilisé par la Lune, l'obliquité de Mars a subi d'importants changements au cours du temps qui ont pu induire de fortes variations climatiques dans le passé (Laskar *et al.*, 2004; Forget *et al.*, 2006b; Madeleine *et al.*, 2009).

Structure interne : Comme la Terre, Mars est une planète différenciée et possède une croûte, un manteau, et un noyau. Du fait de l'absence de données sismiques, la structure interne de Mars reste difficile à contraindre. L'épaisseur de la croûte martienne a cependant pu être estimée entre 30 et 60 km, celle du manteau entre 1500 et 1850 km, et celle du noyau entre 1520 et 1840 km (Schubert *et al.*, 2001; Yoder *et al.*, 2003; Neumann *et al.*, 2004). La densité moyenne de Mars (3950 km.m^{-3}) et son relativement faible moment d'inertie mettent en évidence le fait que Mars possède un noyau métallique (Turcotte et Schubert, 2002). L'analyse des météorites SNC semble également montrer que le noyau martien serait constitué de 70 à 80 % de fer, 14 % de soufre et 8 % de nickel. Enfin, la mission Mars Global Surveyor a révélé que Mars ne possédait pas de champ magnétique global actuel mais un champ magnétique fossile (Langlais *et al.*, 2004). Celui-ci indique qu'un champ magnétique actif a existé dans le passé. L'arrêt de la dynamo ayant entraîné la perte de ce champ, pourrait être dû à la solidification d'une grande partie du noyau ou encore, à un changement dans le régime de convection du manteau (Chapman, 2007).

L'atmosphère : L'atmosphère martienne est peu dense, avec une pression moyenne en surface de 6 hectopascals (celle de la Terre est en moyenne de 1000 hectopascals). Elle se différencie également de l'atmosphère terrestre par sa composition. En effet, si l'atmosphère terrestre est consituée majoritairement d'azote (78 %) et d'oxygène (20,6 %), celle de Mars est constituée principalement de dioxyde de carbone (95,32 %) avec seulement 2,7 % d'azote et 0,13 % d'oxygène.

Comme sur Terre, les régimes de vents dominants sont régis par les contrastes thermiques et la rotation de la planète. Les vitesses de rotation et les variations saisonnières d'ensoleillement étant similaires sur Mars et sur Terre, les régimes de vents dominants martiens sont donc semblables à ceux de la Terre. Certaines différences existent cependant et sont majoritairement dues à l'absence d'océan sur Mars. Ce climat « hypercontinental » entraîne un contraste thermique important entre les deux hémisphères. Les grands contrastes de température entre le jour et la nuit martienne entraînent également des phénomènes d'oscillation diurne des vents plus importants que sur Terre. La circulation de l'atmosphère martienne comprend de plus un flux Nord-Sud non négligeable correspondant à un échange saisonnier de CO_2 entre les deux pôles. Ainsi, environ 10 à 15 % de l'atmosphère va se condenser sur la calotte polaire Nord durant l'hiver boréal et 25 % sur la calotte polaire Sud durant l'hiver austral. Dans l'hémisphère Nord, la couche saisonnière de CO_2 se sublime progressivement au printemps pour disparaitre progressivement pendant l'été. A l'inverse, dans l'hémisphère Sud, le retrait du CO_2 est plus irrégulier et une calotte résiduelle de glace carbonique perdure pendant l'été (Forget, 1996).

L'atmosphère de Mars contient également en suspension une quantité non négligeable de poussières d'environ un micromètre de diamètre. C'est la présence de ces poussières qui explique la couleur orange du ciel martien observée par les premiers landers Viking. Cette poussière est soulevée quotidiennement par les nombreuses tempêtes qui agitent l'atmosphère martienne. Ces tempêtes ont été observées à toutes les échelles. De manière très locale, des tornades de poussière nommées « dust devil » se développent durant l'après-midi où les températures sont maximales. On rencontre également des tempêtes

locales et régionales se développant principalement à basse latitude durant le printemps et l'été austral, ainsi que sur les bordures des calottes polaires. Enfin, au printemps et à l'été austral, ces tempêtes prennent parfois une ampleur globale qui entraînent un obscurcissement de la planète par la poussière pendant plusieurs mois (Fig. 1.5) (Forget *et al.*, 2006a; Chapman, 2007).

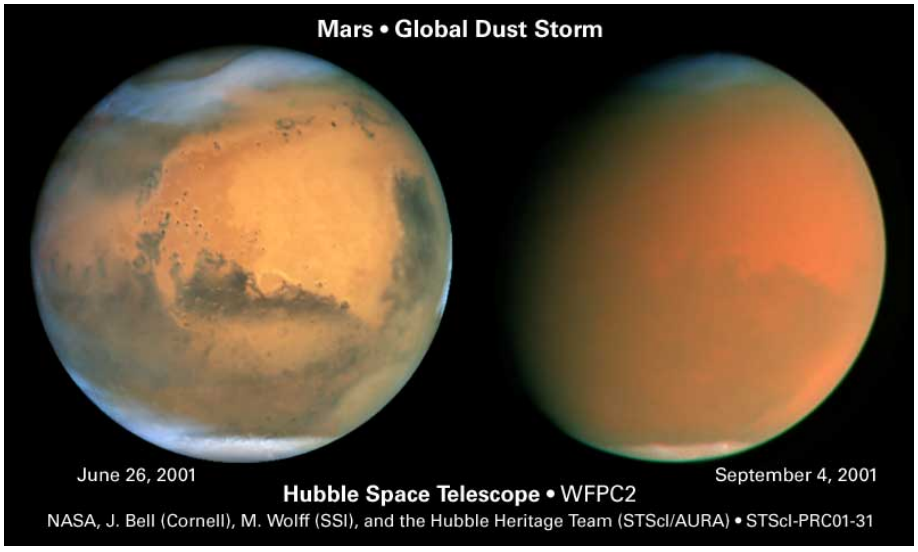

FIGURE 1.5 – Tempête globale de poussière. Sur l'image acquise par Hubble le 26 Juin 2001, l'atmosphère est claire et la surface bien visible. En septembre 2001, la poussière obscurcit complètement la planète.

Températures de surface : Du fait de son atmosphère très ténue, Mars peut connaitre de grandes variations de température. Ainsi, les températures moyennes diurnes durant l'été austral vont de 150 K (-123°C) aux pôles, à 240 K (-33°C) à l'équateur. Les températures maximales observées durant l'été austral à l'équateur sont de 300 K (27°C).

Stabilité de l'eau : La stabilité de l'eau liquide en surface est une question essentielle pour déterminer la possibilité de vie actuelle ou passée à la surface de Mars. Pour une pression atmosphérique martienne de 6 hectopascals, l'eau liquide ne sera stable que pour des températures supérieures à 273 K. Les températures observées en surface montrent donc que la présence permanente d'eau liquide est fortement improbable aujourd'hui en surface. Les réseaux fluviatiles asséchés qui ont été observés montrent cependant que l'eau devait se trouver stable à l'état liquide dans le passé, requérant alors une atmosphère plus dense qu'aujourd'hui.

1.1.3 Petit guide de la surface martienne

Comme Mariner 9 l'a découvert en 1971, la surface de Mars est riche, et présente bien plus de structures que les premières images au paysage lunaire ne laissaient paraître. Les noms donnés aux différentes structures observées sont en partie inspirés des premières cartes de Schiaparelli, auxquelles un terme décrivant la morphologie globale est ajouté. La nomenclature utilisée pour décrire les différentes structures martiennes est la suivante :

Catena : Chaîne de cratères.

Cavus : Dépression à forte pente.
Chaos : Terrains chaotiques.
Chasma : Vallée ou canyon.
Collis : Petite colline.
Crater : Cratère d'impact.
Dorsum : Ride.
Fossa : Dépression linéaire.
Labes : Glissement de terrain.
Labyrinthus : Réseaux complexes de canyons ou vallées.
Lingula : Plateau en forme de langue.
Mensa : Plateau bordé de falaises abruptes.
Mons : Mont ou volcan.
Patera : Edifice volcanique en forme de galette.
Planitia : Plaine de basse altitude.
Planum : Haut plateau.
Rupes : Escarpement.
Scopulus : Falaise ou escarpement lobé.
Terra : Terrains âgés, fortement cratérisés.
Tholus : Colline arrondie.
Unda : Structure ondulée.
Vallis : Vallée.
Vastitas : Grande plaine.

Si on observe globalement la surface de Mars, les principales morphologies qui peuvent être observées sont :

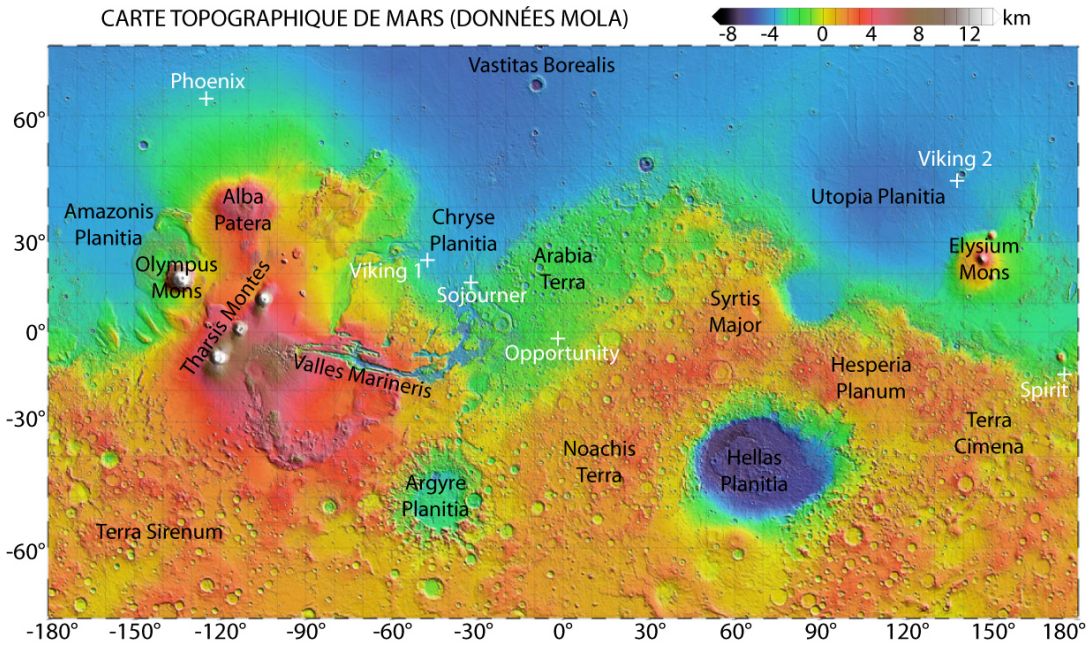

FIGURE 1.6 – Carte topographique de Mars (données MOLA) avec ses principales régions. Les croix blanches correspondent aux sites d'atterrissage des landers Vikings et Phoenix, et des rovers Sojourner, Spirit et Opportunity.

La dichotomie : La première chose qui « saute aux yeux » en observant une carte topographique de Mars est la dichotomie entre l'hémisphère Nord et l'hémisphère Sud (Fig. 1.6). En effet, l'hémisphère Sud est fortement cratérisé et possède une élévation moyenne de 2000 à 3000 m. L'hémisphère Nord est lui, composé de plaines faiblement cratérisées et possède une élévation moyenne de -3000 m. Cette dichotomie martienne reste toujours aujourd'hui sujette à de nombreuses interrogations. Différents processus ont été proposés pour l'expliquer, comme un impact géant (Nimmo *et al.*, 2008) ou un panache mantellique (Ke et Solomatov, 2006).

Les cratères d'impact : S'ils sont plus nombreux dans l'hémisphère Sud, les cratères d'impact peuvent néanmoins se retrouver sur toutes les surfaces géologiques de la planète et dominent au premier ordre la rugosité de Mars (Fig. 1.6). L'impact créant ces cratères entraîne une excavation verticale et les matériaux éjectés se déposent en couronne autour du cratère. Cette excavation peut apporter d'importants indices sur la nature du substrat. Certains de ces cratères, comme Hellas ou Argyre (Fig. 1.6), peuvent atteindre 2500 km de diamètre. La densité de ces cratères est également le seul outil à notre disposition pour dater les terrains martiens (Chap. 1.2).

Le volcanisme : L'une des structures les plus caractéristiques de la surface de Mars sont ses gigantesques édifices volcaniques, aujourd'hui tous inactifs, ainsi que de grandes plaines de lave. On trouve différents types de volcans comme : les volcans-boucliers, les paterae ou les tholus. Les volcans-boucliers comme Arsia Mons, Pavonis Mons, Ascreus Mons ou Olympus Mons sont analogues à ceux trouvés sur Terre dans l'archipel d'Hawaï. Ils présentent des pentes faibles avec une zone d'effondrement centrale appelée caldeira. Ces volcans se situent dans la région de Tharsis qui est caractérisée par un large bombement de la surface topographique (Fig. 1.6). Dans ce groupe, Olympus Mons correspond au plus grand volcan du système solaire avec un diamètre de 600 km et une hauteur de 20 km (Fig. 1.7). Les Paterae sont des édifices en forme de galette pouvant atteindre plusieurs centaines de kilomètres de diamètre. Les tholus sont morphologiquement similaires aux volcans-boucliers mais de plus petite taille et présentant des pentes un peu plus fortes.

FIGURE 1.7 – Olympus Mons, image Viking.

Les structures tectoniques : Le fait que Mars ait été une planète géologiquement active dans le passé est également mis en évidence par la présence de nombreuses structures d'extension (grabens, rifts,...) ou de compression (rides compressives, escarpements lobés,...). La plus spectaculaire de ces structures est le plus grand canyon jamais trouvé

dans le système solaire, nommé Valles Marineris (Fig. 1.8). Celui-ci fait 3500 km de long, 300 km de large et peut atteindre 7000 m de profondeur. Ce canyon s'est probablement mis en place par extension de la croûte lors de la formation du bombement de Tharsis.

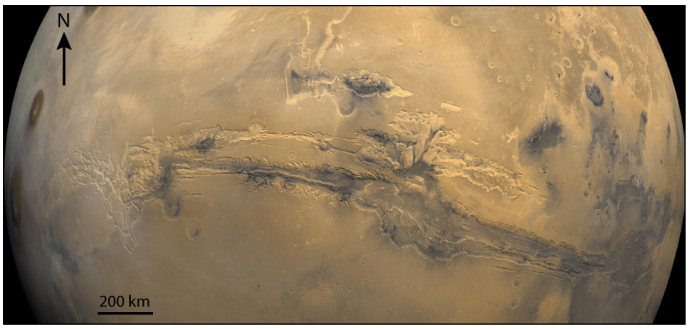

FIGURE 1.8 – Valles Marineris, mosaïque d'images Viking.

Les réseaux fluviatiles : Dès les premières images de Mariner 9, de gigantesques chenaux ont pu être mis en évidence (Fig. 1.9). Ces chenaux se trouvent uniquement sur les terrains les plus anciens dans l'hémisphère Sud. Si leur présence ne nécessite pas forcément un climat ancien chaud et humide, ils montrent néanmoins que l'eau liquide a un jour été stable dans l'histoire de Mars.

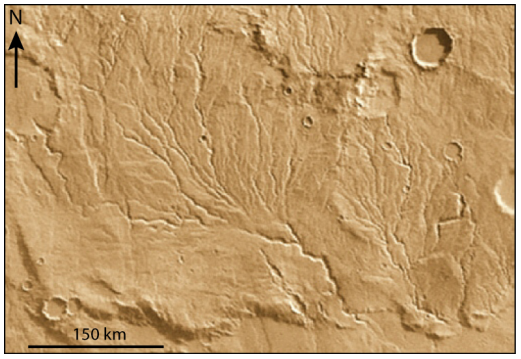

FIGURE 1.9 – Exemple de réseaux fluviatiles asséchés (Warrego Valles), image MOC.

Les objets glaciaires : La présence de glace actuelle sur Mars sera discutée plus en détail dans le Chapitre 1.4. On peut néanmoins noter la présence d'importantes accumulations de glace aux pôles Nord et Sud de Mars (Fig. 1.10), détectées dès le XVIIe par Cassini. Comme les calottes terrestres, ces deux calottes polaires constituent de véritables enregistrements des fluctuations climatiques sur plusieurs millions d'années. De l'eau gelée existe également à moins d'un mètre dans le sous-sol martien au-dessus de 60° de latitude. Enfin, des traces d'anciens glaciers sont également visibles aux moyennes latitudes de Mars.

Les formes éoliennes : En l'absence d'activité volcanique, tectonique ou fluviatile, c'est majoritairement le vent qui modèle aujourd'hui la surface de Mars. L'érosion éolienne induit, par exemple, la formation de structures comme les yardangs. Le vent entraîne également la création de dunes (Fig. 1.11). Les champs de dunes ainsi formés par-

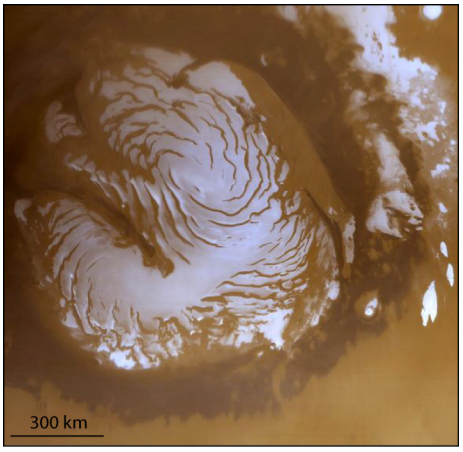

FIGURE 1.10 – Calotte polaire Nord, image MOC.

sèment la quasi-totalité des fonds de vallées et des dépressions topographiques. Le plus grand champ de dunes présent sur Mars entoure la calotte polaire Nord (couronne marron sombre visible sur la Fig. 1.10).

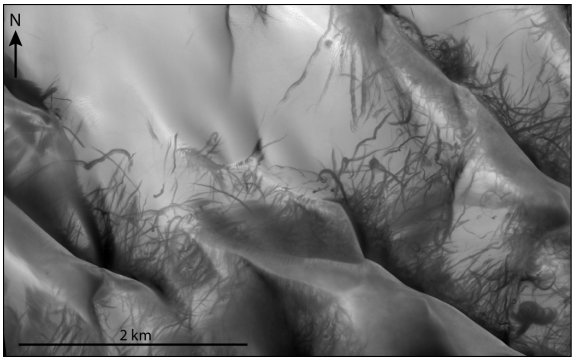

FIGURE 1.11 – Exemple de dunes martiennes. Les traces sombres correspondent au passage de « dust devils », image HiRISE.

Pour conclure sur cette brève présentation de Mars, malgré de nombreuses différences, Mars est sans doute la planète la plus semblable à la Terre dans notre système solaire. Mars est aujourd'hui quasiment inactive, mais son histoire a vraisemblablement été marquée par une activité importante, à l'origine de gigantesques structures volcaniques, tectoniques, fluviatiles ou glaciaires. Si Mars et la Terre semblent avoir suivi une évolution similaire dans le passé, celles-ci ont cependant divergé à un moment de leur histoire.

Mars est également l'une de nos plus proches voisines, elle est donc relativement « simple » à atteindre, et son atmosphère ténue permet une observation orbitale beaucoup plus facile que dans le cas de Vénus par exemple.

Toutes ces différentes observations expliquent en partie l'intérêt scientifique porté à la planète Mars.

1.2 Histoire géologique de Mars

1.2.1 Outils de datation

Dès les premières images de Mariner 9, les géologues ont essayé de placer la formation des différentes structures observées sur une échelle stratigraphique martienne (Soderblom *et al.*, 1974). Cette reconstruction de l'histoire géologique de Mars est cependant complexe car, si les géologues terrestres disposent de la lithologie, de la minéralogie, de la paléontologie, de la chimie et de la structure en trois dimensions de la roche observée, le géologue martien doit la plupart du temps se contenter des données orbitales. Nous ne disposons donc que d'informations comme la morphologie, la topographie ou le champ magnétique pour déduire une chronologie de l'activité martienne.

Différents outils ont cependant été retenus afin de proposer un âge relatif ou absolu des différents terrains observés.

Le principe de stratigraphie : Les premiers outils qui peuvent être utilisés sont les principes de base de la stratigraphie : le principe de superposition et le principe de recoupement. Le principe de superposition part du postulat simple que toute couche géologique se trouvant stratigraphiquement sur une autre, lui est forcément postérieure. De manière similaire, le principe de recoupement indique que les couches géologiques sont plus anciennes que les failles ou les roches qui les recoupent. Cependant ces relations stratigraphiques simples peuvent parfois être ambiguës et ne fonctionnent qu'en l'absence de bouleversements structuraux. Ce principe ne permet également que d'obtenir des âges relatifs entre les différents terrains observés (Head *et al.*, 2001).

La densité de cratères : La méthode la plus communément utilisée pour dater les terrains martiens est celle du comptage de cratères. En effet, les surfaces des planètes du système solaire sont impactées tout au long de leur histoire. Il en résulte que plus longtemps les terrains sont exposés en surface, plus la densité de cratères les recouvrant est importante. Ainsi, en étudiant la fréquence des cratères d'impact par unité de surface et à un diamètre donné, il est possible de distinguer des âges relatifs entre des terrains plus ou moins cratérisés (Scott et Carr, 1978; Tanaka, 1986).

En comparant les données lunaires et martiennes, cette méthode a également permis d'estimer de manière absolue l'âge des différents terrains martiens. En effet, le flux de cratérisation est bien connu pour la Lune, et sa surface a pu être datée avec précision grâce au retour d'échantillons. Suite à l'analyse des échantillons lunaires, des âges absolus ont ainsi pu être attribués aux terrains lunaires présentant différents taux de cratérisations. En admettant qu'une population similaire d'objets ait impacté la Lune et Mars, et en réalisant quelques corrections sur la manière dont cette population impacte les deux objets, Hartmann et Neukum (2001) ont pu estimer l'âge des terrains martiens jusque là différenciés de manière relative.

Cependant, si cette relation entre âge et densité de cratères semble simple, en pratique, cette méthode présente de nombreuses limites. Tout d'abord, il est important de noter que cette technique ne permet d'obtenir que l'âge d'exhumation et non l'âge de formation des roches. De plus, cette datation relative ou absolue peut être faussée par une confusion entre les cratères secondaires et les cratères primaires, ainsi que par la disparition des

plus petits cratères par érosion ou enfouissement (Chapman, 2007). Il semble donc que pour effectuer une datation correcte, la surface étudiée doit : (1) constituer une surface homogène qui n'a pas été recouverte ou érodée de manière significative par des processus récents, (2) avoir été mise un place par un seul et unique processus et (3) être libre de toute contamination par des cratères secondaires (Van Gasselt, 2007).

Cette méthode de datation par comptage de cratères semble donc difficilement utilisable sur certaines surfaces et peut comprendre d'importantes incertitudes. Ainsi, il a été estimé que la datation absolue comportait une incertitude de 100 Ma pour les terrains âgés de plus de 3,5 Ga. Cette incertitude est multipliée par deux pour les terrains plus récents (Neukum *et al.*, 2004).

Les SNC : S'il n'existe pas pour l'instant de retour d'échantillons permettant une datation précise des roches martiennes, des datations ont pu être réalisées sur les météorites martiennes (ou SNC) (Nyquist *et al.*, 2001). Les âges ainsi déduits sont cependant difficiles à utiliser dans la mesure où il est impossible de savoir d'où proviennent ces roches à la surface de Mars. Ces météorites peuvent toutefois apporter quelques informations importantes. Ainsi, la météorite ALH84001 présente un âge de cristallisation de 4,5 Ga. Celle-ci nous montre donc que la croûte primordiale ne doit pas seulement être préservée mais qu'elle doit également être exposée relativement près de la surface (Nyquist *et al.*, 2001). De même, l'étude de certaines nakhlites montre par exemple la présence de minéraux évaporitiques comme le gypse (e.g. Sawyer *et al.* (2000)). La météorite les contenant a été datée à 1,3 Ga ce qui suggère donc que des minéraux comme les sulfates ont pu se former après cette date (Hartmann et Neukum, 2001).

1.2.2 Stratigraphie martienne

Dès les images Mariner, la surface de Mars a été divisée en trois grands systèmes : le Noachien, l'Hespérien et l'Amazonien (Scott et Carr, 1978). De même que pour l'échelle stratigraphique terrestre, ces trois systèmes ont été nommés en fonction des régions martiennes les plus représentatives de chacune de ces unités (Noachis Terra, Hesperia Planum et Amazonis Planitia). Grâce aux images Viking, et en utilisant les relations de stratigraphie et le comptage de cratères, Tanaka (1986) subdivise ces trois systèmes en huit unités associées à une densité de cratères et à un stratotype bien défini (Tab. 1.1). Cette division de l'échelle stratigraphique martienne est toujours celle utilisée actuellement, et la définition de chacune de ces unités a été complétée au fur et à mesure de l'apparition de nouvelles données. Ainsi, l'analyse de la densité de cratères combinée à celle des météorites martiennes, a permis d'estimer l'âge de ces différentes unités (Hartmann et Neukum, 2001) (Fig. 1.12). La chronologie de l'histoire géologique martienne ainsi établie est cependant uniquement basée sur la morphologie de la surface. Si la surface martienne présente en effet une grande diversité morphologique, les données de spectroscopie apportées par les instruments OMEGA et CRISM ont également montré une importante diversité minéralogique. En se basant sur cette étude minéralogique de la surface martienne, Bibring *et al.* (2006) proposent ainsi un nouveau découpage de l'échelle stratigraphique en trois unités : le Phyllosien, le Theiikien et le Siderikien (Fig. 1.13). Dans cette thèse, l'échelle classique divisée en pré-Noachien, Noachien, Hespérien et Amazonien sera utilisée, mais telle qu'elle a été définie dans Carr et Head (2010) où sont pris en compte les

découvertes les plus récentes en terme de morphologie mais également de minéralogie. La définition de ces quatres unités est présentée ci-dessous et résumée dans la Figure 1.13.

Unités	Stratotypes	Densité de cratères
Amazonien supérieur	Matériel de plaines d'inondation, Sud d'Elysium Planitia	N(2)<40
Amazonien moyen	Coulées de lave, Amazonis Planitia	N(2)=40-150
Amazonien inférieur	Matériel de plaines lisses, Acidalia Planitia	N(2)=150-400
Hesperien supérieur	Matériel de plaines complexes, Vastitas Borealis	N(5)=67-125 ; N(2)=400-750
Hesperien inférieur	Matériel de plaines ridées, Hesperia Planum	N(5)=125-200
Noachien supérieur	Matériel de plaines entre les cratères, Est d'Argyre Planitia	N(16)=25-100 ; N(5)=200-400
Noachien moyen	Matériel des terrains cratérisés, Ouest d'Hellas Planitia	N(16)=100-200
Noachien inférieur ou pré-Noachien	Matériel de socle, Charitum et Nereidum Montes	N(16)>200

TABLE 1.1 – Unités chronostratigraphiques et stratotypes associés définis par Tanaka (1986). Pour la densité de cratères : N(x) = nombre de cratères > (x) km de diamètre / 10^6 km^2.

Le pré-Noachien ($\sim$ 4,5 - 4,1 Ga) : Le pré-Noachien s'étend de la formation de la planète à 4,5 Ga à la formation d'Hellas estimée entre 4,1 et 3,8 Ga. Cette période est tout d'abord marquée par la rapide différenciation de Mars en une croûte, un manteau et un noyau durant les premières dizaines de millions d'années suivant la formation de la planète.

La plupart de l'activité géologique de cette période ayant été effacée, il est difficile d'avoir une idée précise des événements ayant marqué cette ère. On peut cependant noter qu'un champ magnétique existait à cette période. En effet, la mission Mars Global Surveyor a montré la présence de larges anomalies magnétiques principalement dans l'hémisphère Sud. Ces anomalies sont absentes des larges bassins d'impact comme Hellas, Utopia, Argyre ou Isidis, ce qui suggère que ces impacts ont effacé les anomalies magnétiques préalablement existantes.

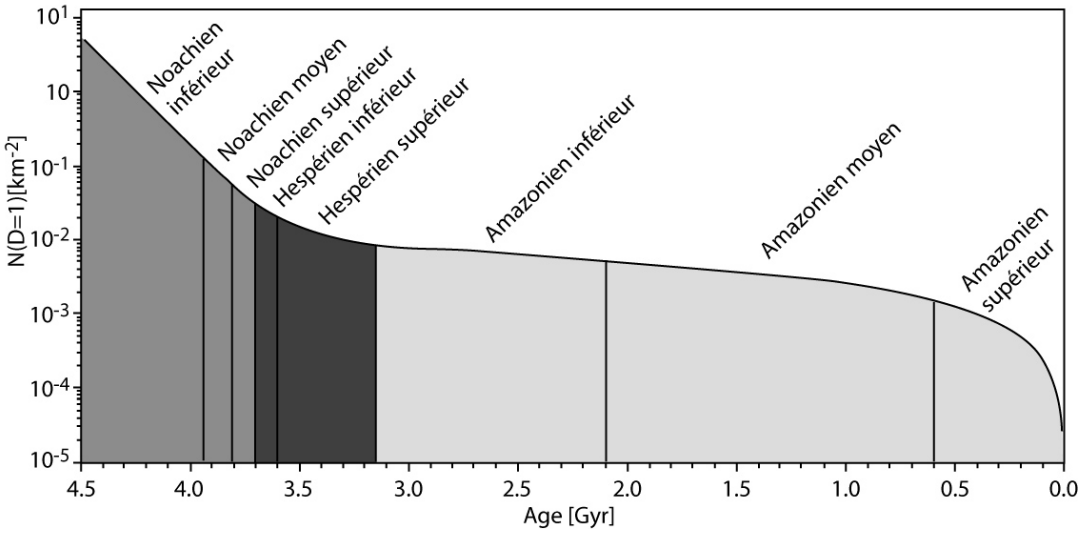

FIGURE 1.12 – Modèle de chronologie martienne (courbe de cratérisation). Le nombre de cratères par kilomètre-carré dont le diamètre est supérieur ou égal à 1 km est tracé en fonction de l'âge des surfaces (modifié d'après : Hartmann et Neukum (2001); Van Gasselt (2007)).

Hartmann et Neukum (2001) suggèrent que le bombardement massif primitif qui a eu lieu dans notre système solaire, correspond à une décroissance progressive du bombardement de 4,5 à 3,8 Ga (Fig. 1.12), plutôt qu'à un pic tardif du bombardement. Dans cette hypothèse, le pré-Noachien serait donc marqué par une forte cratérisation. Les cratères ainsi formés pourraient correspondre aux nombreuses dépressions quasi-circulaires visibles avec les données MOLA (Frey, 2003). Sur la base de ces dépressions quasi-circulaires, Nimmo et Tanaka (2005) suggèrent que les plaines boréales retiennent une grande population de cratères qui semblent montrer un âge minimum de 4,1 Ga. Ces cratères ont ensuite été recouverts par des terrains plus jeunes. Cette observation révèle que la dichotomie martienne a sans doute été mise en place (par un impact géant, un panache mantellique ou un autre processus) durant le pré-Noachien.

Au niveau de l'activité volcanique, le pré-Noachien montre probablement le début de la formation de Tharsis.

Les conditions de surface et la nature de l'atmosphère au pré-Noachien restent inconnues du fait des trop nombreuses incertitudes existant sur l'impact environnemental du bombardement ou la quantité de volatiles acquise durant l'accrétion.

Le Noachien ($\sim$ 4,1 - 3,7 Ga) : La période noachienne est marquée par un fort taux de cratérisation et d'érosion, la formation de vallées, l'accumulation de la plus grande partie des dépôts volcaniques de Tharsis et la production de produits d'altération comme les phyllosilicates.

Les terrains noachiens présentent en effet une forte densité de cratères (Tab. 1.1, Fig. 1.12). Ce bombardement important entraîne différentes conséquences comme : une distribution d'éjectas tout autour de la planète, une activité hydrothermale autour des sites impactés, une augmentation de la porosité de surface par la formation de brèches ou en-

core, des variations dans les mouvements et le stockage des nappes d'eau souterraines.

Au Noachien, la plupart du volcanisme est concentré au niveau de Tharsis. Il se forme alors à la fin du Noachien un empilement de coulées volcaniques s'étendant sur 5000 km de large et 9 km de haut, qui déforme la lithosphère martienne à une échelle globale (Fig. 1.6). Cet épisode volcanique entraîne un remplissage des grands cratères d'impact et probablement du bassin boréal. Le taux de renouvellement de la surface produit par le volcanisme est cependant faible à côté de celui créé par les impacts à la même époque. Les matériaux produits par le volcanisme sont constitués de roches volcaniques primaires, principalement du basalte riche en orthopyroxène avec différentes quantités d'olivine (Poulet *et al.*, 2005; Bibring *et al.*, 2006).

Le taux d'érosion au Noachien est élevé, environ 2 à 5 fois plus important que sur les terrains les plus jeunes (Golombek *et al.*, 2006). Il reste cependant très faible comparé aux taux présents sur Terre à la même époque, ce qui explique en partie la préservation importante de ces terrains anciens comparée aux terrains terrestres.

La plupart des terrains noachiens sont disséqués par des réseaux de vallées. Ceux-ci se trouvent dans les régions topographiquement basses et, pour la plupart, n'atteignent pas plus que quelques centaines de kilomètres de long. Certains indices montrent également que des lacs ont probablement occupé les régions topographiquement basses comme les cratères. L'hypothèse de la présence d'anciens océans sur Mars est fortement controversée cependant, si ceux-ci ont existé, Clifford et Parker (2001) ont estimé que ces océans auraient pu recouvrir jusqu'à un tiers de la planète à cette époque.

Une des caractéristiques les plus importantes du Noachien est l'abondance de phyllosilicates comme la nontronite, la chlorite, la saponite ou la montmorillonite (e.g. Murchie *et al.* (2007b); Carter *et al.* (2010)). Ceux-ci se sont probablement formés par altération aqueuse des basaltes (Zolotov et Mironenko, 2007).

La présence importante de phyllosilicates, de réseaux de vallées et de lacs sur les surfaces noachiennes, mettent en évidence l'existence d'épisodes probablement chauds et humides durant cette période. Cependant, s'il semble exister d'évidentes preuves géomorphologiques et minéralogiques d'un climat chaud et humide au Noachien, les processus climatiques et atmosphériques permettant ces conditions à cette période demeurent obscurs.

Enfin, les indices d'un climat chaud et humide semblent disparaître sur les terrains plus récents. Il semble donc qu'une période de transition ait existé à la fin du Noachien entre des conditions chaudes et humides permettant une altération aqueuse, et des conditions froides et sèches faisant disparaître ce type d'altération.

L'Hespérien ($\sim$ 3,7 - 3,0 Ga) : La période hespérienne est caractérisée par : la continuité de l'activité volcanique toutefois plus épisodique, la formation de grandes plaines de lave, un taux beaucoup plus faible de formation de vallées, la formation de larges vallées de débâcle, la formation de canyons, un très faible taux d'érosion, l'arrêt de l'altération formant les phyllosilicates, et l'apparition d'accumulations locales de dépôts riches en sulfates.

Le volcanisme hespérien est caractérisé par la formation de plaines ridées et la formation des Paterae. D'immenses plaines de lave recouvrent ainsi de grandes surfaces sur les deux hémisphères. De la lave continue également à s'accumuler au niveau de Tharsis. Le volcanisme est donc très étendu à l'Hespérien et on considère qu'il en résulte un

renouvellement de la surface d'environ 30% (Head *et al.*, 2002). Deux types de plaines hespériennes ont été repérés : (1) des plaines situées aux basses latitudes et compatibles avec la présence de basalte et (2) des plaines situées à de plus hautes latitudes, plus riches en silicates, et compatibles avec une composition d'andésite terrestre (Bandfield *et al.*, 2000).

Le taux de formation des réseaux de vallées décroît fortement au début de l'Hespérien (Fassett et Head, 2008). La formation de ce type de réseaux existe cependant toujours, particulièrement au niveau des volcans. Ces réseaux sont probalement dus à la fonte de neige au sommet des volcans. Si peu de vallées se forment à l'Hespérien, la fin de cette époque voit toutefois apparaître de larges vallées de débâcle. Un débat existe cependant actuellement pour savoir si ces vallées ont bien été creusées par de l'eau et non par des écoulements de lave (Carr et Head, 2010). Si l'eau est bien intervenue dans la formation de ces vallées, alors celles-ci proviennent du relâchement brutal d'une grande quantité d'eau pouvant provenir d'aquifères souterrains, de lacs ou d'accumulations de glace.

L'ère hespérienne montre également la formation de Valles Marineris. L'origine primaire de ce gigantesque canyon est probablement le résultat des contraintes créées par le poids de Tharsis. L'ensemble des canyons formant Valles Marineris commencent probablement à s'ouvrir au Noachien, et les processus de subsidence, de failles et d'érosion des parois continuent tout au long de l'Hespérien. Dans Valles Marineris se forment des dépôts stratifiés et riches en sulfates de calcium et de magnésium, dont l'origine reste débattue (Gendrin *et al.*, 2005; Le Deit *et al.*, 2008).

L'Hespérien semble également montrer les premiers dépôts de glace importants. En effet, la morphologie de la région de Dorsa Argentae, entourant l'actuelle calotte polaire Sud, révèle que cette formation correspond à d'anciennes accumulations de glace datées de l'Hespérien. Ces dépôts s'étendaient sur environ deux fois la surface actuellement couverte par la calotte polaire Sud (Head et Pratt, 2001).

Le taux d'érosion est diminué de deux à cinq fois par rapport au Noachien. Les taux les plus importants semblent associés à l'érosion due au vent et à la sublimation, ou à des événements locaux comme des crues. Le taux d'altération des roches est lui aussi beaucoup plus bas comme le montre la présence importante d'olivine pourtant facilement altérable. Les roches observées par le rover Spirit dans le cratère de Gusev montrent une fine couche d'altération en surface mais les minéraux primaires comme l'olivine, le plagioclase ou la magnétite perdurent. Cette altération implique vraisemblablement uniquement des interactions à faible rapport eau/roche, résultant par exemple de la fonte de givre.

Les terrains hespériens montrent également d'épais dépôts de sulfate répartis sur plusieurs régions, principalement dans l'hémisphère Ouest et autour de la calotte polaire Nord. Les sulfates trouvés dans l'hémisphère Ouest ont probablement commencé à se former au Noachien. Les sulfates polaires semblent dater de l'Amazonien mais pourraient également provenir de l'érosion d'une unité plus ancienne située à la base de la calotte polaire Nord. Une description détaillée de ces sulfates est réalisée dans le Chapitre 1.3.

Il semble donc qu'un changement majeur s'opère . Toutes ces variations tendent à montrer qu'un changement climatique majeur a lieu entre le Noachien et l'Hespérien, ainsi qu'une transition vers une importante cryosphère globale.

L'Amazonien ($\sim$ 3,0 Ga - actuel) : L'Amazonien regroupe les deux tiers de l'histoire

géologique martienne et s'étend de 3 Ga jusqu'à aujourd'hui. Malgré l'important laps de temps écoulé durant cette période, les changements géologiques ayant lieu à la surface de Mars sont relativement modestes par comparaison avec les périodes précédentes. Ainsi, les processus d'impact, de tectonique et de volcanisme diminuent fortement, et rendent par conséquent plus évidente l'action du vent et de la glace.

L'activité volcanique de l'Amazonien diminue d'un facteur dix par rapport à l'Hespérien et se voit largement confinée en périphérie de Tharsis et d'Elysium. Contrairement à l'Hespérien, les plaines volcaniques formées à l'Amazonien ne présentent que très peu de rides et montrent plutôt des structures volcaniques primaires comme des chenaux de lave ou des fronts de coulées. Les âges de cristallisation de certaines SNC de 150 Ma, et les âges de 10 Ma trouvés sur certaines surfaces au niveau de Tharsis et d'Elysium montrent que Mars serait, de manière épisodique, toujours active actuellement (Berman et Hartmann, 2002; McSween, 2002).

Le développement des canyons est restreint à de larges glissements de terrains.

De très rares réseaux de vallées et vallées de débacles sont encore identifiés à l'Amazonien. Les structures fluviatiles les plus communes de cette époque sont les gullies.

Si la glace a joué un rôle majeur dans la modification du paysage martien tout au long de son histoire, elle joue un rôle particulièrement important à l'Amazonien. A l'Amazonien se forment ainsi des structures attribuées à la présence, l'accumulation, l'ablation et le mouvement de la glace. On trouve ainsi des pellicules de glace aux hautes latitudes, des dépôts de glace sur les flancs des volcans tropicaux et une grande variété de structures entre 30 et 55° de latitude comme les tabliers de débris lobés, les vallées à remplissage linéaire et les cratères à remplissage concentrique (Head *et al.*, 2003). L'Amazonien voit également la formation des deux calottes polaires actuelles dans les hémisphères Nord et Sud.

L'effet du vent devient également omniprésent avec l'apparition de dunes sur la majorité des surfaces martiennes, ainsi que la formation de surfaces flutées ou de yardangs. La préservation de nombreuses structures volcaniques et de cratères d'impact semble cependant montrer que le vent entraîne une érosion relativement faible et a pour effet majeur de retravailler les matériaux déjà peu consolidés.

L'altération minéralogique semble réduite à la formation d'oxydes de fer due à l'oxydation de la surface (Bibring *et al.*, 2006).

L'Amazonien montre donc une diminution très importante de l'activité géologique et l'évolution de sa surface semble majoritairement régie par le vent et la glace.

Dans cette histoire géologique martienne, cette thèse se concentre principalement sur les périodes hespériennes et amazonniennes. Durant ces deux époques, nous étudierons plus particulièrement la formation et le dépôt des sulfates ainsi que leur interaction avec la cryosphère.

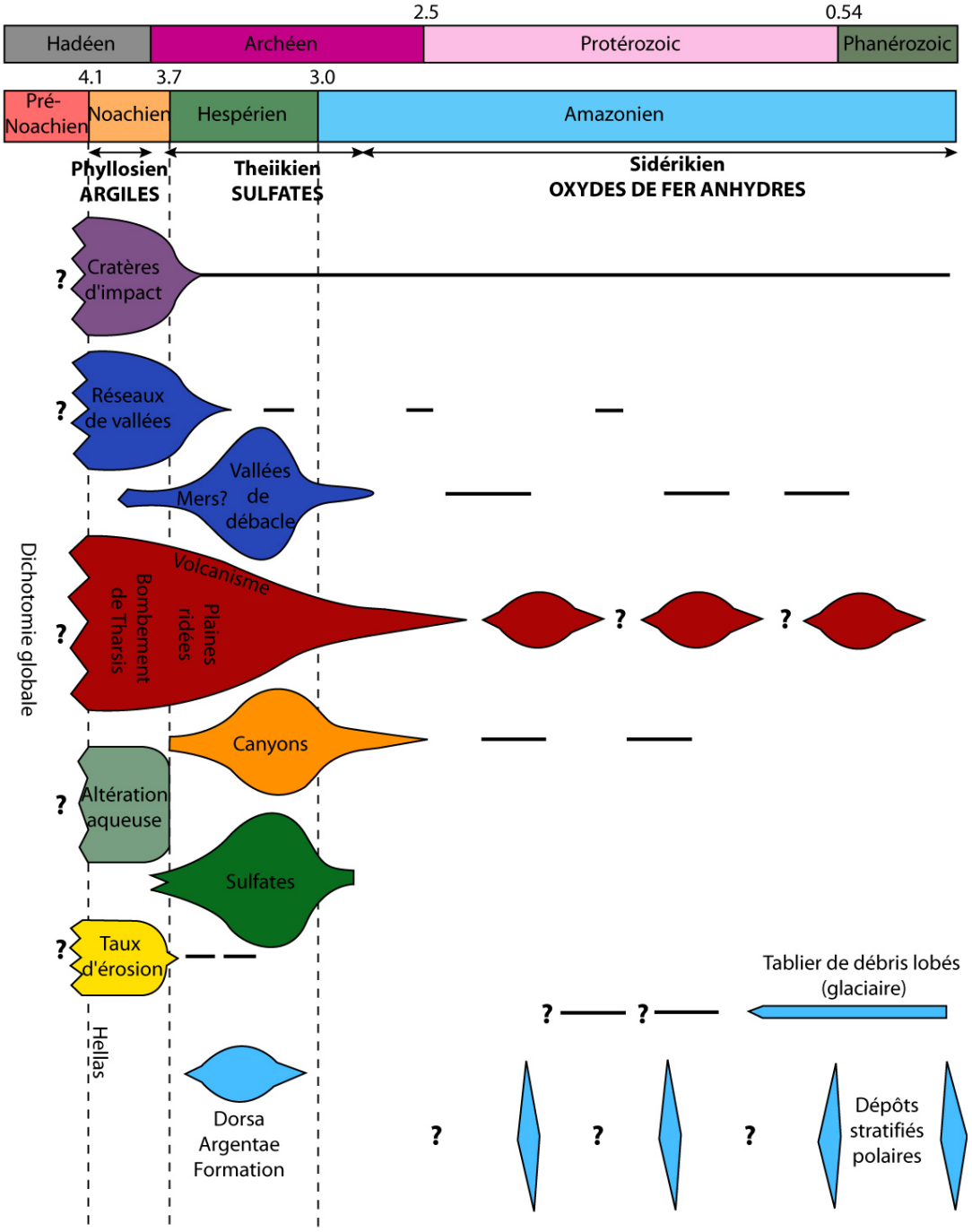

FIGURE 1.13 – Activité géologique de Mars en fonction du temps (modifié d'après Carr et Head (2010)). Ce diagramme montre l'importance relative des différents processus, le temps de formation des principales structures et unités ainsi que le type et le taux d'altération en fonction du temps. La limite des grandes périodes de l'histoire martienne et comparée aux divisions similaires existantes pour l'histoire géologique de la Terre (Hadéen, Archéen, Protérozoic et Phanérozoique). Les flèches noires montrent également la division de l'histoire géologique martienne réalisée par Bibring *et al.* (2006) et déduite de la minéralogie de surface.

1.3 Les sulfates martiens

Jusqu'à l'arrivée du premier spectro-imageur OMEGA en 2003, le principal intérêt porté à l'étude de Mars résidait dans sa diversité morphologique. Les spectro-imageurs OMEGA et CRISM, ainsi que les analyses effectuées au sol par les différents atterrisseurs, ont cependant révélé la présence d'une grande diversité minéralogique à la surface de la planète (Bibring *et al.*, 2005; Murchie *et al.*, 2009). Ces instruments ont permis la détection de minéraux tels que des minéraux mafiques (pyroxènes ou olivine), des phyllosilicates, des sulfates, des oxydes de fer, des carbonates, de la silice, des chlorures, ou encore des perchlorates.

Si l'étude de la morphologie donne d'importantes indications sur l'activité passée de la planète, l'étude de la diversité minéralogique apporte, elle, des informations primordiales sur les environnements passés dans lesquels ces minéraux ont pu se former.

Parmi tous ces minéraux, les sulfates semblent avoir un rôle prépondérant dans l'histoire de Mars. En effet, dès les premières données apportées par l'atterrisseur Viking, les scientifiques ont constaté l'étonnant enrichissement de la planète en soufre par rapport à la surface terrestre (Clark et Baird, 1979). Cet enrichissement qui se retrouve sur une grande partie de la surface martienne, est dû à la présence de sulfates. Les sulfates semblent donc être l'un des minéraux les plus fréquemment trouvés à la surface de Mars. De plus, la reconstitution de l'histoire géologique martienne (Chap. 1.2) montre que ces minéraux marquent la transition entre le Noachien, où se forment les phyllosilicates, et l'Hespérien, où la formation de sulfates remplace progressivement celle des phyllosilicates. Cette transition marque très probablement un changement climatique important qui pourrait être caractérisé par la détermination précise du mode de formation des sulfates.

Ce chapitre montrera tout d'abord la localisation et les différents types de sulfates détectés sur Mars, puis les processus proposés pour expliquer leur formation.

1.3.1 Localisation des sulfates sur Mars

La Fig. 1.14 présente la répartition des sulfates détectés jusqu'à présent sur Mars, depuis l'orbite et par les atterrisseurs. Cette carte montre tout d'abord que, si des sulfates peuvent être trouvés sur une grande partie de la surface martienne, ceux-ci semblent néanmoins concentrés dans les régions équatoriales de l'hémisphère Ouest. Cette carte révèle également que des sulfates peuvent être détectés à des altitudes diverses et sur des terrains très variés comme : les canyons de Valles Marineris, les terrains chaotiques, les plaines de Meridiani Planum, les plateaux entourant Valles Marineris, le fond de certains cratères, les plaines du Nord et, plus particulièrement, les dunes entourant la calotte polaire Nord. Les différents types de sulfates, ainsi que la morphologie et la minéralogie qui leurs sont associés, sont décrits ci-dessous pour chacuns des différents types de terrains sur lesquels ils affleurent.

Valles Marineris : Valles Marineris se trouve juste au Sud de l'équateur, entre les longitudes 100°W et 40°W. Ce gigantesque « canyon » est constitué d'un ensemble de dépressions (ou chasmata) interconnectées, s'étendant globalement d'Ouest en Est sur près de 3500 km de long. Chaque chasma présente une largeur moyenne de 150 à 300 km et une profondeur moyenne de 6000 à 11000 m. Certains d'entre eux forment des dépressions

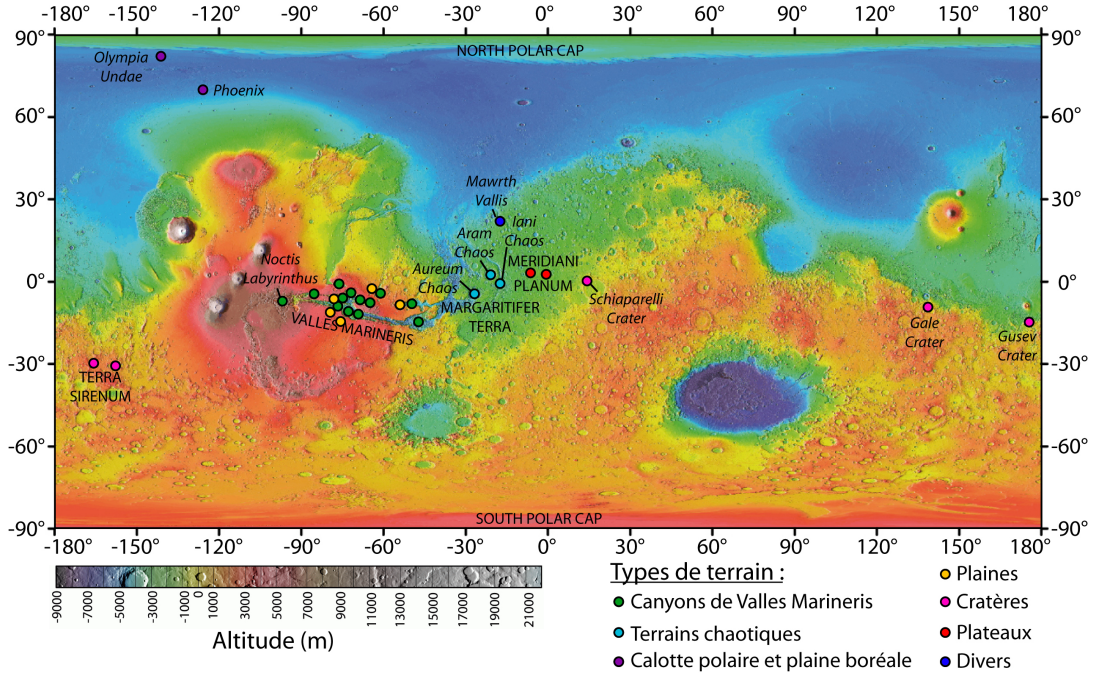

FIGURE 1.14 – Carte de détection des sulfates martiens.

isolées des autres chasmata comme : Echus, Hebes, Juventae et Ganges Chasma (Fig. 1.15). L'extrémité Ouest de Valles Marineris, nommée Noctis Labyrinthus, est constituée d'un ensemble de terrains très fracturés situés à proximité du sommet du bombement de Tharsis à 9000 m d'altitude (Fig. 1.14). A l'opposé, l'extrémité Est de Valles Marineris se connecte aux terrains chaotiques de la région de Margaritifer Terra à seulement 1000 m d'altitude (Fig. 1.14).

Si le terme de « canyon » est souvent utilisé pour décrire Valles Marineris, l'érosion par l'eau que suggère cette expression est cependant incorrecte (Sharp, 1973b). Valles Marineris s'est en effet formé majoritairement par des failles, mises en place par extension de la croûte lors du bombement de Tharsis (Carr, 1981). En plus de ce processus tectonique majeur, d'autres processus mineurs sont également intervenus dans la formation de cette gigantesque structure, comme des processus volcaniques, des mouvements de masse, la présence d'eau, la présence de glace, ou encore l'activité éolienne (Lucchitta *et al.*, 1992; Peulvast et Masson, 1993; Schultz, 1998; Peulvast, 2001; Mège *et al.*, 2003; Fueten *et al.*, 2008).

Les spectro-imageurs OMEGA et CRISM ont détecté des signatures de sulfates dans tous les chasmata de Valles Marineris, excepté dans Coprates Chasma (Fig. 1.15) (Gendrin *et al.*, 2005; Roach *et al.*, 2010). Ces signatures sont associées à des dépôts stratifiés et clairs appelés ILD (« Interior Layered Deposits ») qui remplissent les canyons et dont la mise en place est datée à l'Hespérien (exemple Fig. 1.16). On estime que les ILD reposant au fond de Valles Marineris occupent un volume compris entre $\sim$1,3.10^5 km^3 (Nedell *et al.*, 1987) et $\sim$2,4.10^5 km^3 (Hynek *et al.*, 2003). Ces dépôts forment des buttes ou mesa pouvant atteindre plusieurs kilomètres de haut, notamment dans les régions d'Ophir, de Candor et d'Hebes Chasma, et leur mophologie montre que ceux-ci ont été intensément érodés (Lucchitta *et al.*, 1992). Les sulfates associés aux ILD semblent être majoritai-

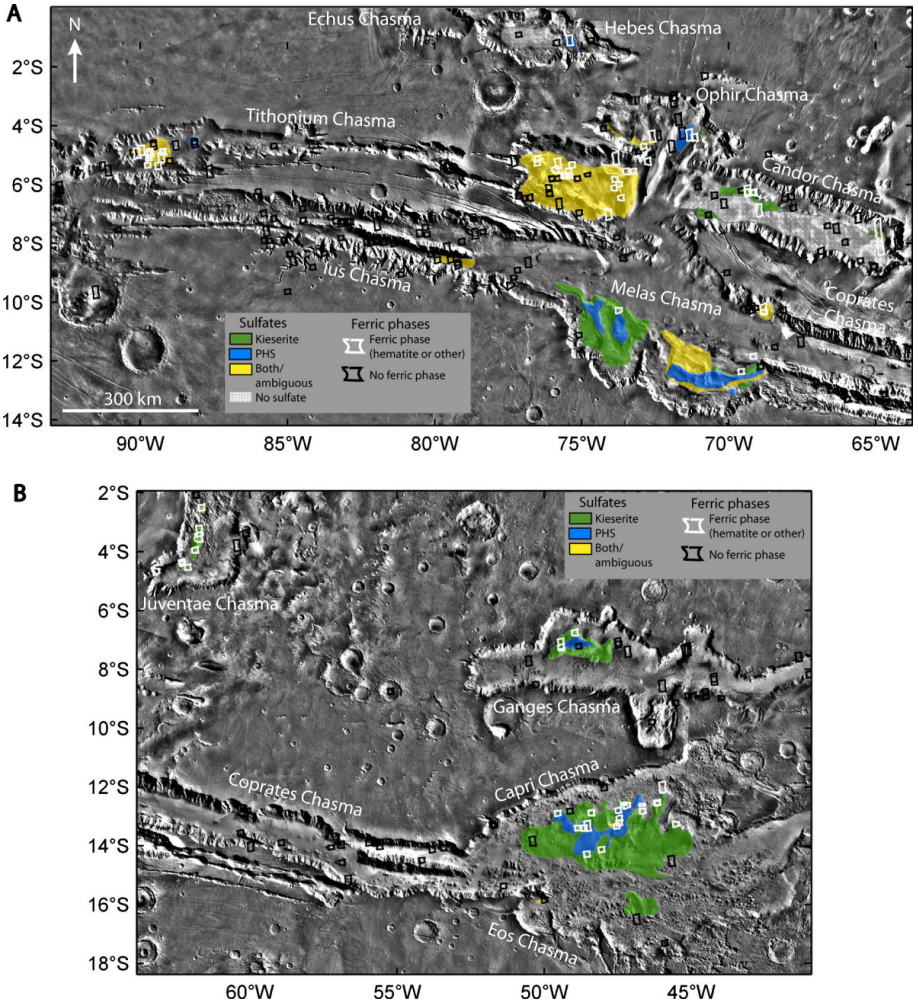

FIGURE 1.15 – Carte de détection des sulfates à l'Est (A) et à l'Ouest (B) de Valles Marineris. La détection de sulfates monohydratés (type kiesérite) est représentée en vert, la détection de sulfates polyhydratés en bleu, la détection, au même endroit, de sulfates poly- et mono-hydratés en jaune. Les dépôts stratifés ne présentant pas de signature de sulfates sont représentés en blanc. Sur cette carte sont également représentées les observations CRISM montrant une détection (en blanc) ou non (en noir) d'oxydes de fer (Roach *et al.* (2010), modifié).

rement monohydratés (kiesérite : sulfate de magnésium, ou szomolnokite : sulfate de fer), mais des signatures de sulfates polyhydratés ont également été trouvées (Fig. 1.15). Hormis la région Est de Candor Chasma, où des strates riches en sulfates polyhydratés semblent intercalées avec des strates riches en sulfates monohydratés (Fig. 1.16), la plupart des autres dépôts de Valles Marineris montrent la présence de sulfates monohydratés dans la partie inférieure des dépôts, et de sulfates polyhydratés dans la partie supérieure (Gendrin *et al.*, 2005; Murchie *et al.*, 2009; Roach *et al.*, 2010). Les affleurements présentant une signature de sulfates polyhydratés se distinguent généralement des affleurement à sulfates monohydratés par un albedo plus sombre et une compétence moins importante. Le passage de sulfates mono- à poly-hydratés dans les ILD a été expliqué de différentes

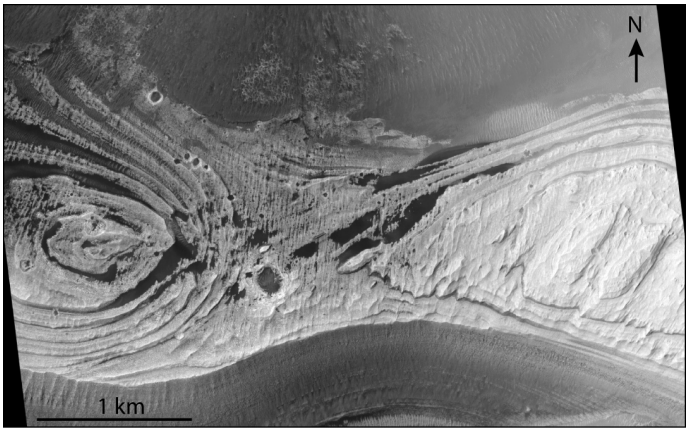

FIGURE 1.16 – ILD dans la région de Candor Chasma (image HiRISE PSP_006467_1735). Dans cette formation, les strates présentent une alternance de signatures de sulfates mono- et poly-hydratés, les sulfates polyhydratés se trouvant sur des pentes plus faibles que les monohydratés (Roach *et al.*, 2009). Des signatures d'oxydes de fer sont également détectées sur les dépôts superficiels de faible albédo recouvrant certaines parties de la butte ou s'accumulant à sa base (Le Deit *et al.*, 2008).

manières (Roach *et al.*, 2010) : (1) les sulfates polyhydratés correspondent à des sulfates qui n'ont pas été altérés et transformés en monohydratés, (2) les sulfates polyhydratés ont été formés à partir des monohydratés par l'interaction avec de l'eau de sub-surface, ou de la neige/glace, ou par la dissolution et re-précipitation des sulfates, (3) les sulfates polyhydratés ont été précipités après la mise en place des monohydratés.

Les signatures de sulfates trouvées dans les ILD sont généralement associées à des signatures d'oxydes de fer (Bibring *et al.*, 2007; Roach *et al.*, 2010). Les signatures les plus fortes d'oxydes de fer se retrouvent généralement dans les dépôts superficiels sombres recouvrant les ILD et s'accumulant à leur base, ainsi que dans les dunes dispersées à travers les chasmata (Fig. 1.16). Ces oxydes de fer sont probablement initialement présents dans les ILD et s'accumulent par l'érosion des dépôts (Le Deit *et al.*, 2008; Mangold *et al.*, 2008). Les différents oxydes de fer permettant au mieux de reproduire les signatures spectrales obervées sont : la copiapite (sulfate ferrique hydraté), la ferrihydrite (oxyhydroxyde de fer ferrique hydraté), l'hématite (oxyde de fer), ou la goethite (oxy-hydroxyde de fer) associée à d'autres minéraux hydratés (Bishop *et al.*, 2009).

Des sulfates ont également été détectés dans les vallées de Noctis Labyrinthus (Mangold *et al.*, 2010; Thollot *et al.*, 2010). Ceux-ci diffèrent cependant des ILD de Vallles Marineris par leur composition et leur morphologie. Les signatures de sulfate sont en effet corrélées à une strate claire très fine qui recouvre le socle pré-existant. De plus, si les ILD de Valles Marineris sont plutôt constitués de sulfates de fer ou de magnésium, ces affleurements semblent plutôt correspondre à des sulfates de calcium comme la bassanite ou le gypse. Ces sulfates de calcium pourraient être associés à des chlorures, de la silice amorphe ou des phyllosilicates. L'originalité de ces dépôts provient aussi de leur très jeune âge de formation, estimé à l'Amazonien, impliquant la présence d'une altération récente liée à une activité volcanique.

Les terrains chaotiques : A l'extrémité Est de Valles Marineris, dans les régions de Xanthe et Margaritifer Terra, se trouvent des terrains dit « chaotiques » (Fig. 1.14). Les dépôts de sulfates associés à ces terrains seront décrit plus en détail dans le Chapitre 3.

Les terrains chaotiques forment des dépressions de plusieurs centaines de kilomètres de large dont le fond peut se trouver à 1 à 7 km au-dessous des plateaux environnants. Le terme « chaotique » provient du fait que ces terrains sont caractérisés par une topographie irrégulière (Fig. 1.17.a), montrant de petits plateaux à sommet plat délimités par des falaises abruptes, appelés mesas, ainsi que de petites buttes arrondies (Carr, 1979; Meresse *et al.*, 2008). Ces terrains chaotiques sont généralement reliés à des vallées de débâcle, et l'intérêt porté à ces dépôts s'est d'abord concentré sur leur rôle possible dans la formation des vallées (e.g. Carr (1980)).

Les terrains chaotiques ont été observés dès les premières images de Mariner 6 et 9 (Sharp *et al.*, 1971; Sharp, 1973a) mais, les processus à l'origine de leur formation sont, à l'heure actuelle, toujours sujets à discussion. Les principaux scénarios proposés sont : (1) une interaction magma-glace dans la cryosphère de sub-surface (Chapman et Tanaka, 2002; Chapman *et al.*, 2003), (2) le relâchement de dioxyde de carbone liquide ou d'un mélange gaz-eau à partir de la décomposition d'hydrates de gaz (Hoffman, 2000; Max et Clifford, 2001) et (3) la libération catastrophique d'eau souterraine, depuis des aquifères confinés ou des cavités souterraines, probablement due à une déstabilisation liée à une intrusion magmatique (Carr, 1979; Lucchitta *et al.*, 1994; Chapman *et al.*, 2003). L'une des dernières études (Meresse *et al.*, 2008) attribue un rôle prépondérant à l'activité volcanique, proposant que la subsidence initiale aurait pour origine l'intrusion d'un sill volcanique. Cette intrusion entrainerait ensuite la fonte de glace de sub-surface ainsi que le relâchement d'eau souterraine.

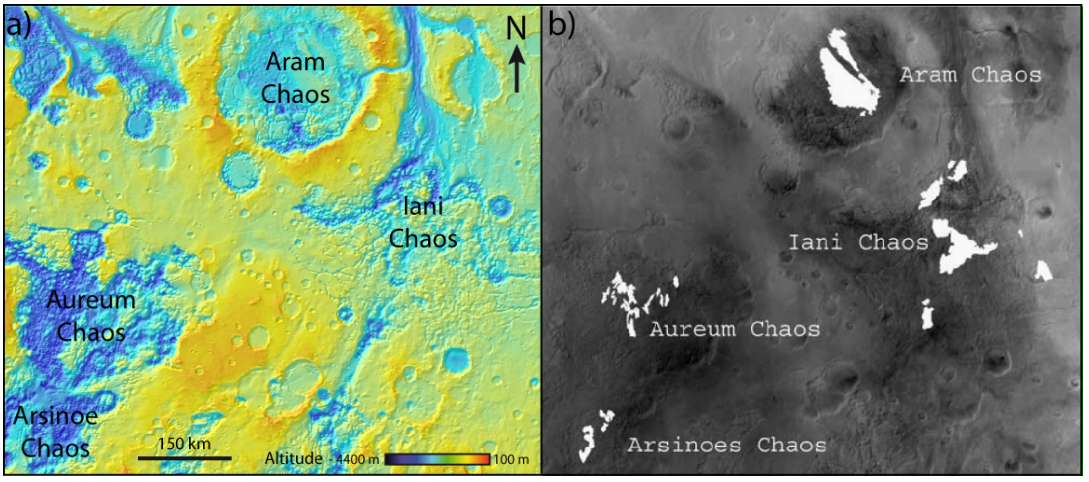

FIGURE 1.17 – a) Carte topographique (données MOLA) des terrains chaotiques de la région de Margaritifer Terra. b) Carte des dépôts stratifiés clairs (représentés en blanc) observés dans les terrains chaotiques (Glotch et Rogers, 2007).

Les affleurements présentant une signature de sulfates dans ces régions sont localisés au niveau de dépôts stratifiés clairs (Fig. 1.17.b). Les dépôts stratifiés trouvés en-dehors des canyons de Valles Marineris sont communément apellés LD (« Layered Deposits »). Ces dépôts reposent en discordance sur les terrains chaotiques, principalement dans les

régions d'Aram, Aureum et Iani Chaos. Les LD des terrains chaotiques ont tout d'abord révélé leur particularité par une forte signature d'oxyde de fer identifiée par l'instrument TES (Thermal Emission Spectrometer) (Christensen *et al.*, 2000, 2001b). L'instrument OMEGA a ensuite révélé la présence de sulfates, principalement monohydratés (kiésérite), associés à ces oxydes de fer (Gendrin *et al.*, 2005). Les terrains chaotiques semblent s'être mis en place au cours de l'Hespérien, les LD déposés par la suite sont donc relativement jeunes, de la fin de l'Hespérien au début de l'Amazonien (Tanaka *et al.*, 2003).

Les LD riches en sulfates observés au niveau des terrains chaotiques semblent donc très similaires aux ILD de Valles Marineris, et montrent des dépôts stratifiés clairs contenant majoritairement des sulfates monohydratés associés à des oxydes de fer. Ces dépôts semblent cependant plus récents et diffèrent de ceux de Valles Marineris par leur volume. Les ILD de Valles Marineris occupent en effet un volume d'un ordre de grandeur de 10^5 km^3 pour des hauteurs atteignant plusieurs kilomètres. Les LD des terrains chaotiques ne dépassent pas quant à eux, quelques centaines de km^3 pour une hauteur atteignant au plus 1 km.

Meridiani Planum : Meridiani Planum est une plaine qui s'étend sur près de 1100 km à l'Est des terrains chaotiques, à une altitude moyenne de 1400 m (Fig. 1.14). De nombreuses informations existent sur cette zone où le rover Opportunity a atterri.

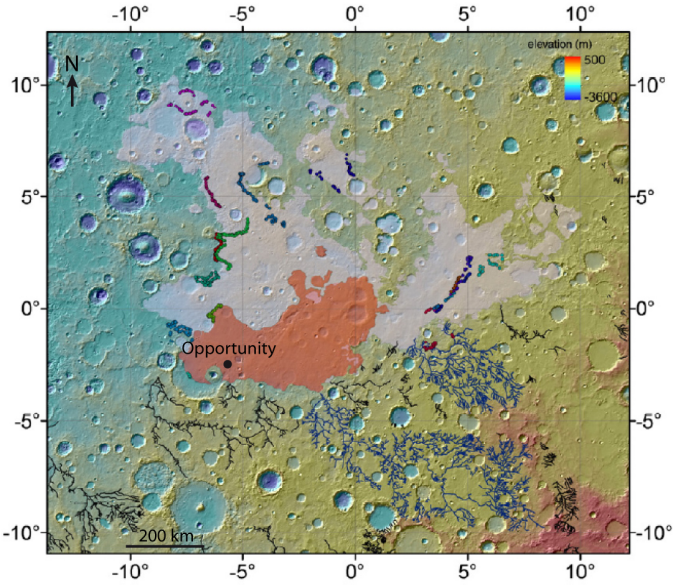

FIGURE 1.18 – Carte résumant la minéralogie globale de Méridiani Planum déterminée depuis l'orbite. Les régions oranges sont riches en hématite et les régions mauves sont riches en sulfates (Hynek et Phillips, 2008).

La région de Meridiani Planum est recouverte de dépôts sédimentaires stratifiés datés de la fin du Noachien au début de l'Hespérien. Ils reposent de manière discordante sur des terrains cratérisés datés du début au milieu du Noachien. Les LD de Meridiani Planum s'étendent sur $\sim$300.000 km^2 pour une épaisseur estimée à 600 m, occupant ainsi un volume total supérieur à 10^5 km^3 (Hynek *et al.*, 2002). La morphologie de surface de ces

dépôts montre cependant que ceux-ci ont été fortement érodés et occupaient probablement une surface beaucoup plus importante dans le passé (Edgett et Malin, 2002; Hynek et Phillips, 2008).

D'un point de vue minéralogique global, de même que pour les LD contenus dans les terrains chaotiques, la région de Meridiani Planum s'est dans un premier temps démarquée par une forte détection d'oxydes de fer (Christensen *et al.*, 2000, 2001b) (Fig. 1.18). Les données OMEGA et CRISM ont ensuite révélé que les LD de Meridiani ressemblaient beaucoup à ceux décrits précédemment, avec des strates plus ou moins claires et de compétence variable selon qu'il s'agi de strates riches en sulfates mono- ou polyhydratés (identifiés majoritairement comme des sulfates de magnésium) (Gendrin *et al.*, 2005; Murchie *et al.*, 2009; Wiseman *et al.*, 2010). Ces dépôts sont également associés à des concentrations variables d'oxydes de fer.

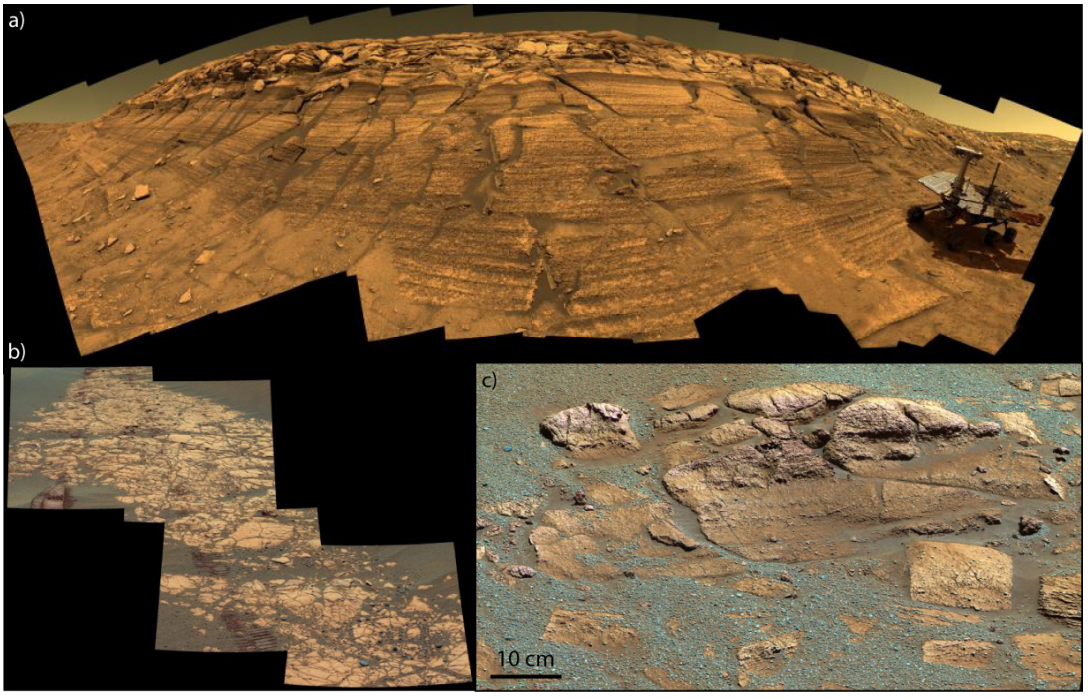

FIGURE 1.19 – Vues de Meridiani Planum acquises par le rover Opportunity. a) Panorama de la formation « Burns Cliff ». b) Observation des pavements formés par les dépôts stratifiés clairs et riches en sulfates. Ceux-ci sont recouverts par des sables basaltiques sombres. c) Vue détaillée des affleurements riches en sulfates. Les grains bleus correspondent aux sphérules riches en hématite.

Les résultats obtenus depuis l'orbite ont pu être confrontés aux données acquises depuis le sol par l'atterrisseur Opportunity (Christensen *et al.*, 2004b; Clark *et al.*, 2005; Bell *et al.*, 2004a; Grotzinger *et al.*, 2005; McLennan *et al.*, 2005). Opportunity a ainsi confirmé la présence de roches sédimentaires claires, stratifiées et riches en sulfates. Ces roches affleurent généralement sous forme de pavement, recouverts de sable basaltique (Fig. 1.19.b) qui s'accumule par endroits en dunes sombres. Ces affleurements sont également recouverts de sphérules riches en hématite (Fig. 1.19.c). Celles-ci, préalablement incluses dans les LD riches en sulfates, s'accumulent en surface par l'érosion des LD. Ces

sphérules mesurent de 1 à 5 mm de diamètre et recouvrent presque 15% de la surface.

Si ces dépôts affleurent généralement sous forme de pavements, Opportunity a également analysé des falaises comme la formation « Burns Cliff », qui correspond au rempart du cratère Endurance (Fig. 1.19.a). L'observation de cet affleurement montre que les roches constituant les LD de Meridiani semblent correspondre à du sable consolidé. Trois unités principales peuvent être observées dans la formation « Burns Cliff » : (1) l'unité inférieure, constituée de sables à stratification entrecroisée caractéristique de champs de dunes, (2) l'unité intermédiaire, composée de fines strates sub-horizontales montrant une origine éolienne ou fluviatile, (3) l'unité supérieure présente une stratification oblique entrecroisée typique des zones d'interdunes inondées (Grotzinger *et al.*, 2005). L'analyse des roches constituant cet affleurement montre une composition d'environ 20% de débris de roches basaltiques, 10% d'oxydes (comprenant les sphérules d'hématites), 30% de produits d'altération de silicates hydratés, et 40% de sels. Les sels identifiés sont constitués majoritairement de jarosite, mais aussi de sulfates de magnésium, de calcium et de fer, ainsi que de chlorures et de phosphates.

Si les analyses effectuées par Opportunity apportent des contraintes plus importantes sur la composition des LD recouvrant Meridiani Planum, ces dépôts semblent néanmoins très semblables à ceux observés sur les deux types de terrains décrits précédemment.

Les dépôts de plateaux : D'autres formations contenant des sulfates ont également été récemment observées sur les plateaux surplombant les canyons de Valles Marineris (Milliken *et al.*, 2008; Le Deit *et al.*, 2010; Weitz *et al.*, 2010) (Fig. 1.14). Ils s'étendent au total sur ∼42.300 km^2 au nord de Tithonium Chasma, au sud de Ius Chasma, autour de Candor Chasma Ouest et au sud de Juventae et Ganges Chasma. Ces dépôts sont stratifiés et montrent une alternance de couches sombres et claires (exemple Fig. 1.20) dont la totalité atteint au maximum 100 m de haut. Ces formations semblent avoir été déposées du début à la fin de l'Hespérien, voire au début de l'Amazonien. La surface de ces LD de plateaux présente des morphologies variées comme : des éjectats lobés, des cratères à piédestaux, des fractures polygonales ou des vallées et rides sinueuses. Ces morphologies révèlent le rôle passé d'eau ou de glace dans la mise en place ou l'érosion de ces dépôts.

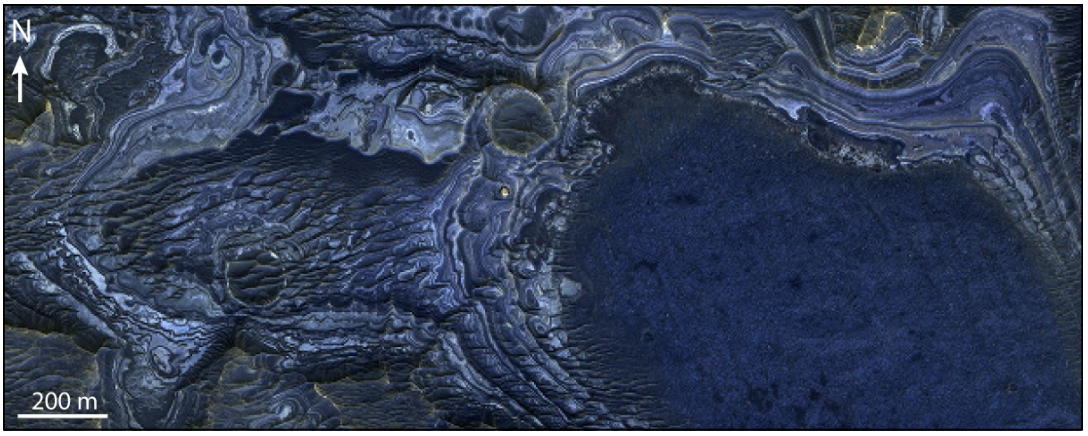

FIGURE 1.20 – Exemple de dépôts stratifiés de plateaux affleurant au sud de Juventae Chasma (d'après Le Deit *et al.* (2010))

La particularité de ces affleurements provient surtout d'une signature marquée de silice amorphe. Cependant, les strates riches en silice amorphe s'intercalent avec d'autres strates riches en jarosite ou en sulfates ferriques hydroxylés.

Les LD reposant sur les plateaux semblent donc bien contenir des sulfates et se sont déposés à la même époque que les formations précédemment observées. Leur minéralogie globale semble néanmoins différente, de même que leur morphologie de surface.

Les cratères : Des signatures de sulfates ont également été observées dans le fond de certains cratères (Fig. 1.14). Ces signatures de sulfates sont cependant associées à diverses minéralogies et morphologies suivant les cratères étudiés.

Ainsi, des dépôts tout à fait similaires à ceux observés dans Meridiani Planum ont été détectés dans le cratère Schiaparelli, situé à l'Est de Meridiani (Wiseman *et al.*, 2009).

D'autres types de LD ont été repérés dans les cratères de Terra Sirenum. Les dépôts trouvés au fond de deux de ces cratères montrent un mélange de signatures de phyllosilicates (probablement de la kaolinite) et de sulfates (de magnésium, calcium et fer). La composition de ces sulfates semble similaire à celle des sulfates de Meridiani observés par Opportunity, mais ces dépôts présentent en plus une signature de phyllosilicate (Wray *et al.*, 2009; Murchie *et al.*, 2009). Un mélange d'argiles et de sulfates a également été trouvé dans le cratère Gale (Fig. 1.14) (Milliken *et al.*, 2010). Cet affleurement est particulièrement intéressant car la partie inférieure de la formation montre un mélange argile/sulfate, tandis que la partie supérieure montre un mélange sulfate/oxyde. Cet affleurement pourrait donc caractériser la transition minéralogique entre le Noachien et l'Hespérien.

Le rover Spirit a également trouvé des traces de sulfates dans les plaines du cratère de Gusev où il a atterri. Les roches constituant ces plaines sont principalement des basaltes riches en olivine. Cependant, à quelques centimètres sous la surface, Spirit a également révélé un sol blanchâtre enrichi en sulfate de fer ferrique, en silice et en sulfate de magnésium (Yen *et al.*, 2008).

La calotte polaire Nord : L'un des plus importants dépôts de sulfates observés sur Mars se trouve dans les dunes qui entourent la calotte polaire Nord. Cette détection sera expliquée beaucoup plus en détails dans le Chapitre 4.

Les sulfates observés dans cette région présentent une signature typique d'un sulfate de calcium dihydraté : le gypse. Celui-ci est probablement mélangé à des minéraux mafiques (olivine et pyroxènes) (Poulet *et al.*, 2008a). Ce minéral a été détecté dans le champ de dunes qui entoure entièrement la calotte polaire Nord et, plus particulièrement, dans sa partie la plus dense nommée Olympia Undae (Langevin *et al.*, 2005a) (Fig. 1.21). Ces dunes riches en gypse semblent ainsi couvrir une surface d'$\sim$7500 km^2 et occuper un volume d'$\sim$75 km^3 (Fishbaugh *et al.*, 2007). Ces sulfates semblent donc différer d'un point de vue composition des sulfates observés à l'équateur et sont présents au niveau de dunes et non de dépôts stratifiés. De plus, les dunes les contenant semblent s'être formées à l'Amazonien. Cependant, le gypse ne peut être daté de l'Amazonien que s'il s'est formé à l'intérieur même des dunes. Une autre hypothèse suggère toutefois que ces sulfates pourraient plutôt provenir de la partie inférieure de la calotte polaire Nord, dont la formation pourrait être antérieure à l'Amazonien (Roach *et al.*, 2007; Calvin *et al.*, 2009).

Les analyses faites par l'atterrisseur Phoenix ont également récemment montré la pré-

sence de sulfates solubles, majoritairement de magnésium et de calcium, dans le sol recouvrant les plaines de l'hémisphère Nord (Kounaves *et al.*, 2010b).

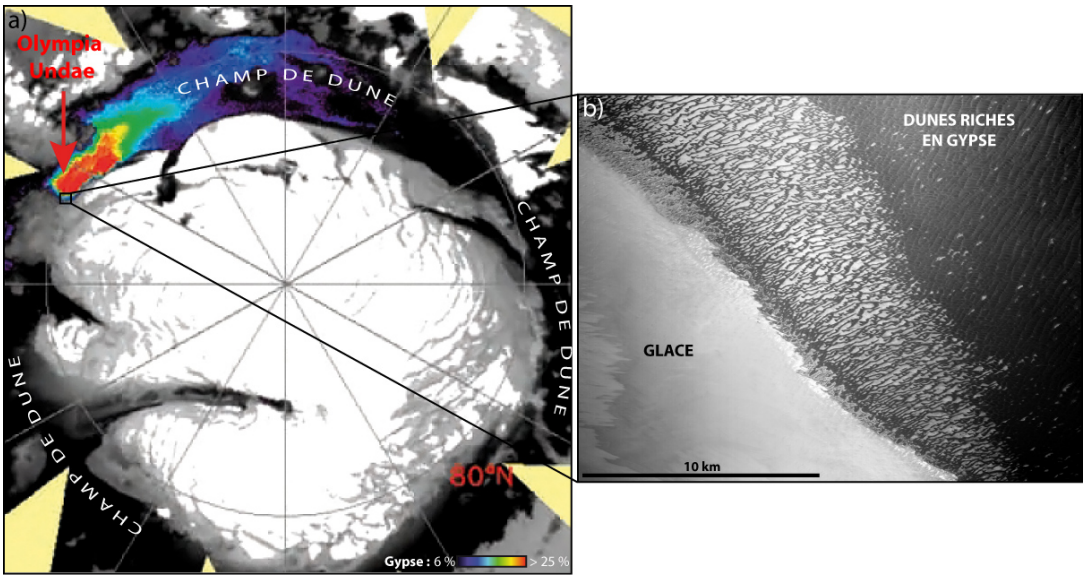

FIGURE 1.21 – a) Carte de détection du gypse autour de la calotte polaire Nord par le spectro-imageur OMEGA (Langevin *et al.*, 2005a). b) Image CTX des dunes riches en gypse entourant la calotte polaire.

Autres sites ponctuels : La région de Mawrth Vallis (Fig. 1.14) est principalement connue pour la présence de phyllosilicates d'âge Noachien sur les flancs d'un chenal de débâcle (Poulet *et al.*, 2005; Loizeau *et al.*, 2007). Des études récentes ont également montré la présence d'un sulfate de fer ferrique (jarosite) sur des terrains entourant le chenal (Farrand *et al.*, 2009), ainsi que la présence d'un sulfate de calcium nommé bassanite affleurant au fond du chenal (Wray *et al.*, 2010).

Enfin, Baldridge *et al.* (2010) présentent la détection de différentes couches de phyllosilicates et de sulfates interstratifiés dans plusieurs champs de dunes à la surface de Mars, avec une composition similaire à celle observée dans les cratères de Terra Sirenum ainsi que dans le cratère Gale.

Synthèse : Les formations riches en sulfates situées dans les régions équatoriales de l'hémisphère Ouest semblent très similaires, malgré leur dépôt sur des terrains différents (les canyons de Valles Marineris, les terrains chaotiques, la plaine de Meridiani et le cratère Schiaparelli). Ces roches sédimentaires sont toutes constituées d'un matériel clair et stratifié qui présente des signatures de sulfates mono- et poly-hydratés, généralement associés à des oxydes de fer (Bibring *et al.*, 2007). Ces dépôts s'étendent sur des terrains immenses et peuvent atteindre plusieurs kilomètres d'épaisseur. Ils sont généralement datés à l'Hespérien, même si les LD des terrains chaotiques semblent plutôt dater de la fin de l'Hespérien au début de l'Amazonien.

Dans cette région équatoriale ouest, les dépôts stratifiés trouvés sur les plateaux sont également datés de l'Hespérien, mais diffèrent par la présence de sulfates plutôt riches en

fer (comme la jarosite ou certains sulfates ferriques hydroxylés) associés à des signatures de silice amorphe.

Les dépôts stratifiés repérés dans le fond des cratères de Terra Sirenum et de Gale semblent eux caractéristiques de la transition Noachien-Hespérien et présentent des signatures de phyllosilicates associées à des sulfates.

Enfin, les dépôts de sulfates trouvés autour de la calotte polaire Nord semblent différents de ceux situés près de l'équateur. Les signatures détectées correspondent à du gypse qui est accumulé dans les dunes entourant la calotte. L'âge de ces sulfates reste peu contraint et dépend du type de formation proposé pour le gypse.

1.3.2 Modes de formation possibles des sulfates martiens

Problématique : Les analyses les plus précises que nous ayons des sulfates martiens proviennent des données collectées par le rover Opportunity. La pertinence des modèles de formation de ces minéraux est donc majoritairement basée sur les dépôts de Meridiani et sur l'analyse chimique qui en a été faite par l'atterrisseur. Ce chapitre se concentrera donc sur les différents modes de formation possibles des dépôts de sulfate de type « Meridiani » trouvés sur les terrains chaotiques, dans les canyons de Valles Marineris et sur les plaines de Meridiani.

De la même manière que les principales structures volcaniques, tectoniques ou glaciaires de Mars se caractérisent par leur gigantisme, les dépôts sédimentaires martiens s'étendent sur des surfaces (jusqu'à $\sim$300.000km^2 pour Meridiani) et des épaisseurs (plusieurs kilomètres pour les ILD) immenses. La principale difficulté rencontrée pour former ces LD riches en sulfates réside donc dans l'explication du dépôt d'un tel volume de sédiment, sur une surface aussi étendue, et associés à des terrains sous-jacents extrêmement variés.

Compte-tenu de la description des roches observées sur Meridiani, les modes de formation proposés doivent également s'attacher à reproduire des dépôts présentant une stratification (probablement d'origine éolienne ou fluviatile) et composés de grains de type sable (Grotzinger *et al.*, 2005). D'un point de vue minéralogique, ces roches sont constituées de grains de basalte, de sphérules riches en hématite, et présentent un enrichissement en soufre corrélé à des sulfates de magnésium, de calcium et à de la jarosite (Clark *et al.*, 2005). La présence de jarosite apporte une première contrainte majeure sur le mode de formation car ce minéral ne précipite que pour un pH très acide (Madden *et al.*, 2004a). L'étude minéralogique montre également la coexistence de phases solubles, comme les halogénures ou les sulfates de magnésium, et de phases beaucoup moins solubles, comme la jarosite ou les sulfates de calcium. De plus, l'analyse chimique des dépôts de Meridiani montre que les rapports des cations Fe, Mg, Ca et Na trouvés dans la roche sont quasiment identiques à ceux des basaltes martiens non altérés. La composition des dépôts riches en sulfate de Meridiani semble donc être une composition typique des basaltes martiens mais avec un enrichissement de plus de 30 % en soufre (McCollom et Hynek, 2005). Les affleurements observés présentent également la particularité de posséder un fort rapport Br/Cl.

Toutes les analyses chimiques effectuées sur les roches de Meridiani tendent à démontrer que la formation des sulfates martiens s'est effectuée à un pH acide (< 3) et pour un faible rapport eau/roche (Hurowitz et McLennan, 2007; Berger *et al.*, 2009). Cette faible

quantité d'eau est compatible avec l'étude de la morphologie hespérienne (Chap. 1.2) qui montre un taux d'érosion et une quantité d'eau liquide en surface beaucoup moins importantes qu'au Noachien (Carr et Head, 2010). La présence importante d'eau liquide en surface à cette période est également incompatible avec la détection d'olivine (facilement altérable) sur les terrains hespériens (Bandfield *et al.*, 2000; Hoefen *et al.*, 2003).

Un mode de formation des sulfates martiens faisant intervenir une grande quantité d'eau liquide en surface est pourtant la première idée qui vient généralement en tête. En effet, sur Terre, les sulfates se forment majoritairement dans des milieux évaporitiques (Rouchy et Blanc-Valleron, 2006). De même, de nombreux dépôts stratifiés terrestres trouvent l'origine de leur stratification par une sédimentation dans de grandes étendues d'eau. L'importance du volume des dépôts de sulfates martiens, ainsi que les implications chimiques apportées par l'analyse des roches de Meridiani, montrent cependant que la formation des sulfates sur Mars implique probablement des processus beaucoup plus exotiques que ceux intervenant pour la majorité des sulfates terrestres. Les principaux processus qui ont été proposés pour la formation des sulfates martiens sont présentés ci-dessous et synthétisés dans le tableau 1.2.

Cristallisation évaporitique (Catling, 1999; Gendrin *et al.*, 2005; Squyres *et al.*, 2006b; Arvidson *et al.*, 2006a; Andrews-Hanna *et al.*, 2010) : Par analogie avec les sulfates terrestres, l'origine évaporitique est la principale hypothèse acceptée jusqu'à présent pour expliquer la formation des sulfates martiens. Cette hypothèse propose donc une précipitation des sulfates après évaporation d'eaux superficielles peu profondes ou souterraines peu profondes et saturées en sels.

Les études les plus récentes proposent une cimentation de dunes composées de sable basaltique par des remontées de nappe d'eau souterraine en surface. Ces remontées d'eau entraîneraient, au niveau des inter-dunes, la formation de lacs peu profonds ou d'environnements de type « playa ». Suite à l'évaporation de cette eau, et à la baisse du niveau piézométrique de la nappe, des évaporites précipiteraient en surface et en sub-surface sous forme de ciment entre les grains silico-clastiques. Ce dépôt au niveau de dunes permet d'expliquer les types de stratifications observés par exemple dans la formation « Burns Cliff ». Dans ce type de formation, l'environnement de dépôt serait donc bien aride, acide et oxydant. L'eau serait enrichie en soufre par l'altération des roches volcaniques riches en sulfures ou, par l'apport de l'atmosphère enrichie en soufre par le volcanisme.

Afin de mieux contraindre cette hypothèse, Andrews-Hanna *et al.* (2010) ont modélisé le cycle hydrologique de la fin du Noachien et du début de l'Hespérien. Dans ce modèle, le flux de sub-surface de l'eau est controlé par la topographie et par le développement du bombement de Tharsis. Il montre que l'apparition d'eau en surface, liée à la remontée piézometrique de la nappe, aurait tout d'abord lieu dans les cratères et les dépressions les plus profondes. Au fur et à mesure que ces dépressions se remplissent de sédiments, les zones de remontée d'eau à la surface s'étalent latéralement et atteignent des zones moins profondes (comme Meridiani Planum) (Fig. 1.22).

Ce mode de formation permet d'expliquer la stratigraphie locale ainsi que l'étendue des dépôts. Cependant, si ce modèle permet bien l'accumulation de minéraux évaporitiques dans la région de Meridiani, il comporte également de nombreuses limites.

Tout d'abord, si le modèle de Andrews-Hanna *et al.* (2010) montre bien un dépôt au niveau de Meridiani, il en montre également au niveau de nombreuses autres dépressions

où des dépôts n'ont pas été observés, ou ne présentent pas de détection de sulfates.

Andrews-Hanna *et al.* (2010) présentent également comme argument majeur la présence de chenaux de débâcle au niveau des terrains chaotiques et de Valles Marineris. Ces chenaux n'existent cependant pas sur Meridiani, et il n'est pas prouvé que leur existence dans les autres régions soit forcément liée aux dépôts stratifiés.

Enfin, d'un point de vue chimique, ce mode de formation ne permet pas d'expliquer la coexistence de sels de solubilité différente, ni la conservation des cations avec seulement un enrichissement en soufre. Si les sulfates proviennent de l'évaporation d'eau souterraine, on s'attend effectivement à un enrichissement des cations Fe, Mg et Ca, ce qui n'est pas observé. De plus, d'après Niles et Michalski (2009), l'eau souterraine acide devrait être neutralisée pas son transport dans la croûte basaltique.

Altération in-situ de basaltes et de sulfures (Burns et Fisher, 1990) : Dès 1987, avant même leur détection, Burns (1987) avait prédit la présence de sulfates sur Mars par ce type de processus.

L'hypothèse proposée par Burns, suggère une altération in-situ de dépôts de sulfures ou de matériaux basaltiques en présence d'eau enrichie en acide sulfurique. Ce type de formation implique deux possibilités différentes pour former des sulfates (Chevrier et Mathé, 2007) :

(1) l'altération de roches riches en sulfures. La présence d'une grande quantité de sulfures pourrait provenir de l'enrichissement en soufre de la lithosphère martienne. L'altération de ces sulfures génèrerait des eaux acides (H_2SO_4) qui favoriserait l'altération des silicates environnants.

(2) l'altération de matériaux basaltiques en présence de SO_2. La source du soufre serait alors le SO_2 dégagé par le volcanisme. Celui-ci serait converti en H_2SO_4 en présence d'eau dans l'atmophère, entraînant par la suite l'altération des roches basaltiques en surface.

Récemment, des expériences ont été menées en laboratoire afin de valider ce type de formation (Chevrier *et al.*, 2010; Dehouck *et al.*, 2010). Des silicates primaires mélangés avec de la pyrrhotite ont ainsi été mis sous atmosphère martienne oxydante. Les résultats obtenus au bout de quatre ans montrent une altération aboutissant à une composition tout à fait similaire à celle vue sur Meridiani.

Ce type de formation permet donc de reproduire la minéralogie et la géochimie des dépôts de Meridiani. Il respecte également : la présence d'un rapport eau/roche faible, la présence d'un pH acide, la coexistence de phases à différentes solubilités et la conservation des cations. Ce processus ne permet cependant pas d'expliquer l'enrichissement en soufre (McCollom et Hynek, 2005).

Si ce modèle marche bien d'un point de vue chimique, il ne dit cependant rien sur l'environnement géologique dans lequel se déroulent ces processus d'altération, ni sur le mode de dépôt des formations riches en sulfates. Il serait donc nécessaire d'apporter des contraintes supplémentaires sur ces différents points afin d'évaluer la plausibilité de ce modèle.

Origine volcanique (McCollom et Hynek, 2005) : Cette hypothèse propose une origine volcanique pour expliquer l'existence des dépôts martiens riches en sulfates. McCollom et Hynek (2005) suggèrent ainsi que les dépôts stratifiés ont tout d'abord été mis

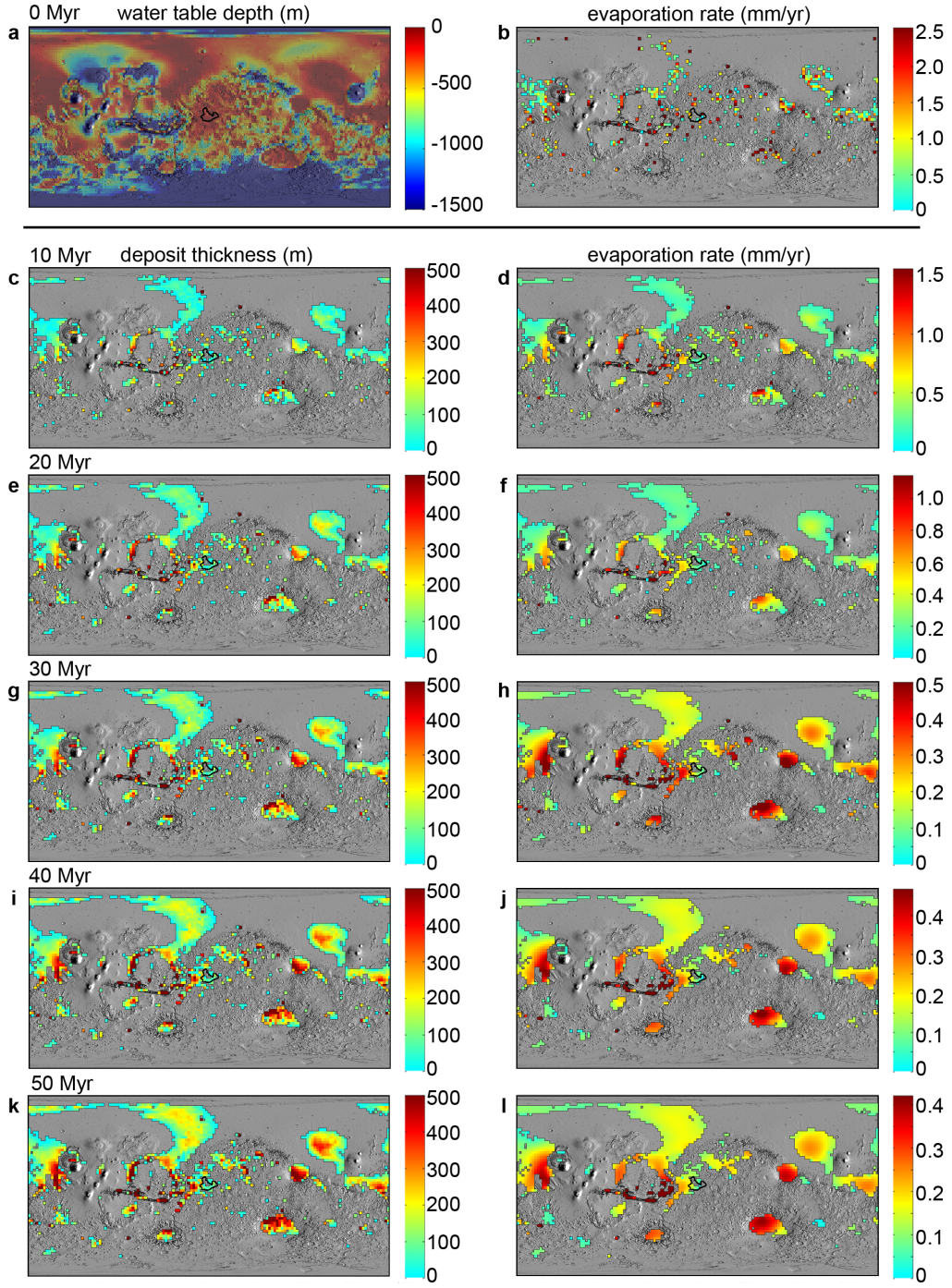

FIGURE 1.22 – Évolution d'un modèle hydrologique global sur 50 millions d'années. (a) La profondeur de la nappe d'eau varie peu de son stade initial. (b) La remontée de l'eau souterraine et l'évaporation sont restreintes au niveau des cratères et des dépressions les plus profondes. (c, e, g, i, et k) Sur une simulation de 50 millions d'années, les dépôts s'épaississent et s'étalent sur une surface plus large (d, f, h, j et l) tandis que le taux de rémontée de la nappe décroît. La région de Meridiani Planum est entourée d'un trait noir sur toutes les figures.

en place comme des dépôts basaltiques pyroclastiques. Suite au dépôt de ces cendres volcaniques, celles-ci seraient altérées par réaction avec une solution acide. Cette solution acide dériverait de la condensation de vapeurs riches en SO_2 et H_2O au niveau de solfatares (ou fumerolles) (Fig. 1.23). Les sulfates ainsi formés seraient tout à fait cohérents avec ceux observés sur Meridiani. La formation des sphérules riches en hématite aurait sans doute lieu ensuite par l'oxydation des dépôts toujours chauds.

FIGURE 1.23 – Dépôts riches en soufre créés par des solfatares terrestres (photo prise sur le site de Námafjall, Islande).

Ce mode de formation permet d'expliquer toutes les observations géochimiques : le fort rapport Br/Cl, l'enrichissement en soufre, le maintien de la chimie basaltique, la formation à pH acide, et la faible teneur en eau.

D'un point de vue morphologique, le mode de dépôt intial des matériaux volcaniques permet très bien de reproduire les stratifications observées dans la formation « Burns Cliff ». Ce type de formation impliquerait le dépôt très important de cendres volcaniques. Cet important volume n'est cependant pas incohérent au regard des immenses structures volcaniques martiennes.

Cette hypothèse pourrait également expliquer l'apparition de formations similaires sur des terrains très différents et à une grande échelle de surface. Ceci impliquerait néanmoins la présence d'une activité volcanique de type solfatare, sur une surface importante de la planète et localisée sur les régions où s'accumulent les sulfates. Aucunes trace de cette activité n'a cependant été observée sur ces zones, ce qui rend cette hypothèse peu probable.

Formation par impact (Knauth *et al.*, 2005) : L'hypothèse proposée par Knauth *et al.* (2005) suggère que les dépôts stratifiés de Meridiani ont pour origine un impact. Un impact météoritique va en effet permettre l'excavation de matériel qui va se retrouver par la suite sous la forme de dépôts stratifiés s'étendant radialement autour du cratère. Cet impact aurait lieu dans une croûte contenant des aquifères riches en sels, des sulfates et de la glace. L'onde créée par l'impact entraînerait le dépôt sous forme de strates d'un mélange de particules basaltiques, des sels, de glace, d'eau saline, de lapilli et de sphérules. Suite à la diagénèse, des films d'eau présents permettent la dissolution de certains sels.

Si cette hypothèse respecte toutes les contraintes géochimiques, ainsi que le dépôt

sous forme de strates, il ne permet cependant pas d'expliquer la formation de dépôts similaires sur une surface très étendue. De plus, ce mode de dépôt entrainerait la formation de cratères larges qui seraient sans doute encore visibles. On pourrait également s'attendre à trouver le même type de dépôts sur de nombreux éjectats de cratères martiens.

Origine glaciaire (Niles et Michalski, 2009) : L'hypothèse la plus récente proposée par Niles et Michalski (2009) suggère que la source des dépôts de sulfates soit d'anciennes accumulations de glace et de poussières présentes dans le passé dans les régions équatoriales. Ces dépôts auraient pu être présents à l'équateur durant les périodes de haute obliquité de la planète ou de « true polar wander ».

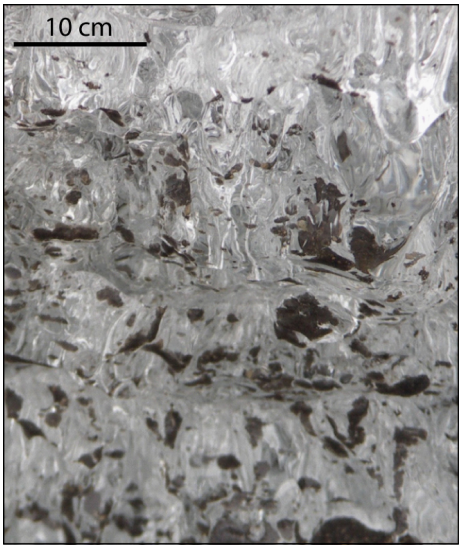

FIGURE 1.24 – Agrégats de poussières à l'intérieur d'un glacier terrestre (image prise en bordure du glacier Vatnajökull, Islande).

Dans ce scénario, des dépôts massifs de glace et de poussière se seraient formés par précipitation de glace autour des grains de poussière et des aérosols contenus dans l'atmosphère, construisant ainsi des dépôts sans doute similaires aux calottes polaires actuelles. Par comparaison avec l'atmosphère actuelle, l'importance de l'activité volcanique au Noachien et à l'Hespérien induit la présence d'une atmosphère enrichie en poussières et en aérosols riches en soufre.

Une fois ces dépôts formés, leur exposition à la lumière du soleil pendant l'été entraînerait par rayonnement le chauffage des grains sombres à l'intérieur de la matrice de glace. Un effet similaire est observé dans les glaces terrestres où le chauffage des grains provoque une fonte de la glace qui les environne et une migration des grains, ce qui aboutit à la formation d'agrégats de pousières (Fig. 1.24). Le fin film d'eau formé par le chauffage autour des grains serait suffisant pour permettre la réaction avec les aérosols volcaniques contenus dans la glace et créer ainsi des solutions acides. Il se formerait donc autour des grains des micro-environnements fermés, acides, froids, et présentant un faible rapport eau/roche. La solution acide présente dans ces environnements, entraîne alors l'altération des grains de silicate formant ainsi des sulfates.

A la suite d'un changement climatique, le dépôt massif de glace se sublimerait, et les minéraux contenus dans la glace s'accumulerait en surface. Ce matériel serait ensuite retravaillé par le vent et se déposerait sous forme de dunes. De l'eau serait libérée dans ces dépôts superficiels par leur enfouissement et la libération d'eau structurelle, ainsi que par la fonte de la glace encore présente. Il se formerait alors une solution saline riche en fer et un faible rapport eau/roche permettant la formation des sphérules d'hématite.

Ce modèle permet de résoudre plusieurs problèmes posés précédemment comme : le dépôt des sédiments à une très grande échelle, la similitude de ces dépôts sur une grande distance, l'accumulation d'une épaisseur importante de sédiments en-dehors de bassins topographiques, la conservation des cations et l'enrichissement en soufre, la présence d'eau acide sur une planète basaltique, la formation des sulfates à un faible rapport eau/roche et, enfin, le mélange intime de silicates, de sulfates, et de minéraux présentant différentes solubilités. La co-existence de minéraux à diverses solubilités est en effet possible car chaque grain ou agglomérat est altéré dans son propre environnement fermé.

Cette hypothèse est compatible avec le modèle chimique de Burns et Fisher (1990) qui prédit la formation des sulfates à partir de l'altération de basalte par du H_2SO_4. Les modèles chimiques de Burns et Fisher (1990); Chevrier et Mathé (2007) suggèrent également une formation des sulfates martiens à partir de l'altération de sulfures. Aucune étude ne permet cependant de vérifier si cette altération pourrait se produire à l'intérieur des glaciers.

Ce scénario pose cependant lui aussi quelques problèmes. L'un des premiers problèmes pourrait être le volume important des sédiments. L'analyse radar des calottes actuelles montre en effet une faible quantité de poussière dans ces dépôts de glace (Phillips *et al.*, 2008; Grima *et al.*, 2009). Celle-ci serait donc insuffisante pour former le volume de dépôt visible à l'équateur. La partie basale et plus ancienne de la calotte polaire Nord montre cependant un enrichissement important en poussière et, par comparaison avec les glaciers terrestres, on peut raisonnablement penser que la forte activité volcanique du Noachien et de l'Hepérien ait induit le dépôt d'une quantité plus importante de poussière dans la glace.

L'un des problèmes soulevés également par cette hypothèse est que la morphologie des accumulations de sulfates équatoriaux n'a pour l'instant pas permis de reconnaître la présence d'anciens dépôts de glace. Cependant, si les dépôts massifs de glace que ce modèle implique ont été entièrement sublimés, ils ont pu laisser alors des dépôts importants de sédiments sans qu'aucune trace évidente de la source de ces sédiments ne soit visible.

Le principal écueil de ce scénario est donc le manque de contraintes observationnelles tangibles pour le confirmer. En effet, la plausibilité d'un ancien dépôt de glace à l'équateur demande encore à être clairement démontrée et, si les modélisations des changements climatiques liés aux variations d'obliquité de Mars permettent la présence passée de glace à l'équateur, ils ne confirment pas forcément la formation de dépôts aussi importants (Madeleine *et al.*, 2009). Enfin, afin de mieux estimer la plausibilité de cette hypothèse, il conviendrait de vérifier si la formation de sulfates est possible par ce processus, en comparant par exemple avec les glaciers terrestres, ou avec les dépôts de glace actuellement présents sur Mars.

Mode de formation	**Intérêts**	**Limites**
Cristallisation évaporitique	Comparable à la formation des sulfates terrestres	Possibilité de produire un tel volume de dépôt ?
(Andrews-Hanna *et al.*, 2010)	Formation des principaux minéraux	Le même type de dépôt devrait se trouver dans d'autres régions
	Milieu acide	Pas de conservation des cations + coexistence de phases de différentes solubilités impossible
	Présence de chenaux	Eau acide neutralisée par la croûte basaltique
		Chenaux absents dans Meridiani, pas de lien direct entre les chenaux et les dépôts
Altération de basaltes et de sulfures	Minéralogie bien reproduite	Mode de dépôt des minéraux ?
(Burns et Fisher, 1990)	Conservation des cations, faible pH, faible eau/roche	Pas d'augmentation du soufre
	Contraint par des expériences en laboratoire	Détection devrait être plus étendue
Volcanique	Reproduit parfaitement la géochimie, la minéralogie et la morphologie des dépôts	Pas de trace d'activité volcanique
(McCollom et Hynek, 2005)	Dépôts étendus sur des surfaces variées	
Impact	Reproduit bien la stratification, la minéralogie et la géochimie	Ne permet pas la formation de dépôts similaires sur une surface étendue
(Knauth *et al.*, 2005)		Non observé sur d'autres éjectats
Origine glaciaire	Reproduit parfaitement la minéralogie, la géochimie et la morphologie	Possibilités de grands dépôts de glace à l'équateur ?
(Niles et Michalski, 2009)	Dépôts étendus sur des surfaces variées	Nécéssite de meilleures contraintes observationelles sur la plausibilité d'un tel processus

TABLE 1.2 – Synthèse des principaux modes de formation suggérés pour expliquer la présence des dépôts de sulfates martiens.

1.3.3 Synthèse

On trouve les deux plus grandes accumulations de sulfates sur Mars dans deux régions différentes :

(1) Dans les régions équatoriales ouest : dans les canyons de Valles Marineris, sur les terrains chaotiques, et sur les plaines de Meridiani. Dans ces trois zones très différentes et très étendues, on trouve le même type de formation avec des dépôts stratifiés et clairs posés en discordance sur les terrains sous-jacents. Ces dépôts sont riches en sulfates poly- et mono-hydratés (Mg, Ca et Fe) et en oxydes de fer (sous forme de sphérules d'hématite sur Meridiani).

(2) Les dépôts polaires. Ceux-ci montrent l'accumulation de sulfate de calcium dihydraté (le gypse) dans une partie des dunes sombres qui entourent la calotte polaire Nord.

En ce qui concerne les dépôts équatoriaux, ceux-ci ont d'abord attiré l'attention par leur minéralogie. Les sulfates et les oxydes de fer sont en effet généralement formés en présence d'eau sur Terre. Ces minéraux semblent pourtant s'être formés à l'Hespérien où la présence d'eau liquide en surface est peu probable. De plus, l'analyse chimique des roches observées par Opportunity apporte des contraintes fortes sur le mode de formation de ces minéraux et montre que ceux-ci ne peuvent avoir été produits qu'en présence d'un faible rapport eau/roche.

La mise en place des sulfates martiens fait donc intervenir des modes de formation qui sont probablement différents de ceux couramment observés sur Terre. La détermination précise du processus permettant la formation et la stabilité de ces minéraux est également primordiale pour définir le climat hespérien, et peut également apporter une meilleure compréhension des paramètres ayant permis la transition entre le Noachien, où se forment des phyllosilicates, et l'Hespérien, où se forment les sulfates.

La détermination du mode de formation des dépôts équatoriaux semble cependant complexe. La plupart des hypothèses proposées se heurtent ainsi presque toujours à l'explication d'un tel volume de dépôts similaires, sur des terrains différents et sur une large surface de la planète. L'autre problème majeur concerne la source du dépôt qui, dans la majeure partie des modes de formation proposés reste invisible. Ainsi, on ne voit pas de traces évidentes d'activité volcanique, d'anciennes accumulations de glace, de chenaux ou d'impacts liées aux dépôts.

A travers les nombreuses hypothèses proposées pour former les sulfates équatoriaux, il est important de distinguer les modèles chimiques des modèles géologiques. Les trois principaux modèles chimiques utilisés sont : (1) la cristallisation à partir d'ions dissous dans l'eau, (2) l'altération de matériaux basaltiques en présence de SO_2, (3) l'altération de sulfures induisant la formation de H_2SO_4 et l'altération des silicates environnants. Ces trois modèles n'apportent pas beaucoup d'informations sur l'environnement géologique dans lequel les sulfates se sont formés car ils peuvent avoir lieu dans plusieurs milieux. Cinq principaux modèles géologiques peuvent ainsi être proposés : (1) l'évaporation d'eau souterraine, (2) l'évaporation de lacs, (3) les impacts, (4) les solfatares, (5) les glaciers.

L'une des hypothèses permettant actuellement d'expliquer au mieux toutes les caractéristiques géochimiques, minéralogiques et morphologiques des dépôts équatoriaux semble être le mode de formation glaciaire. Si en théorie ce modèle semble bien fonctionner, il manque néanmoins d'observations concrètes pour l'étayer, de comparaisons avec des analogues terrestres ou martiens et de modélisations expérimentales. S'il n'existe plus actuel-

lement à la surface de Mars de volcanisme actif, d'eau liquide ou d'importants impacts, il existe toujours des dépôts de glace actuels dont l'un d'eux montre une accumulation de sulfate à sa périphérie.

Cette thèse se concentrera donc sur la vérification de la plausibilité de ce mode de dépôt glaciaire des sulfates équatoriaux, à l'aide (1) de l'analyse géomorphologique et minéralogiques des sulfates trouvés sur les terrains chaotiques et (2) de la détermination du mode de formation des sulfates présents à proximité de la calotte polaire Nord.

1.4 Les glaces martiennes

La présence actuelle de glace constitue l'un des rares processus géologiques encore actifs à la surface de Mars. De tous les modèles permettant d'expliquer la formation des sulfates équatoriaux, le mode de formation glaciaire est donc le seul qui pourrait peut-être encore s'observer aujourd'hui. Après avoir étudié plus en détail les sulfates présents dans les dépôts équatoriaux, cette thèse s'intéressera donc aux processus glaciaires ayant lieu à la surface de Mars.

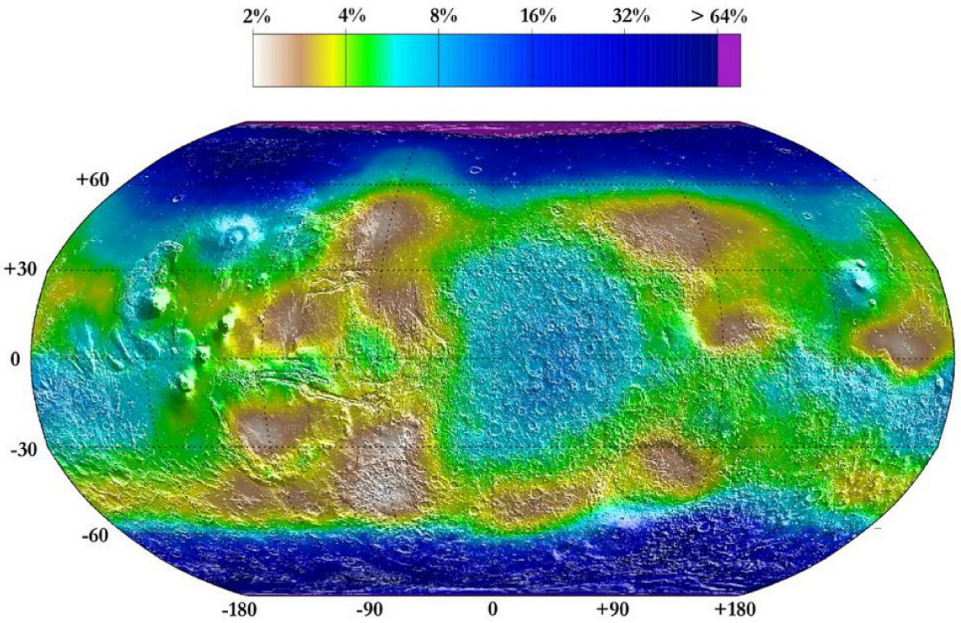

FIGURE 1.25 – Carte indiquant le pourcentage minimum d'équivalent en eau dans le premier mètre du sol martien. Ce résultat est dérivé des données sur l'abondance de l'hydrogène mesurée par le spectromètre à neutrons de Mars Odyssey. (Feldman *et al.*, 2004)

Les deux calottes polaires actuelles sont connues depuis longtemps et ont été décrites dès les premières observations à la lunette astronomique (Chap. 1.1).

Si les calottes polaires sont quasiment les seuls dépôts de glace visibles en surface, elles ne constituent pourtant qu'une partie du réservoir de glace martien. Le spectromètre gamma et le détecteur de neutrons embarqués à bord de Mars Odyssey ont permis d'obtenir des informations sur l'abondance en hydrogène sur une profondeur de 1 m de sol martien. En partant de l'hypothèse que tout l'hydrogène mesuré se trouve sous forme d'eau, une carte de l'abondance en eau dans le sol à donc été réalisée (Fig. 1.25) (Feldman *et al.*, 2004). De manière tout à fait inattendue, cette carte a alors montré qu'une quantité importante d'eau se trouvait dans le sol martien au-dessus de 60° de latitude, dans l'hémisphère Nord comme dans l'hémisphère Sud. Cet enrichissement semble indiquer une concentration en glace dans le sous-sol dépassant 70%. Au-dessus de 60° de latitude, une véritable couche de glace semble donc se trouver sous une fine couche de sédiment anhydre. Cela confirme le modèle de Mellon et Jakosky (1995) qui prédisent que la glace est actuellement stable en surface sur Mars au-delà de 60° de latitude. Entre

60° et 40° de latitude, l'abondance en hydrogène diminue progressivement, et le modèle de stabilité de l'eau montre que la glace peut être stable sous une couche plus épaisse de sédiment. Cette stabilité dépend cependant fortement de l'albedo et de l'inertie thermique du sol (Paige, 1992). A l'équateur, la fraction massique d'eau est comprise entre 2 et 10%, la glace d'eau n'est théoriquement plus stable à faible profondeur, et l'enrichissement en hydrogène observé dans certaines régions est plutôt attribué à la présence de minéraux hydratés.

Les modèles prédisant la stabilité de la glace en subsurface confirment bien ces observations (Fig. 1.26). De plus, l'étude morphologique de la surface de Mars montre la présence de morphologies glaciaires distribuées de façon fortement dépendante de la latitude. La diversité de ces morphologies est ainsi parfaitement corrélée aux différences actuelles de stabilité de la glace à diverses latitudes (Head *et al.*, 2003).

Ce chapitre décrira donc tout d'abord les glaces présentes en surface de Mars puis, les indices indiquant l'existence d'un deuxième réservoir de glace dans le sous-sol martien.

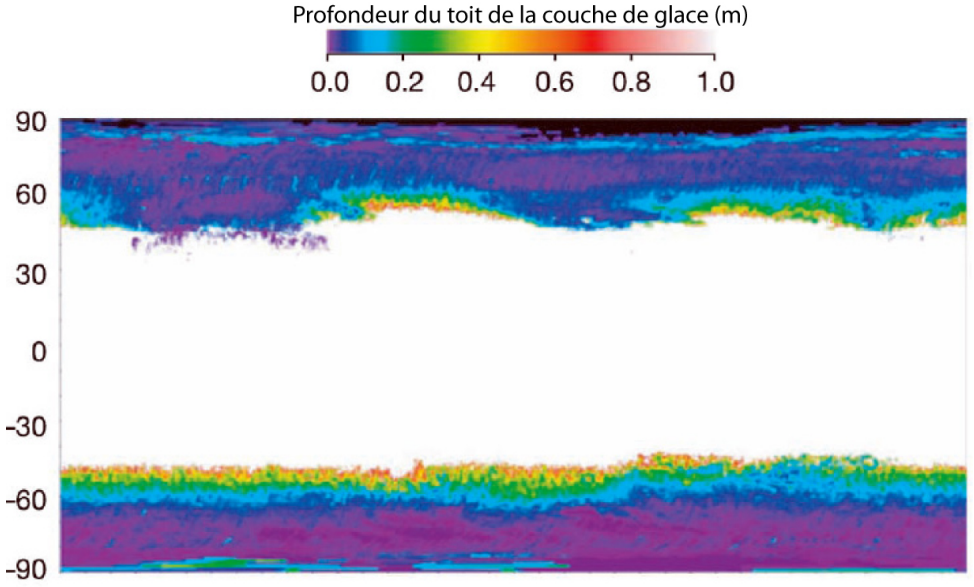

FIGURE 1.26 – Carte indiquant la profondeur de stabililité du toit d'une couche de glace dans le sol martien. Cette carte est réalisée à partir d'un modèle de stabilité de la glace, proche de la surface (Mellon *et al.*, 2003), pour une précipitation annuelle de 10 μm d'eau atmosphérique. Dans ce modèle, la glace est instable aux basses latitudes (sauf si elle se trouve en-dessous de 1 m et ne peut être détectée par le spectromètre gamma) et stable aux hautes latitudes. Les moyennes latitudes constituent une zone de transition. (Head *et al.*, 2003)

1.4.1 Les glaces en surface

Les principales accumulations de glace, visibles à la surface de Mars, sont les calottes polaires Nord et Sud, ainsi que certains cratères proches du pôle au fond desquels se trouvent de petits monticules de glace.

La calotte polaire Nord :

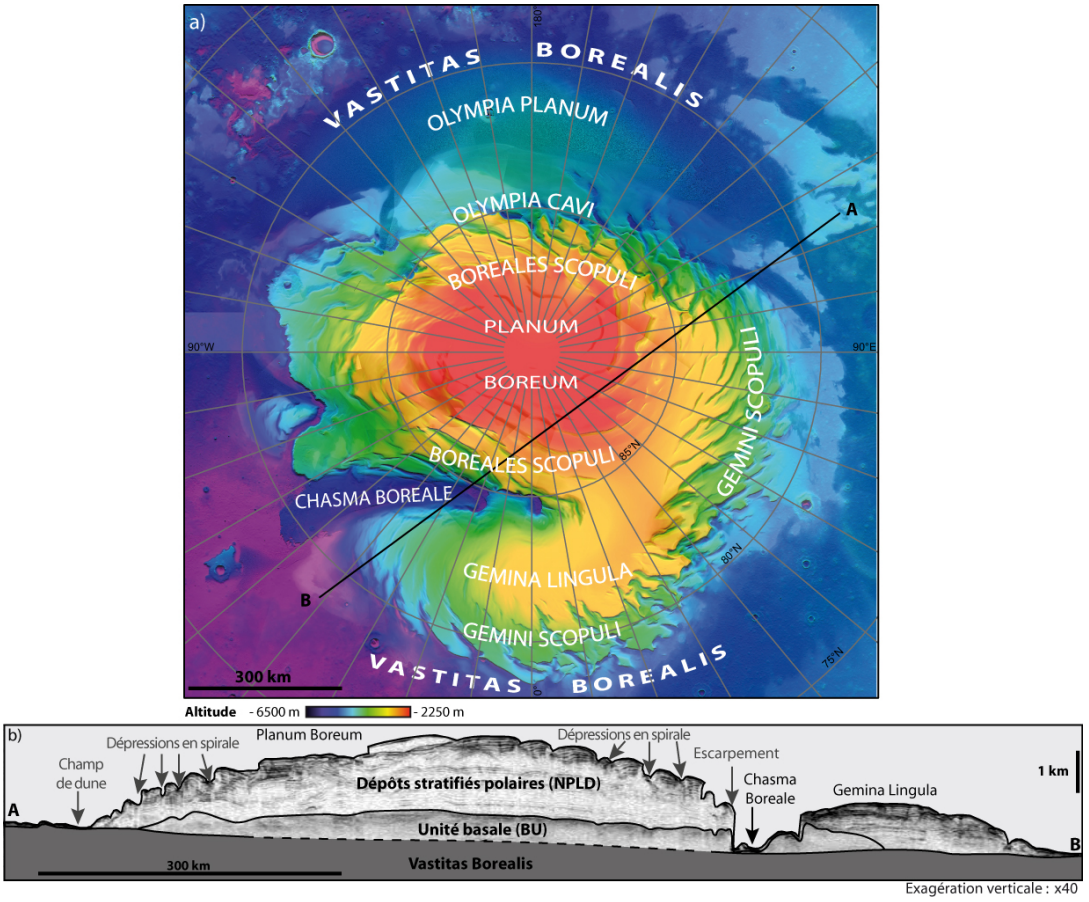

FIGURE 1.27 – a) Topographie de la calotte polaire Nord (relief ombré et coloré réalisé à partir des données MOLA à 512 m/pixel) superposée à une mosaique d'images MOC (221 m/pixel). b) Coupe interprétative de la calotte polaire Nord basée sur les données radar SHARAD (Putzig *et al.*, 2009). (Massé *et al.*, 2010)

La calotte polaire Nord de Mars, nommée Planum Boreum, repose dans la partie la plus basse du bassin de Vastitas Borealis (Fig. 1.27). Elle sera décrite plus en détails dans le Chap. 4. Elle s'étend sur 1300 km de diamètre et atteint une épaisseur maximale de 3 km au centre des dépôts. Sa topographie de surface est dominée par des dépressions en forme de spirale, et sa périphérie est recoupée par des escarpements généralement en forme d'arc (Howard, 2000) (Fig. 1.27). Planum Boreum est également recoupée par une vallée (∼500 km de long, 50 km de large, 1 à 2 km de profondeur) nommé Chasma Boreale, qui isole du dôme principal un lobe nommé Gemina Lingula. Ces diverses structures, et plus particulièrement les escarpements marginaux, constituent des coupes naturelles à travers la calotte et permettent d'étudier sa stratigraphie. Ainsi, on a pu observer que la calotte polaire Nord est constituée d'une accumulation de couches de glace d'eau, qui présentent des albédos différents. Ces différences d'albédo peuvent être attribuées, soit à des concentrations variables de poussières mélangées à la glace, soit à des couches de glace présentant différentes tailles de grain (Calvin *et al.*, 2009). Ces accumulations

constituent un volume de $\sim$1,14.10^6 km^3 de glace (Zuber *et al.*, 1998) et peuvent être divisées en deux unités distinctes (Fig. 1.28) :

- (1) l'unité basale ou BU (« Basal Unit »). La BU correspond à une formation sombre d'environ 1 km d'épaisseur qui repose directement sur la formation de Vastitas Borealis. Elle est constituée d'une alternance de couches planes et interstratifiées, plus ou moins riches en glace ou en poussière (Byrne et Murray, 2002; Edgett *et al.*, 2003; Fishbaugh et Head, 2005).

- (2) les dépôts stratifiés polaires ou NPLD (« North Polar Layered Deposits »). Les NPLD correspondent à la partie supérieure de la calotte polaire. Cette unité est constituée de couches de glace d'eau pauvres en poussière, plus brillantes et plus finement litées que celles de la BU.

L'existence de ces deux unités principales, plus ou moins enrichies en poussière, a été confirmée par les données radar (Picardi *et al.*, 2005; Phillips *et al.*, 2008).

La calotte polaire Nord est également entièrement entourée d'un champ de dunes (Fig. 1.28) sur lequel du gypse a été détecté dans la région d'Olympia Planum (Fig. 1.21).

Durant l'hiver boréal, la surface au pôle est recouverte de dépôts saisonniers de glace d'eau et de CO_2 qui s'étendent jusqu'à 50° de latitude. Ces couches saisonnières se subliment durant le printemps et disparaissent entièrement en été (Smith *et al.*, 2001b; Byrne *et al.*, 2008).

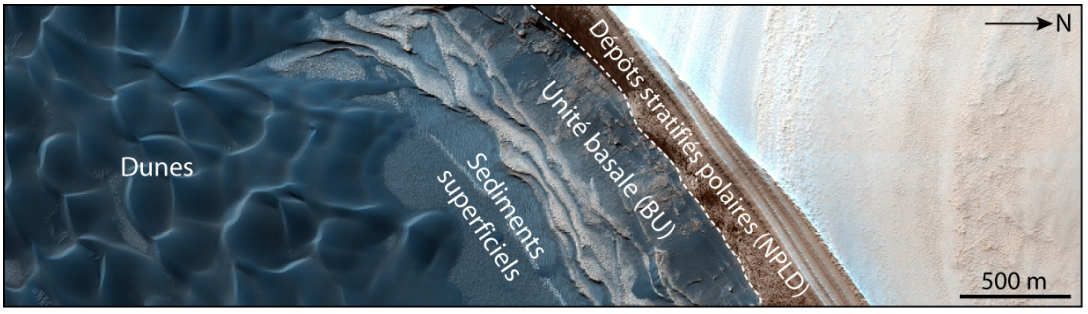

FIGURE 1.28 – Image HiRISE (PSP_001593_2635) acquise au niveau d'un escarpement recoupant la calotte polaire Nord à sa périphérie.

La calotte polaire Sud La calotte polaire Sud, nommée Planum Australe recouvre le sommet du plateau cratérisé austral et couvre en partie le bassin d'impact de Prometheus. Elle se trouve donc environ 6 km plus haut que la calotte polaire Nord. Cette calotte se présente sous la forme d'un dôme d'une épaisseur maximale de 3 km (Fig. 1.29) mais elle montre également un étalement vers l'équateur entre les longitudes 90°E et 270°E sous la forme d'un plateau large, bas et aplati, Ultima Lingula.

De même que pour la calotte polaire Nord, la morphologie de surface de Planum Australe est dominée par des dépressions en forme de spirale dont l'origine reste toujours discutée (Howard, 2000). Elle est également recoupée par une large vallée nommée Chasma Australe, de dimensions similaires à Chasma Boreale.

Les dépôts stratifiés de Planum Australe sont constitués de glace d'eau quasiment pure. Les proportions en poussière, déduites des observations radar, ne dépassent pas 10%

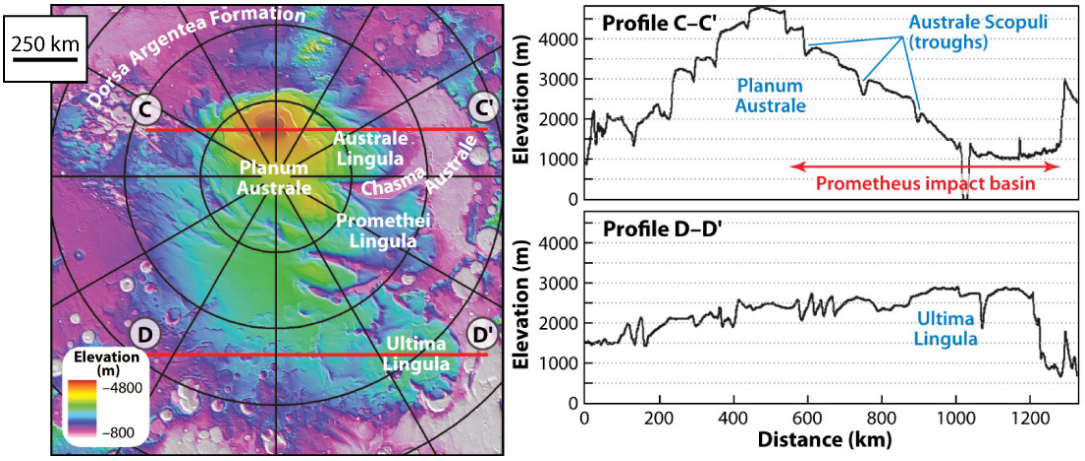

FIGURE 1.29 – Carte topographique MOLA de la calotte polaire Sud. La localisation des profils topographiques est indiquée par des traits rouges. (Byrne, 2009)

(Plaut *et al.*, 2007) pour les couches les plus riches. Aucun équivalent de la BU riche en poussière de Planum Boreum n'a été détecté.

La totalité des dépôts englobe un volume de $\sim$1,6.10^6 km^3 de glace (Zuber *et al.*, 1998). La surface de ces dépôts a été datée comme inférieure à 100 Ma et donc plus ancienne que celle de la calotte boréale datée comme inférieure à 5 Ma. Cette différence d'âge est cependant peu fiable étant donné les différences de périodes et de taux d'érosion entre les deux pôles (Tanaka, 2005).

A l'inverse de la calotte polaire Nord, peu de dunes ont été trouvées à proximité de Planum Australe, sauf au fond de quelques cratères.

L'observation de morphologies de type « esker » ainsi que de profondes dépressions sur les terrains environnants Planum Australe semble montrer l'existence d'anciens dépôts de glace d'âge Hespérien (Head et Pratt, 2001). Cette région nommée Dorsa Argentae Formation s'étend sur 100 km à la périphérie de Planum Australe entre les longitudes -100 et +30°E. Ces anciens dépôts de glace auraient subi des processus de fonte dûs à une activité volcanique.

La principale originalité de la calotte polaire Sud provient de l'existence d'une calotte résiduelle de glace de CO_2. En effet, durant l'été, si toute la glace de CO_2 se sublime sur la calotte polaire Nord, au sud, un dépôt résiduel de CO_2 solide apparaît en équilibre avec l'atmosphère (e.g. Kieffer (1979); Montmessin *et al.* (2007)). Cette calotte résiduelle est étonnament fine (pas plus de quelques mètres d'épaisseur) et s'étend sur 300x200 km sur la partie la plus haute des dépôts. La présence de cette calotte résiduelle uniquement sur la calotte australe s'explique par le fait que la glace carbonique y est plus stable, grâce à une température moyenne annuelle plus froide. En effet, l'excentricité actuelle induit un été austral plus chaud mais également plus court que l'été boréal, la glace carbonique est donc plus stable au pôle Sud. L'excentricité martienne a cependant changé au cours du temps et on peut donc imaginer qu'une calotte résiduelle permanente de CO_2 a pu un jour couvrir la calotte polaire Nord.

La surface de cette calotte résiduelle australe montre des morphologies uniques comme les terrains en « swiss cheese » ou les « spiders » (Fig. 1.30). Les terrains en « swiss

cheese » forment une myriade de petites dépressions circulaires à fond plat (Thomas *et al.*, 2005). Ces dépressions sont percées à travers la couche de CO_2 sur quelques mètres d'épaisseur et s'élargissent dans le temps, ce qui montre que ce manteau de CO_2 n'est pas stable dans le temps. Les « spiders » correspondent à des formes ressemblant à des araignées creusées dans le sol et qui sont recouvertes de trainées sombres, vraisemblablement de poussière, au printemps. Ces structures pourraient correspondre à des geysers de glace carbonique et de poussière qui semblent jaillir des dépôts saisonniers. Le gaz sous pression formant ces geysers provient probablement de la sublimation basale de la glace, par le chauffage du substratum poussiéreux sous-jacent à travers une couche de CO_2 transparente (Piqueux *et al.*, 2003).

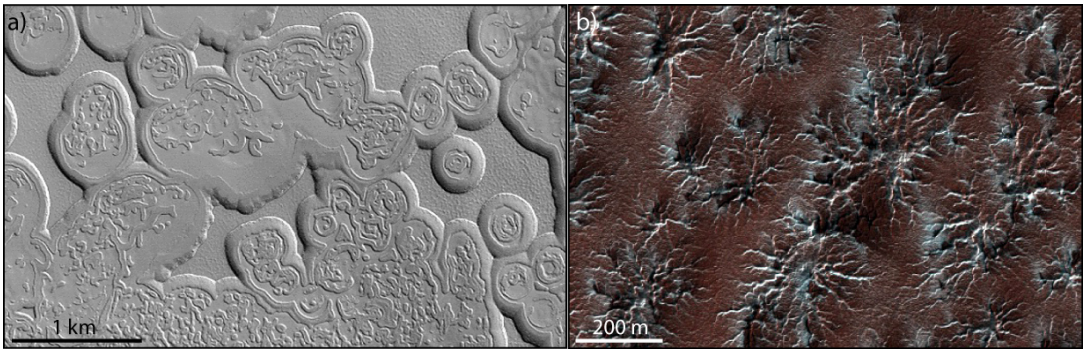

FIGURE 1.30 – a) Texture en « Swiss Cheese » observée au niveau de la calotte saisonnière sud (image MOC). b) Observation HiRISE des « spiders ».

Les remplissages de cratères : L'observation de plusieurs cratères proches du pôle Nord a montré, dans certains d'entre eux, de petits dômes de glace globalement asymétriques (Brown *et al.*, 2008; Hovius *et al.*, 2009) (Fig. 1.31). La stratification de ces petites accumulations présente des discordances ainsi qu'une importante sinuosité sur la pente la plus faible. Cette stratification semble donc globalement différente de celle observée dans les NPLD. De petits champs de dunes ont également été détectés sur certains de ces dômes (Fig. 1.31).

Les analyses faites à partir des données OMEGA et CRISM révèlent que ces dômes sont constitués principalement de glace d'eau avec une taille de grain homogène $<\sim 1$ mm. Des dépôts saisonniers de givre de CO_2 apparaîsent en hiver sur quelques cratères. Aucune signature significative n'a pour l'instant été observée sur les champs de dunes. Leur composition ne semble pas différer de celle du sol environnant (Brown *et al.*, 2008; Hovius *et al.*, 2009).

Ces dépôts de glace au fond de cratères ont d'abord été interprétés comme des témoins de la présence d'une ancienne calotte plus étendue. Les études récentes effectuées sur ces accumulations semblent cependant montrer qu'elles ne proviennent pas d'une condensation atmosphérique. Plusieurs mécanismes de formation ont alors été proposés : (1) de l'eau a été libérée par l'impact qui a produit le cratère et gèle lors du déclin du système hydrothermal, (2) l'impact conduit à la formation périodique d'un aquifère en sur-pression. De même, plusieurs hypothèses ont été émises pour expliquer la présence de dunes en surface : (1) le matériel provient de l'extérieur du cratère et la glace rugueuse en surface

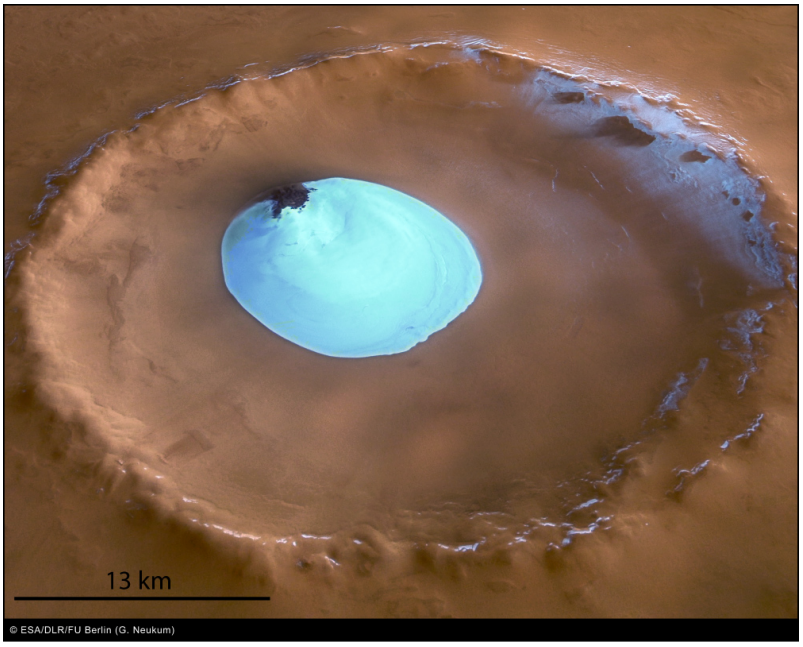

FIGURE 1.31 – Cratère Louth situé à 70°N et 103°E (image HRSC). Une zone de dunes sombres couvre une petite partie du dôme de glace (en haut à gauche).

induit la formation des dunes, (2) le matériel était préalablement contenu dans la glace et est libéré par l'érosion du dôme.

1.4.2 Les glaces en sous-sol

Un deuxième réservoir de glace est présent dans le sous-sol martien. Celui-ci se traduit par diverses morphologies en surface. La variabililité de ces morphologies est fortement corrélée à la latitude, et donc, à la stabilité de la glace à cette latitude.

Les hautes latitudes ($\sim$ 60-90°) : Au-dessus de 60° de latitude, dans l'hémisphère Nord comme dans l'hémisphère Sud, la surface martienne se caractérise par des terrains lisses et par une concavité plus importante que sur le reste de la planète (Head *et al.*, 2003).

La morphologie de surface de cette région est dominée par des terrains polygonaux (Fig. 1.32). La plupart des polygones observés montrent une texture en « basketball », caractérisée par de petits dômes (de 10 à 20 m de large), régulièrement espacés de quelques mètres, et présentant des pentes maximales de 6° (Malin et Edgett, 2001; Mangold, 2005; Kostama *et al.*, 2006) (Fig. 1.32.a). Sur certaines zones, ces petits dômes s'organisent en structures linéaires ou plissées (« wrinkle ridges ») (Fig. 1.32.b et c). Si la texture en « basketball » domine, on trouve également des textures polygonales plus classiques formées par des réseaux de petites craquelures irrégulières (Fig. 1.32.d). Cette structure est relativement rare dans ces régions et ne se trouve que sur de petites zones localisées de quelques kilomètres de large. La variation de ces différentes textures polygonales est souvent corrélée à des différences kilométriques de la topographie. Une dépendance en latitude existe

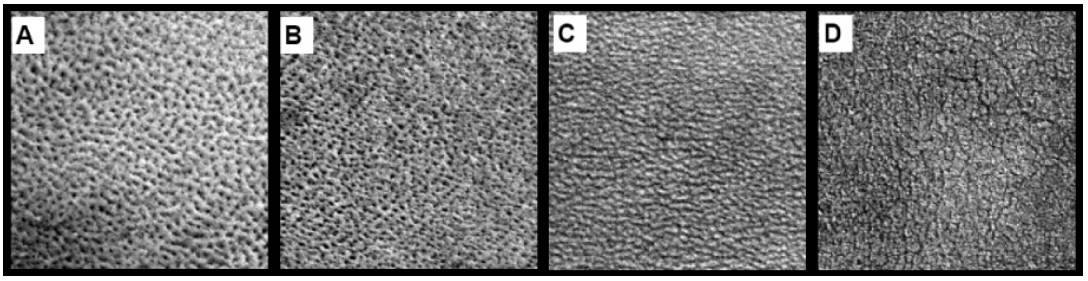

FIGURE 1.32 – Textures typiques des plaines du Nord : a) Texture en « basketball », b) texture linéaire, c) texture plissée, d) texture polygonale. (Kostama *et al.*, 2006)

également. Ainsi, la texture en « basketball » se trouve entre 50 et 80° de latitude, la texture linéaire entre 70 et 80°, et la structure polygonale toujours au-dessus de 70°. Entre 50 et 70° de latitude se trouvent aussi de petites dépressions circulaires d'un centaine de mètres de large et interprétées comme des zones d'affaissement (Kostama *et al.*, 2006).

Par comparaison avec des structures similaires observées sur Terre, ces textures polygonales sont interprétés comme le résultat de la contraction thermique d'un sol gelé due à des variations saisonnières de la température.

En résumé, au-dessus de 60° de latitude, l'extrême homogénéité morphologique de la surface, la manière dont cette surface semble draper les dépôts sous-jacents, ainsi que la stabilité de la glace prédite par les modèles, semblent démontrer la présence d'un manteau de glace continu à ces latitudes, enfoui sous quelques centimètres de sol sec.

Cette hypothèse a été récemment confirmée par l'atterrisseur Phoenix. Celui-ci a observé la texture polygonale depuis la surface et, en creusant le sol, a découvert la présence d'une couche de glace quasiment pure sous quelques centimètes de sol anhydre (Kossacki et Markiewicz, 2009) (Fig. 1.33).

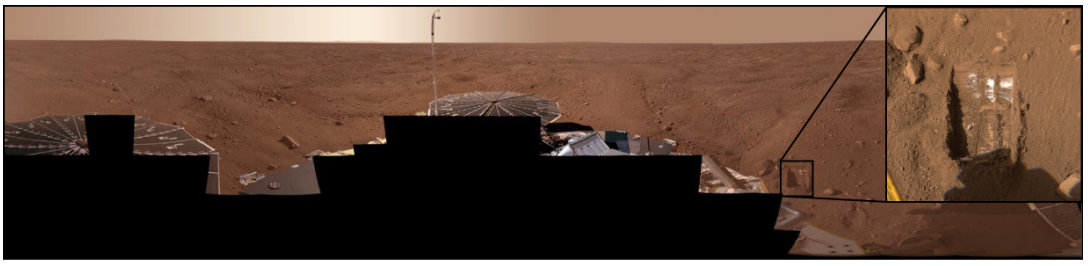

FIGURE 1.33 – Panorama des plaines du Nord vu par l'atterrisseur Phoenix. Le zoom représente une parcelle du sol creusée par Phoenix et qui révèle une couche de glace quasi-pur sous la pellicule de poussière.

Au niveau des hautes latitudes, Garvin *et al.* (2006) ont également découvert des rides concentriques et lobées drapant le fond et les remparts de certains cratères. Ces structures ont été interprétées comme des moraines. Celle-ci seraient déposées durant l'avancée et le retrait de glaciers lobés à base froide.

Les moyennes latitudes ($\sim$ 30-60°) : Les moyennes latitudes constituent une zone de

transition entre la glace stable des hautes latitudes et la glace instable des basses latitudes. La Fig. 1.26 montre qu'à ces latitudes, un manteau de glace peut toujours être présent, mais sous une couche plus importante de sédiments superficiels. La stabilité de la glace en sous-sol sera alors fortement dépendante de l'albedo et de l'inertie thermique de ces sédiments (Paige, 1992).

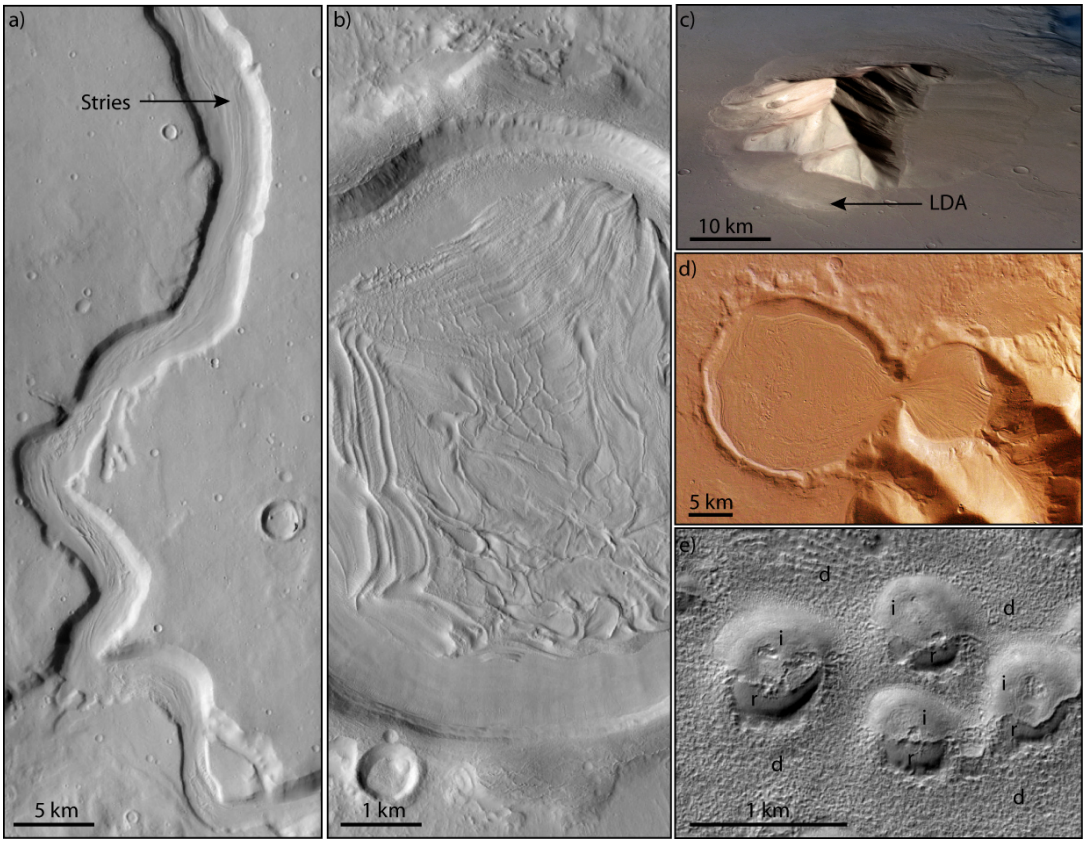

FIGURE 1.34 – Exemples de morphologies glaciaires observées aux moyennes latitudes. a) « Lineated Valley Fill ». b) Remplissage concentrique de cratère. c) Tablier de débris lobés (ou LDA). d) Possible glacier rocheux. e) Exemple de manteau disséqué (la lettre i correspond au manteau intact, la lettre d correspond au manteau disséqué, la lettre r correspond aux surfaces où le manteau a été totalement supprimé).

La morphologie observée en surface traduit parfaitement cette zone de transition de stabilité de la glace. Ainsi, tout en restant plus lisse qu'à l'équateur, la rugosité de la surface augmente et sa concavité est importante. En réponse à l'instabilité de la glace, le manteau riche en glace, à l'origine semblable à celui des hautes latitudes, semble avoir été disséqué et dégradé de manière importante (Fig. 1.34.e) (Head *et al.*, 2003; Milliken *et al.*, 2003). Différentes morphologies prouvant la présence de glace stable dans le passé ont également été observées comme :

- *Les remplissages concentriques de cratères (ou CCF : « Concentric Crater Fill ») :* Aux latitudes inférieures à 30°, les cratères observés montrent des remparts bien définis et des fonds plats sur lesquels apparaîssent des populations de cratères plus petits. Au-dessus de 30° de latitude cette configuration change souvent complètement (Fig. 1.34.b).

Les remparts du cratère et ses éjectats deviennent arrondis, et la structure montre globalement une apparence plus lisse. De plus, ces cratères sont souvent remplis d'un matériel présentant une structure concentrique, ce qui laisse penser que ce matériel a flué du rempart vers le centre du cratère (Kreslavsky et Head, 2006; Levy *et al.*, 2009).

- *Les remplissages striés de vallées (ou LVF : « Lineated Valley fill ») :* Au niveau des moyennes latitudes, on trouve également de longues vallées larges de 5 à 10 km et profondes de 1000 m. Leur fond plat est parcouru de stries dans le sens de la longueur. Ces stries où alternent rides et dépressions, partent des versants puis s'incurvent pour suivre la pente longitudinale de la vallée. Elles semblent indiquer la présence d'un mélange de glace et de roches en surface qui a, par le passé, été capable de fluer (Head *et al.*, 2006).

- *Les tabliers de débris (ou LDA : « Lobate Debris Aprons ») :* Cette morphologie se situe à la base de falaises escarpées uniquement entre 30 et 50° de latitude dans les deux hémisphères (Squyres, 1979). Ces tabliers ont une forme convexe et s'étendent sur 10 à 30 km autour de la falaise (Fig. 1.34.c). La plupart présentent des stries perpendiculaires à la falaise qui divergent lorsque le tablier rencontre un obstacle. Les LDA semblent donc composés d'un matériel ductile qui flue. Ils sont généralement interprétés comme des glaciers rocheux, constitués d'un mélange de glace et de particules rocheuses. Des modélisations analogiques ainsi que l'observation des profils topographiques ont montré que ces tabliers correspondaient probablement à de la glace pure recouverte d'un manteau superficiel de débris rocheux (Mangold et Allemand, 2001; Bourgeois *et al.*, 2008). Cette déduction a été prouvée par les observations radar de SHARAD (Holt *et al.*, 2008; Plaut *et al.*, 2009) qui ont défini la couche superficielle rocheuse comme étant peu épaisse ($\sim$0.5 m).

Certaines de ces structures, particulièrement dans la région d'Hellas, pourraient correspondre à d'anciens glaciers formés par précipitation de neige dans le passé, et actuellement recouverts de débris rocheux. Ainsi, la structure présentée sur la Figure 1.34.d montre un matériel qui flue depuis la vallée en haut de l'image vers deux cratères remplis par ce matériel. Les linéations observables en surface sont caractéristiques d'un écoulement visqueux et une rhéologie de type glace. Sa surface présente également de petites dépressions typiques de la sublimation.

Il peut paraître étrange que de telles structures d'écoulement ne soient pas visibles dans les plus hautes latitudes. Ceci peut être expliqué par la quasi absence de pentes fortes dans les hautes latitudes, ainsi que par des températures trop froides empêchant peut-être la glace de fluer.

- *Les « scalloped terrains » :* Dans les permafrosts terrestres, l'ablation de la glace par fusion entraîne l'effondrement de la surface et la formation de dépressions irrégulières et arrondies. Des terrains présentant une morphologie similaire montrant des dépressions à bords raides et à fond plat, ont été observés sur Mars et interprétés de même comme des thermokarsts (Costard et Kargel, 1995; Morgenstern *et al.*, 2007; Lefort *et al.*, 2010) (Fig. 1.35.a).

- *Les « gullies » :* Aux moyennes latitudes on trouve également des ravines d'une dizaine de mètres de large et de plusieurs centaines de mètres de long se formant sur des

pentes raides nommées « gullies » (Fig. 1.35.b). De nombreuses hypothèses ont été proposées pour expliquer ces structures. L'une des hypothèses est que ces « gullies » correspondent à des coulées de débris alimentées par de la glace d'eau en subsurface (Costard *et al.*, 2002).

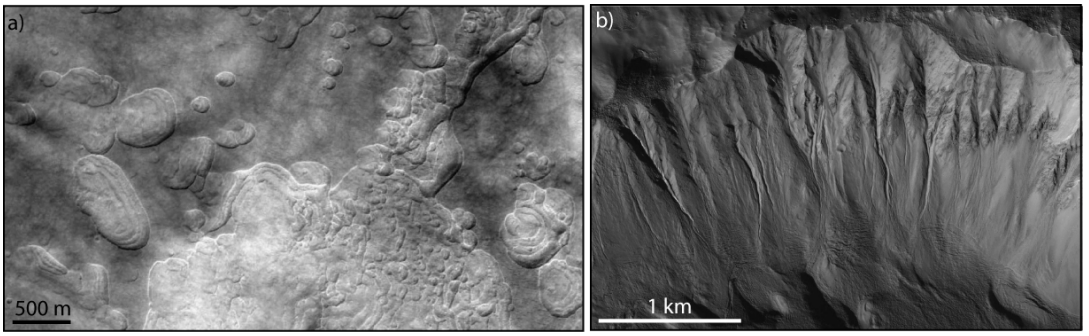

FIGURE 1.35 – a) « scalloped terrains » et b) « gullies ».

Toutes ces différentes structures montrent parfaitement que, si la glace n'est théoriquement plus stable en surface aujourd'hui aux moyennes latitudes, celle-ci s'est pourtant déposée dans ces régions dans le passé. Les conditions de stabilité de la glace ayant ensuite changé, la glace présente aux moyennes latitudes s'est sublimée, et la poussière préalablement incluse dans la glace s'est concentrée en surface formant ce qu'on appelle sur Terre un « till de sublimation ». Ce till peut ensuite préserver le manteau glacé dans le sous-sol martien (Head *et al.*, 2003).

Les basses latitudes ($< 30°$) : Si les modèles montrent que la glace n'est théoriquement plus stable aux basses latitudes, des morphologies glaciaires ont pourtant été détectées. Ces anciens dépôts de glace sont fortement dégradés mais révèlent que la glace a un jour été stable aux basses latitudes martiennes.

Tout d'abord, des glaciers de montagne tropicaux ont été observés sur les flancs Ouest des volcans de Tharsis et sur Olympus Mons (Head *et al.*, 2005; Milkovich *et al.*, 2006; Fastook *et al.*, 2008) (Fig. 1.36). Ceux-ci forment des dépôts lobés en forme d'éventail entièrement recouvert de particules rocheuses. La formation de ces glaciers rocheux a été datée de la fin de l'Amazonien. L'apparition de glaciers sur les flancs de ces volcans est compatible avec les simulations de modèles climatiques martiens pour une haute obliquité de la planète (Forget *et al.*, 2006b). Ces modèles proposent que l'air, plus chargé en vapeur d'eau qu'aujourd'hui, soit entraîné par des vents d'ouest sur les pentes ascendantes des volcans. Cet air humide subit alors un brusque refroidissement, provoquant la condensation de la glace et sa précipitation au sol.

Si ces glaciers tropicaux semblaient être les seules évidences de glace passée dans les régions équatoriales, des morphologies typiquement glaciaires ont récemment été détectées dans d'autres régions de l'équateur. Ainsi, Mège et Bourgeois (2010), en étudiant la morphologie de Valles Marineris, montrent des structures telles que des sackungs, généralement formées par des processus post-glaciaires, ainsi que des trimlines glaciaires. L'observation de ces différentes morphologies laisse supposer la présence passée de glace

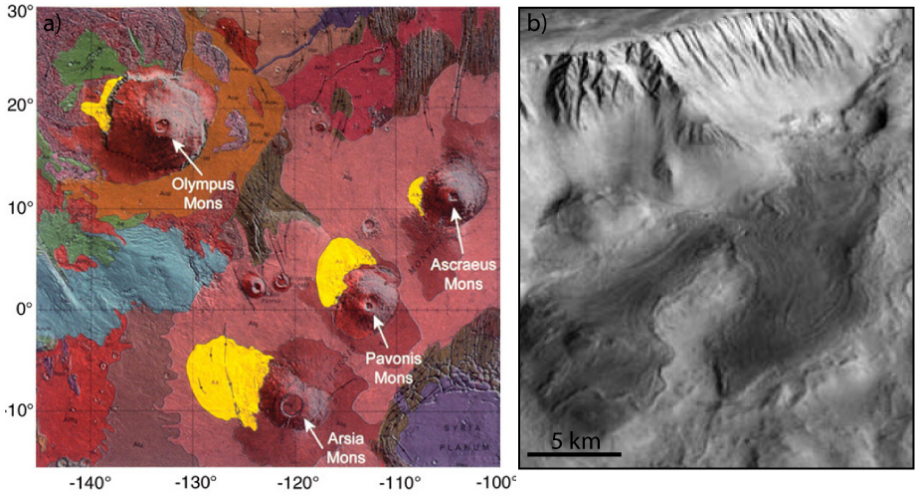

FIGURE 1.36 – a) Carte géologique de Tharsis. Les surfaces jaunes indiquent des dépôts en éventail sur les flancs des volcans de Tharsis et d'Olympus Mons (Forget *et al.*, 2006b). b) Vue en perspective d'un glacier rocheux observé sur les flancs d'Olympus Mons (image HRSC) (Head *et al.*, 2005).

dans Valles Marineris.

De même, Pacifici *et al.* (2009) ont étudié la région d'Ares Vallis qui présente l'un des plus grands chenaux de débâcle martien. L'étude détaillée de cette région a montré que des morphologies typiquement glaciaires sont superposées aux morphologies caractérisques de l'inondation catastrophique ayant formé le chenal d'Ares Vallis. Ces morphologies glaciaires incluent : des dépressions thermokarstiques, des terrasses de kame et des terrains polygonaux. Les auteurs suggèrent ainsi que l'écoulement catastrophique d'eau s'est effectué sous une couverture de glace. Á la fin de chaque épisode d'inondation, la masse de glace se serait reformée. La glace aurait enfin été sublimée lorsque que le climat est devenu similaire à l'actuel.

1.4.3 Implications

L'étude des glaces présentes sur Mars montre que, si des dépôts superficiels de glace ne se trouvent actuellement qu'au-dessus de 60° de latitude, la présence de glace en sous-sol ainsi que l'observation de morphologies typiquement glaciaires révèlent que la glace a un jour été stable aux moyennes voire aux basses latitudes de Mars. Pas conséquent, d'importantes variations climatiques ont sans doute eu lieu au cours de l'histoire géologique martienne.

Ces changements climatiques ont probablement été induits par les variations quasi-périodiques de l'obliquité de la planète (Kieffer et Zent, 1992; Mellon et Jakosky, 1995; Laskar *et al.*, 2004; Forget *et al.*, 2007). En effet, les variations de l'obliquité induisent d'importants bouleversements climatiques résumés dans la Figure 1.37. Globalement, lors des périodes de forte obliquité, les cycles saisonniers sont plus marqués, l'insolation dans les régions équatoriales est plus faible et la température de surface diminue en conséquence, l'augmentation de l'insolation polaire entraînant une libération de l'eau et du

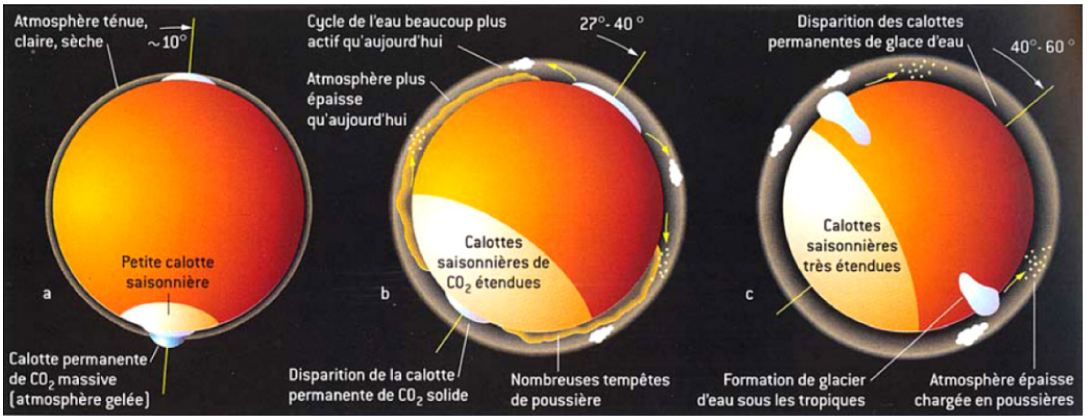

FIGURE 1.37 – Les caractéristiques du climat martien selon l'obliquité. a) En période de faible obliquité (0° à 20°). En période de forte obliquité (27° à 40°). En période de très forte obliquité (40° à 60°). (Forget *et al.*, 2006a)

CO_2 contenu dans les calottes, l'atmosphère devient donc plus épaisse et peut soulever et maintenir de grandes quantités de poussière, la stabilité de la glace de subsurface se déplace vers l'équateur et de véritables glaciers peuvent se former dans les basses latitudes (Forget *et al.*, 2006b; Madeleine *et al.*, 2009). Á l'inverse, durant les périodes de faible obliquité, les saisons sont moins marquées, les températures baissent aux pôles par une diminution de l'insolation, l'atmosphère devient moins dense et moins humide, les cycles de l'eau et de la poussière sont donc moins actifs et l'atmosphère est claire et fine, les zones de stabilité de la glace en surface se déplacent enfin vers les pôles. Lorsque l'obliquité diminue, on peut donc penser que la partie supérieure du manteau de glace déposée durant les périodes de haute obliquité se sublime, créant ainsi une couche protectrice, pauvre en glace, de sédiments préalablement contenus dans le manteau. La formation de ce résidu de sublimation protégeant la glace sous-jacente est connue sur les glaciers terrestres et se nomme « till de sublimation ».

Les études réalisées jusqu'à présent sur les glaces martiennes montrent qu'à l'évidence, les processus glaciaires ont joué un rôle fondamental dans l'évolution de la surface de Mars et ce, à toutes les latitudes.

Sur Terre, l'analyse chimique des poussières et des aérosols, contenus dans les glaciers, permet de remonter aux conditions climatiques passées de la planète. Si de telles analyses sont pour l'instant impossibles sur les calottes polaires martiennes, les morphologies glaciaires observées en surface peuvent toutefois permettre d'obtenir d'importantes informations sur les variations climatiques et l'histoire géologique de Mars.

Dans le cadre de la compréhension du mode de formation des sulfates équatoriaux, l'étude de la répartition passée des glaces à la surface de Mars pourrait être primordiale pour définir la plausibilité d'un mode de dépôt glaciaire.

Conclusion

Des observations à la lunette astronomique aux images de la surface prises par les atterrisseurs, notre connaissance de Mars a considérablement évolué. Les différentes observations obtenues au cours de l'exploration martienne révèlent, en particulier, la présence d'objets variés d'origine volcanique, tectonique, fluviatile, glaciaire ou sédimentaire. Si ces structures présentent globalement des morphologies similaires à leur annalogues terrestres, leur taille est généralement considérablement plus importante et montre ainsi l'existence de disparités importantes entre les deux planètes. Ainsi, si Mars et la Terre se sont accrétées à partir des mêmes matériaux, ces deux planètes semblent avoir subi une évolution très différente.

Différents outils sont à notre disposition pour retracer l'histoire géologique de la planète. L'étude de sa morphologie permet par exemple de retrouver les processus géologiques qui ont été actifs dans le passé et ont permis de modeler la surface de la planète. L'analyse minéralogique permet également d'obtenir des informations primordiales sur les environnements dans lesquels ces minéraux se sont déposés et sont ensuite restés stables.

Au cours de l'histoire géologique de Mars, la transition entre le Noachien et l'Hespérien est marquée par la formation de sulfates, et semble traduire un changement climatique majeur entre les deux périodes.

Les détections les plus importantes de sulfates ont été trouvées dans les régions équatoriales de l'hémisphère Ouest sur des terrains très divers : dans les canyons de Valles Marineris, sur les terrains chaotiques, et sur les plaines de Meridiani. Les formations associées à la détection de sulfates sur ces trois régions se présentent sous la forme de dépôts stratifiés et clairs, contenant également des oxydes de fer. Ces dépôts s'étendent sur des surfaces immenses et présentent parfois des épaisseurs de plusieurs kilomètres. Si ces trois régions semblent indiquer des environnements de dépôt très différents, la similitude des LD riches en sulfates qui y sont détectés suggère pourtant un mode de formation commun. Le mode de dépôt d'une telle quantité de sédiments riches en sulfates et en oxydes de fer, sur des terrains aussi variés, a fait l'objet de nombreuses hypothèses sur leur mode de formation.

Les données « terrains » fournies par le rover Opportunity sur les plaines de Meridiani ont apporté des contraintes chimiques sur ces modes de formation.

L'analyse conjointe des trois régions dans lesquelles ces dépôts ont principalement été trouvés pourraient permettre également de déduire un unique mode de formation plausible pour les trois environnements. Ainsi, au début de cette thèse, si les dépôts de Meridiani et de Valles Marineris ont fait l'objet d'études détaillées, les dépôts occupant les terrains chaotiques avaient encore été peu étudiés. La première partie de cette thèse s'est donc attachée à décrire les dépôts riches en sulfates trouvés dans les terrains chaotiques et, plus particulièrement sur la zone d'Aram Chaos.

L'un des modes de formation proposés, permettant au mieux de reproduire les observations chimiques et morphologiques de ces dépôts équatoriaux, propose l'implication de processus glaciaires. Si ce modèle fonctionne bien théoriquement, il manque cependant d'observations concrètes pour l'étayer. La deuxième partie de cette thèse s'est donc concentrée sur l'analyse des dépôts de glace actuels de la calotte polaire Nord afin d'évaluer la plausibilité de cette hypothèse.

Chapitre 2

Données et méthodes

Comme l'a montré le Chap. 1.2, les moyens permettant d'analyser la surface de Mars ont considérablement évolué depuis les premières observations télescopiques.

Ainsi, si l'exploration géologique martienne est toujours limitée par l'absence de prélèvements d'échantillons ou la rareté des observations in-situ, les données obtenues depuis l'orbite apportent toutefois de précieuses informations sur les processus géologiques martiens. L'ensemble des techniques d'observation d'un objet, par l'intermédiaire d'un instrument de mesure n'ayant pas de contact direct avec la cible étudiée, est désigné sous le terme de télédétection.

Afin de réaliser une interprétation géologique basée sur l'analyse conjointe de la géométrie et de la composition des objets observés dans les régions d'Aram Chaos et de la calotte polaire Nord, différents types de données de télédétection ont été utilisés durant cette thèse.

La minéralogie des surfaces planétaires peut être déterminée par des mesures de spectrométrie. Le principe de cette méthode, les différents instruments permettant d'effectuer ces mesures depuis l'orbite de Mars, ainsi que les moyens d'analyse utilisés sont présentés dans la première partie de ce chapitre.

Du point de vue de la morphologie, plusieurs instruments permettent, depuis l'orbite, l'observation de la surface martienne à plus ou moins bonne résolution. Ceux-ci sont présentés dans la deuxième partie de ce chapitre, ainsi que les différentes méthodes utilisées dans cette thèse pour les analyser.

2.1 Analyse minéralogique

La composition minéralogique de la surface de Mars peut être déterminée à l'aide des imageurs hyperspectraux embarqués à bord de plusieurs des sondes orbitant autour de Mars. Ces intruments utilisent le principe de la spectrométrie.

2.1.1 Principe de la spectrométrie

La spectrométrie étudie l'interaction entre le rayonnement électromagnétique, émis ou réfléchi par la surface, et la matière, dans le but de déterminer les caractéristiques physiques et chimiques des matériaux en présence. Dans le cas de Mars, la source du rayonnement électromagnétique est le soleil. La télédétection est alors désignée comme « passive » car cette source est indépendante du capteur.

2.1.1.1 Le rayonnement électromagnétique

La lumière est un rayonnement électromagnétique qui peut être assimilée à une onde ou un flux de particules. Sa définition en tant que flux d'énergie la décrit sous la forme de paquets discrets d'énergie, ou quantas, appelés photons et qui contiennent une énergie proportionnelle à la fréquence correspondante. Le rayonnement électromagnétique peut également être décrit comme une oscillation couplée entre le champ magnétique et le champ électrique qui se propagent simultanément. Chaque onde est caractérisée par une fréquence f et une longueur d'onde λ suivant la relation :

$$\lambda = c/f \tag{2.1}$$

(avec c la célérité de la lumière dans le vide = 299.792.458 m.s^{-1}).

Le spectre électromagnétique (représenté sur la Fig. 2.1) est la décomposition du rayonnement électromagnétique selon ses différentes composantes en terme de longueur d'onde. Il est constitué de niveaux d'énergie bien distincts. Ainsi, le rayonnement à courte longueur d'onde est représenté par les rayons gamma, et correspond à de forts quantas d'énergie. A l'inverse, le rayonnement à grande longueur d'onde, tel que les ondes radio, est caractérisé par de faibles quantas d'énergie.

Dans cette thèse seront principalement utilisés les domaines spectraux du visible et de l'infrarouge proche (de 0.4 à 3 μm, Fig. 2.1). Entre 0.4 à 3 μm, le signal correspond au flux solaire réfléchi par la surface. Au-delà de 3 μm, une partie du signal vient également de l'émission thermique de la planète.

2.1.1.2 Interactions entre le rayonnement et les surfaces planétaires

Lorsque la lumière solaire incidente rencontre une surface planétaire, l'énergie interagit avec la matière. Le rayonnement électromagnétique va alors être réfléchi, absorbé et transmis dans des proportions variables (Fig. 2.2), suivant les propriétés physiques et chimiques de la surface. Si un détecteur est placé au-dessus de la cible, il permet de mesurer la partie de l'énergie électromagnétique qui est réfléchie par la cible dans sa direction.

On peut alors définir une grandeur appelée réflectance bidirectionnelle, qui correspond à la fraction du flux réémis en direction de l'observateur pour un éclairage colimaté.

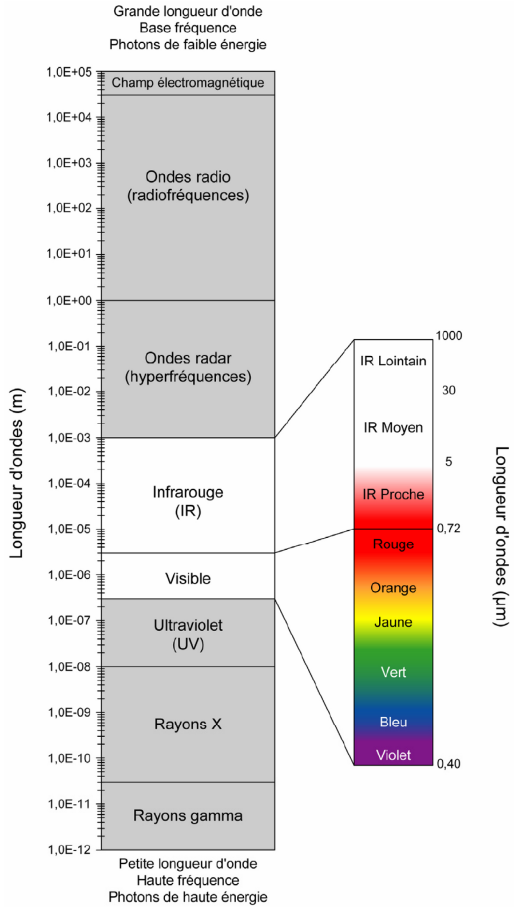

FIGURE 2.1 – Grands domaines de longueur d'onde du spectre du rayonnement électromagnétique. Le domaine du visible correspond aux longueurs d'ondes perçues par l'oeil humain (figure d'après Roy (2007)).

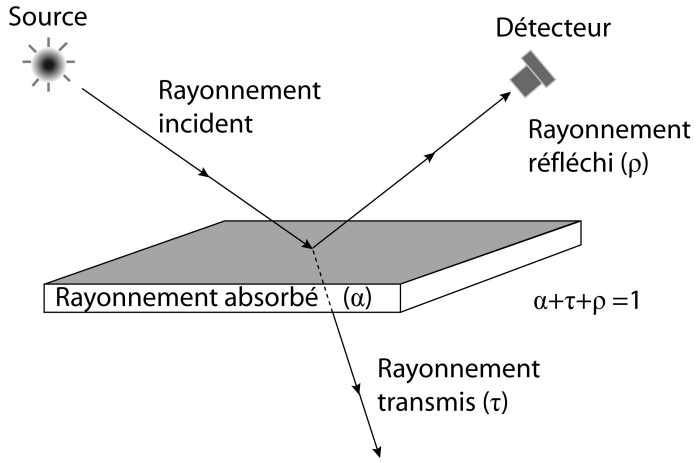

FIGURE 2.2 – Interactions entre le rayonnement électromagnétique et une couche de surface naturelle (figure d'après Verpoorter (2009)).

L'information contenue dans la réflectance permet d'accéder aux caractéristiques de la surface. La réflectance peut être mesurée pour chaque longueur d'onde et forme ce que l'on appelle un spectre (exemple Fig. 2.3).

Un spectre de réflectance peut être décrit par :

- L'enveloppe générale du spectre appelée continuum. Celui-ci est lié aux propriétés physiques intrinsèques du matériau, comme la rugosité ou la taille des particules.

- Les bandes d'absorption, qui dépendent de la composition de la surface.

Ces différentes caractéristiques définissent la signature spectrale de la cible et permettent d'extraire certaines de ses propriétés physico-chimiques. Afin de déterminer la composition minéralogique d'une surface, l'analyse du spectre est généralement basée sur l'observation de la position et de la profondeur des bandes d'absorption.

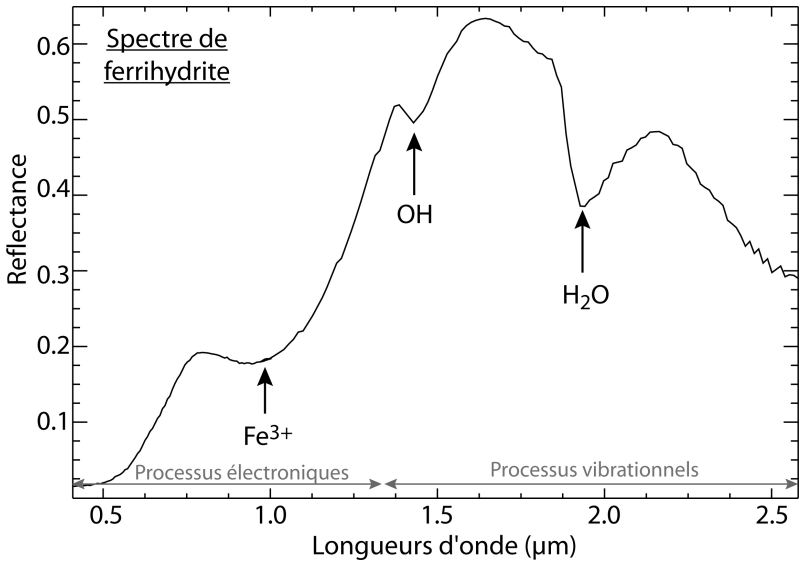

FIGURE 2.3 – Exemple d'un spectre de ferrihydrite ($Fe_2^{3+}O_3.0,5(H_2O)$), qui présente des bandes d'absorption centrées à 0.9, 1.4 et 1.9 μm.

2.1.1.3 Paramètres contrôlant la forme des spectres

La manière dont les photons sont absorbés par la matière dépend de la composition chimique. C'est donc celle-ci qui va majoritairement contrôler la forme et la position des bandes d'absorption observées sur un spectre de réflectance. L'étude des bandes d'absorption du spectre permet donc de retrouver la composition chimique d'une surface observée à distance. Cependant, d'autres paramètres peuvent également intervenir et contribuer à la forme du spectre. Brièvement, ces principaux paramètres sont :

L'abondance chimique : La probabilité d'une interaction entre les photons et un composé chimique donné augmente avec l'abondance de ce dernier. Sur les spectres de réflectance, cette interaction plus importante se traduit par l'approfondissement des bandes d'absorption caractéristiques du composé observé. Cette relation est intéréssante car elle montre qu'une quantification est possible par l'analyse des spectres de réflectance et, plus particulièrement, par l'exploitation de la profondeur des bandes d'absorption. Cette quan-

tification peut cependant être perturbée par les autres facteurs qui vont contrôller la forme et la profondeur de ces bandes d'absorption.

La granulométrie : La proportion du rayonnement incident qui est diffusé et absorbé par un grain dépend de sa taille et de la longueur d'onde. La probabilité pour qu'une absorption ait lieu à l'intérieur d'un matériau dépend de la longueur du chemin parcouru par le photon et du coefficient d'absorption à une longueur d'onde donnée. Dans le cas de gros grains, la distance entre deux interfaces est beaucoup plus importante que dans les petits grains, le photon a plus de chance d'être absorbé que d'être diffusé, et les bandes d'absorption sont alors plus profondes (Fig. 2.4). Dans le cas de petits grains, le parcours optique entre deux interfaces est plus faible, un photon va avoir plus de chances d'interagir avec la surface que d'être absorbé, la diffusion est favorisée et les bandes d'absorption diminuent (Fig. 2.4). La profondeur des bandes d'absorption n'est donc pas uniquement contrôlée par l'abondance chimique mais, également, par la taille des grains.

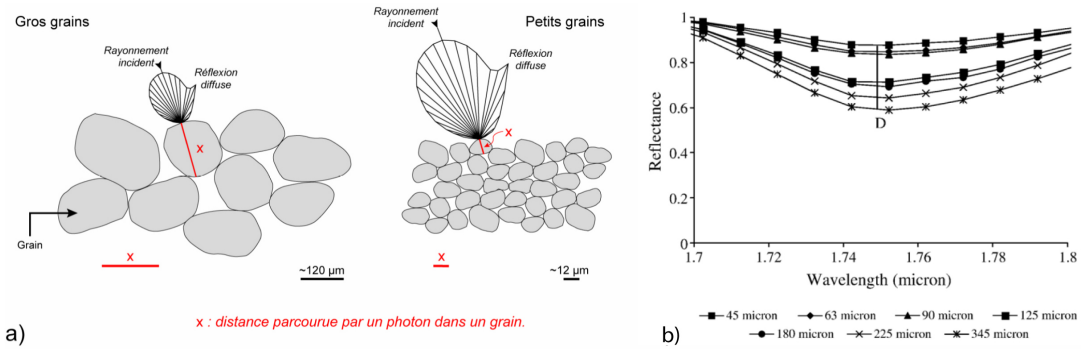

FIGURE 2.4 – a) Illustration de l'interaction d'un rayonnement incident avec des particules de tailles différentes. En fonction de la taille des grains, la distance parcourue par un photon sera différente. Ce phénomène favorise l'absorption dans le cas des gros grains et la diffusion dans le cas des petits grains (Combe, 2005; Roy, 2007). b) Influence de la taille des grains sur la bande d'absorption à 1.75 μm du gypse (Ghrefat *et al.*, 2007). L'augmentation de la taille des particules entraîne une diminution de la réflectance, un élargissement des bandes d'absorption ainsi qu'une augmentation de leur profondeur.

La rugosité : Pour qu'une absorption ait lieu, il faut que le rayonnement incident puisse pénétrer dans l'objet. Si la surface de la cible est rugueuse, elle peut réduire la probabilité d'un photon à interagir avec le matériau en le renvoyant dans le milieu environnant créant ainsi des phénomènes de diffusion. L'état des surfaces observées va donc contrôler le pouvoir réfléchissant d'une cible. Sur les spectres de réflectance, ceci se traduit par des valeurs de réflectance plus élevées pour une surface lisse, et plus faibles pour une surface rugueuse.

2.1.1.4 Problème des mélanges spectraux

De nombreux auteurs ont analysé les signatures spectrales caractéristiques des principales espèces minérales (e.g. Hunt et Salisbury (1970, 1973); Hunt (1977); Cloutis *et al.* (2006)). Les informations apportées par ces études permettent d'identifier relativement facilement la nature d'une espèce minérale isolée à partir de son spectre. Cependant, dans

la nature, les minéraux ne sont généralement pas isolés mais constituent des mélanges, définissant ainsi des types de sols et de lithologie. Ces mélanges se trouvent à toutes les échelles, de celle de l'échantillon à celle de la région. Le spectre de réflectance d'une cible va donc correspondre au résultat de la combinaison des spectres de réflectance des composants individuels de cette cible. La compréhension de la réponse spectrale de ces mélanges est donc primordiale pour interpréter la composition d'un sol observé par spectrométrie.

Deux principaux types de mélanges sont susceptibles d'être enregistrés (Fig. 2.5) :

- Les mélanges surfaciques : Dans ce cas, les surfaces spectrales analysées sont supposées homogènes et juxtaposées à l'intérieur de la surface d'observation. Ce type de mélange suppose qu'il n'y a pas de diffusion multiple entre les constituants concernés. Le mélange spectral correspond donc à une combinaison linéaire des fractions surfaciques et des spectres des pôles purs correspondants.

- Les mélanges intimes : Ce type de mélange se produit lorsque les différents matériaux qui constituent la cible sont intimement liés entre eux, comme c'est le cas des minéraux présents dans les sols et dans les roches. Ces minéraux sont dits intimement mélangés car un même photon peut les atteindre successivement par diffusion. Par ces diffusion multiples, le spectre de réflectance du mélange correspond donc à une combinaison non linéaire des spectres de réflectance de chacun des minéraux qui le constituent.

La Fig. 2.5 montre bien que les spectres résultants pour ces deux types de mélange, entre la jarosite et l'alunite, sont différents. Ainsi, dans le mélange intime, le spectre dont les valeurs de réflectance sont les plus faibles domine entre 0.40 et 1.40 μm, et inversement dans le cas des mélanges surfaciques. Au-delà de 1.40 μm, les spectres sont plus similaires.

Afin de déduire la composition d'une surface naturelle, plusieurs méthodes existent pour essayer d'extraire d'un spectre les différents composants individuels du mélange. S'il est évident que les mélanges intimes sont beaucoup plus difficiles à modéliser, ils s'approchent cependant mieux de la réalité que les mélanges surfaciques.

Enfin, si le spectre d'une surface naturelle présente un mélange de bandes d'absorption caractéristiques de ses différents composants, des bandes d'absorption typiques de l'atmosphère peuvent également s'ajouter. En effet, particulièrement dans le cas de mesures aéroportées ou satellitaires, l'onde traverse l'atmosphère avant et après avoir interagi avec la surface planétaire. Au cours de son trajet dans l'atmosphère, le rayonnement électromagnétique subit donc des interactions avec les différents composés atmosphériques. Ces interactions se traduisent sur le spectre par des absorptions sélectives et de la diffusion. L'étude de la composition des surfaces planétaires demande donc d'effectuer au préalable une correction des effets atmosphériques.

2.1.2 Données utilisées

Afin d'analyser la composition de la surface de Mars, des mesures de spectrométrie sont disponibles grâce à deux imageurs hyperspectraux, OMEGA et CRISM.

2.1.2.1 Présentation de l'imagerie hyperspectrale

Les intruments de spectro-imagerie couplent deux techniques complémentaires :

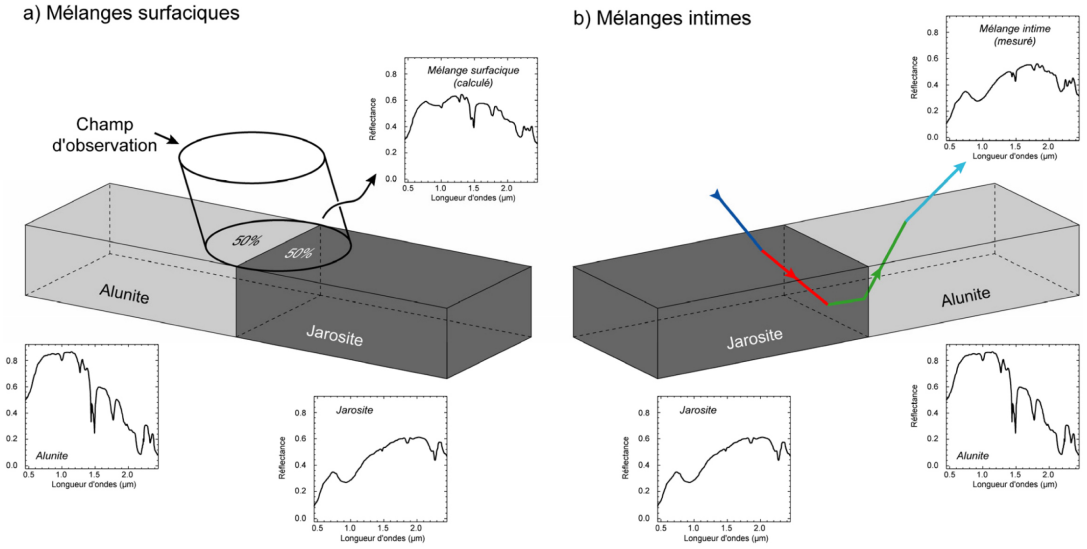

FIGURE 2.5 – a) Mélanges surfaciques. Le spectre résultant correspond à une combinaison linéaire des spectres de toutes les surfaces qui composent le champ d'observation du capteur. b) Mélanges intimes. Le spectre résultant est mesuré en laboratoire. Le rayonnement incident (en bleu) interagit avec un matériau. Ce faisceau est ensuite réfracté par les différentes interfaces (en rouge et vert) et passe dans les minéraux voisins. Ainsi, le faisceau sortant (en cyan), mesuré par les instruments, résulte d'une convolution de la réponse de chaque constituant rencontré sur son chemin optique (Combe, 2005; Roy, 2007).

- la spectrométrie, qui permet de caractériser la composition minéralogique des surfaces planétaires ;

- l'imagerie, qui permet d'obtenir une vision d'ensemble de la surface étudiée, et de réaliser des cartes de composition à partir des données obtenues par la spectrométrie.

Les spectromètres imageurs produisent ainsi des images hyperspectrales. L'agencement de ces données peut être décrit de deux manières différentes.

- Pour chaque pixel d'une image, l'instrument fournit un spectre de réflectance complet dans le visible-infrarouge. Ce spectre est constitué de plusieurs points, chacun correspondant à une longueur d'onde précise (Fig. 2.6).

- Pour chaque longueur d'onde étudiée, une image est acquise par l'instrument. L'ensemble des données représente donc un empilement d'images qui correspondent toutes à la même surface observée (Fig. 2.6).

Les images hyperspectrales sont donc qualifiées de « cubes hyperspectraux », où les deux dimensions x et y sont les coordonnées spatiales dans le plan horizontal de la surface observée, tandis que la troisième dimension z, la profondeur, permet de parcourir toutes les longueurs d'onde (Fig. 2.6).

Si les données de spectro-imagerie fournissent la principale source d'information sur la composition de la surface martienne (à l'exception des études ponctuelles menées par les atterrisseurs), cette technique est également très utile sur Terre où elle permet d'analyser des surface peu accessibles, et sur de grandes étendues.

Il faut cependant noter que dans le visible-infrarouge, la profondeur maximale de pénétration de la radiation solaire dans le milieu est d'environ 50 μm. Cette technique ne permet donc d'observer qu'une fine pellicule superficielle. Si les roches observées en surface sont altérées ou couvertes de poussière (ce qui est fréquemment le cas sur Mars), la composition de la roche originelle ne sera pas accessible.

Les données de spectro-imagerie martiennes acteullement disponibles ont été acquises par deux instruments qui sont brièvement décrits ci-dessous : OMEGA et CRISM.

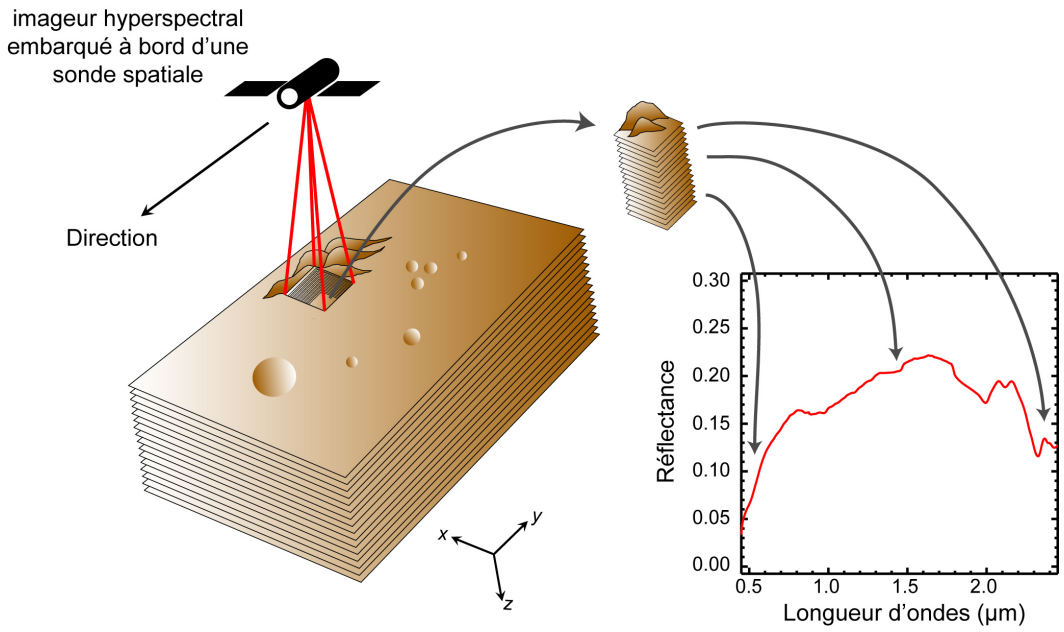

FIGURE 2.6 – Principe de la spectro-imagerie (d'après Vane et Goetz (1988), modifié par Roy (2007); Le Deit *et al.* (2008)).

2.1.2.2 L'imageur hyperspectral OMEGA

L'imageur hyperspectral OMEGA (« Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité ») est l'un des instruments embarqués à bord de la sonde européenne « Mars Express », en orbite autour de Mars depuis décembre 2003 (Bibring *et al.*, 2004). Il est composé de 352 canaux spectraux (i.e., longueurs d'onde) qui observant dans le visible et l'infrarouge entre 0.35 à 5.1 μm. Sa résolution au sol est comprise entre 5 km et 300 m par pixel selon l'altitude de la sonde.

OMEGA est constitué de deux voies optiques regardant dans la même direction :

- la voie visible ou VNIR (« Visible and Near InfraRed »), entre 0.35 et 1 μm. Celle-ci fonctionne sur un mode « pushbroom », c'est-à-dire qu'elle possède une matrice de détecteurs permettant d'acquérir simultanément tous les spectres d'une ligne de l'image.

- la voie infrarouge ou SWIR (« Short Wavelength Infrared ») est divisée en deux barettes de détecteurs, SWIR-C et SWIR-L, fonctionnant respectivement de 0.9 à 2.7 μm et de 2.5 à 5.1 μm. Ces barettes fonctionnent sur un mode « whiskbroom », où le spectre de chaque pixel est mesuré successivement grâce à un miroir à balayage.

Les données OMEGA brutes en comptes numériques sont converties en radiance puis en réflectance. Le rapport signal/bruit d'OMEGA est supérieur à 100 sur la totalité du domaine spectral couvert, ce qui permet l'identification des bandes d'absorption avec une précision de l'ordre de 1 à 2 %.

Depuis 2004, l'instrument OMEGA a permis de réaliser une couverture quasi complète de la surface de Mars, grâce à l'acquisition de plus de 7000 orbites depuis 2004.

2.1.2.3 L'imageur hyperspectral CRISM

L'imageur hyperspectral CRISM (« Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars ») est l'un des intruments embarqués à bord de la sonde américaine « Mars Reconnaissance Orbiter », en orbite autour de Mars depuis 2006 (Murchie *et al.*, 2007a). Cet instrument permet l'acquisition de données en mode multispectral ou hyperspectral. Seules les informations hyperspectrales ont été utilisées dans ce travail.

La partie hyperspectrale de CRISM est divisée en deux détecteurs : VNIR pour le visible (0,362 à 1,053 μm) et IR pour l'infrarouge (1,002 à 3,920 μm). Les détecteurs sont des matrices CCD de 640 x 480 pixels.

L'instrument CRISM couvre un domaine spectral comparable à celui d'OMEGA, de 0.37 à 3.92 μm. Ce domaine est cependant couvert par un plus grand nombre de canaux (544), induisant ainsi une meilleure résolution spectrale. Sa résolution spatiale maximale de 20 m/pixel est également meilleure que celle d'OMEGA, et les données sont acquises sur des régions cibles d'environ 10 km x 20 km. Les données CRISM acquises jusqu'à présent en mode coble couvrent près de 1 % de la surface de Mars.

Les données acquises par les instruments OMEGA et CRISM sont très complémentaires et peuvent être utilisées conjointement. En effet, la plus faible résolution spatiale d'OMEGA permet la réalisation de cartes minéralogiques globales et régionales, à l'échelle de la planète ou d'une région d'étude. La taille importante d'un pixel OMEGA implique cependant que sa signature spectrale peut correspondre à un mélange important de constituants. A l'inverse, les données CRISM ne permettent qu'une étude très locale, mais à de meilleures résolutions spatiales et spectrales (exemple Fig. 2.7). Celles-ci permettent d'analyser des surfaces présentant un degré de mélange moins important, et donc de détecter de plus fines signatures.

2.1.3 Traitement des données

Afin d'exploiter au mieux les données obtenues par OMEGA et CRISM, plusieurs pré-traitements sont nécessaires.

Correction atmosphérique : Tout d'abord, afin d'analyser la signature spectrale de la surface observée, il est important de corriger les spectres de la contribution de l'atmosphère. La même méthode est utilisée pour les deux jeux de données (Langevin *et al.*, 2005b). Dans des conditions atmosphériques standard, la contribution de l'atmosphère peut être retirée en utilisant une loi de transmission atmophérique empirique. Celle-ci est dérivée du rapport entre deux spectres acquis au sommet et à la base d'Olympus Mons, et normalisée par la profondeur de la bande d'absorption du CO_2 à 2 μm. Avec l'hypo-

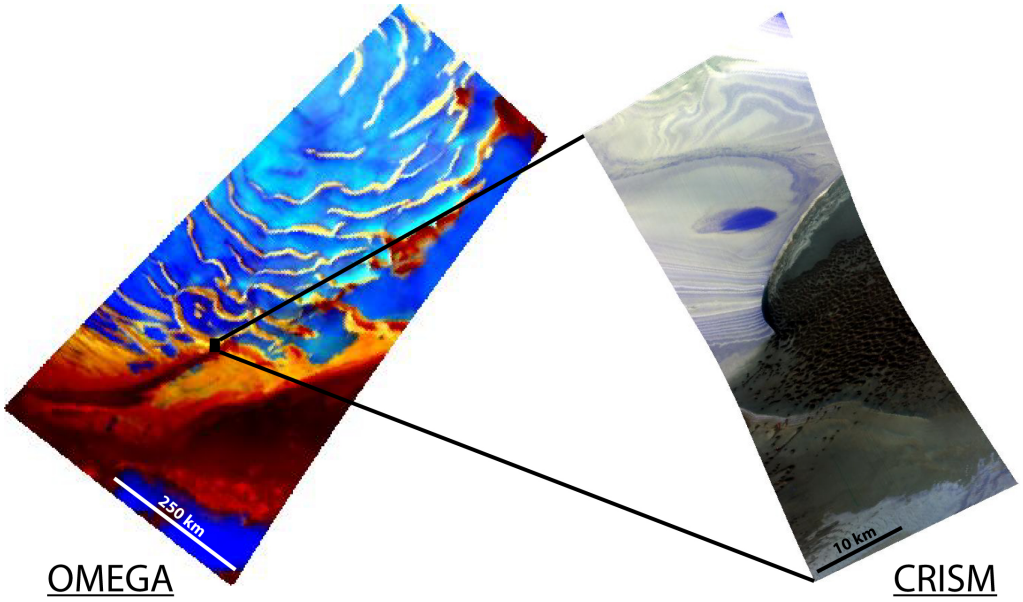

FIGURE 2.7 – Comparaison entre deux cubes OMEGA et CRISM acquis sur la calotte polaire Nord de Mars.

thèse que les deux spectres obtenus correspondent à une même composition de surface, le rapport entre ceux-ci correspondra à la contribution de l'atmosphère, dont l'épaisseur est égale à la différence d'altitude entre les deux points.

Une fois cette correction effectuée, il faut cependant noter que des conditions ponctuelles comme la présence de poussières, d'aérosols, ou de nuages de glace d'eau dans l'atmophère, peuvent perturber l'interprétation des signatures minéralogiques observées sur un spectre.

Correction du bruit : L'interprétation minéralogique d'un spectre peut également être perturbée par un mauvais rapport signal/bruit. Différentes méthodes existent pour diminuer la contribution du bruit et mieux percevoir la signature de la surface.

- La MNF (« Minimum Noise Fraction Transform ») : Dans le cas d'un mauvais rapport signal/bruit, la MNF est couramment utilisée en télédétection pour réduire le niveau de bruit inhérent aux images et améliorer significativement la qualité des données (Green *et al.*, 1988). Cette méthode consiste à séparer l'information utile du bruit. Pour cela, la MNF applique en cascade deux analyses en composantes principales (ou ACP). La première transformation, basée sur la matrice de covariance estimée du bruit, décorrèle les données. Cette première étape résulte en un jeu de données transformées dans lequel le bruit à une variance de 1 et n'est plus corrélé de canal à canal. La seconde est une transformation en composantes principales classique des données nettoyées du bruit. Le résultat est une série d'images décorrélées avec une contenu d'information décroissant de la première à la dernière. Les dernières images contiennent en principe essentielement du bruit, tandis que les premières englobent plus de 95% de la variance. Le cube nettoyé est alors obtenu en applicant la MNF inverse sur les composantes significatives.

Cet outil a beaucoup été utilisé dans cette thèse, en particulier dans le but d'utiliser des méthodes d'analyse spectrale très sensibles au bruit.

- *L'outil ROI (« Region of Interest ») :* Cet outil permet de calculer des moyennes de spectres dans une région choisie comme présentant des caractéristiques spectrales similaires. Ceci permet alors de mettre en valeur les bandes d'absorption communes à cette région et de réduire la contribution du bruit trouvé ponctuellement sur le spectre de chacun des pixels de la région.

- *CIRRUS :* Cet outil a été développé par l'équipe de CRISM afin de réduire le bruit inhérent à ces données hyperspectrales. Il consiste, d'une part, à corriger les effets de bandes verticales observées sur les cubes avec l'outil « destriping » et, d'autre part, à détecter les pixels isolés présentant du bruit avec l'outil « despiking » (Parente, 2008).

2.1.4 Méthodes d'analyse utilisées

Afin d'extraire des données de télédétection hyperspectrale la composition minéralogique des surfaces observées, trois principales méthodes ont été utilisées au cours de cette thèse. Chacune d'entre elles est plus ou moins efficace en fonction de la surface, des données étudiées et des signatures spectrales observées. Elles se révèlent donc très complémentaires.

2.1.4.1 Les critères spectraux

Les critères spectraux correspondent à des rapports mathématiques caractérisant les bandes d'absorption d'un spectre. Ils représentent une méthode analytique simple et facile d'utilisation, qui est beaucoup utilisée dans la communauté (e.g., Pelkey *et al.* (2007); Murchie *et al.* (2009)).

Ces critères peuvent être calculés de deux manières (Fig. 2.8) :

- soit par un simple rapport entre les valeurs de réflectance de l'épaulement et du centre d'une bande d'absorption (Fig. 2.8.b).

- soit par le rapport entre les valeurs de l'absorption sur les deux épaulements et au centre de la bande. Chacune des valeurs de maxima est multipliée par un coefficient qui permet de prendre en compte l'asymétrie de la bande d'absorption (Fig. 2.8.a).

Ces deux rapports sont sans unité et sont généralement exprimés en pourcentage.

La profondeur d'une bande d'absorption étant majoritairement contrôlée par l'abondance chimique des constituants auxquels elle correspond, le calcul des critères spectraux a donc pour avantage d'évaluer l'abondance relative d'un minéral en surface. Ces calculs sont souvent réalisés à partir de l'observation des bandes d'absorption typiques de certains minéraux.

Des cartes d'une profondeur de bande donnée peuvent être obtenues par l'application du calcul de ces critères sur chaque pixel d'un cube hyperspectral OMEGA ou CRISM. Ces cartes indiquent la distribution spatiale d'une caractéristique spectrale, ce qui permet de cartographier l'abondance relative d'un constituant à travers la région couverte par

le cube. De plus, l'association spatiale de plusieurs bandes d'absorption typiques d'un minéral peut permettre d'identifier la présence de ce minéral.

Cette méthode présente deux inconvénients majeurs :

(1) elle est très sensible au bruit. En plus des différentes corrections pouvant être préalablement effectuées sur les cubes (voir Chap. 2.1.3), ces effets de bruit ont été réduits, pour les critères utilisés dans cette thèse, en prenant systématiquement la moyenne ou la médiane de canaux adjacents pour chaque terme du rapport.

(2) elle ne permet pas de distinguer des bandes d'absorptions qui se chevauchent.

Les différents critères spectraux développés durant cette thèse seront décrits au fur et à mesure des besoins de l'étude dans les chapitres 3 et 4.

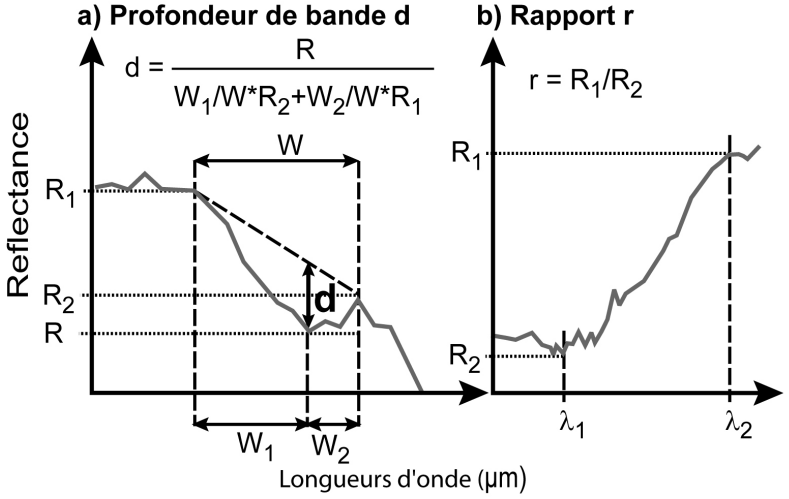

FIGURE 2.8 – Définition des critères spectraux. a) Calcul de la profondeur de bande d. W correspond à la largeur de la bande d'absorption, W_1 correspond à la largeur entre l'épaulement gauche et le centre de la bande, et W_2 correspond à la largeur entre l'épaulement droit et le centre de la bande. De même, R, R_1 et R_2 représentent respectivement les valeurs de réflectance au centre, sur l'épaulement gauche et sur l'épaulement droit de la bande d'absorption. b) Rapport spectral où R_1 est la réflectance à la longueur d'onde λ_1 et R_2 la réflectance à la longueur d'onde λ_2.

2.1.4.2 Le modèle de mélange linéraire (ou SMA)

Comme il a été décrit précédemment, les surfaces géologiques naturelles sont généralement composées de mélanges de minéraux. Un spectre acquis sur une surface planétaire depuis l'orbite sera donc une combinaison complexe de spectres de tous les composants minéralogiques présents dans le pixel observé. L'un des problèmes majeurs dans l'interprétation minéralogique des surfaces planétaires est donc d'extraire les composants individuels de l'ensemble du spectre de mélange.

Si, dans la réalité, les matériaux de surface sont souvent mieux représentés par des mélanges intimes de minéraux, il est mathématiquement beaucoup plus simple de les modéliser comme des mélanges surfaciques, qui correspondent à la juxtaposition de surfaces homogènes. Dans le cas d'un mélange surfacique (ou linéaire), le spectre du mélange est

en effet représenté par une combinaison linéaire des spectres des différents consituants, pondérés par l'aire couverte par chacun de ceux-ci à l'intérieur d'un pixel.

Afin d'essayer d'extraire les différents constituants responsables de la forme globale du spectre, un modèle de mélange appelé MELSUM (« Multiple-Endmember Linear Spectral Unmixing Model ») et développé par Combe *et al.* (2008) a été utilisé durant cette thèse. Ce modèle, basé sur une inversion par minimisation des moindres carrés, cherche automatiquement la meilleure combinaison linéaire de spectres de laboratoire de minéraux purs permettant de reproduire un spectre observé. Par exemple, sur la Fig. 2.9, le spectre OMEGA est modélisé par la combinaison des spectres de goethite, de kiesérite, et de ferrihydrite. La bibliothèque spectrale de minéraux purs utilisée en entrée contient les éléments représentatifs des grandes familles de minéraux décrits par Crowley *et al.* (2003), Combe *et al.* (2008) et Le Deit *et al.* (2008). Cette bibliothèque peut être ajustée au fur et à mesure de l'étude. Par exemple, si dans le cas de la Fig. 2.9, le modèle trouve de la kiesérite, il est par la suite possible d'ajouter d'autres sulfates monohydratés dans la bibliothèque afin d'analyser quel élément de ce groupe permet au mieux la reproduction du spectre mesuré.

Le MELSUM contient plusieurs améliorations par rapport aux modèles de mélanges linéaires développés auparavant (Adams *et al.*, 1986; Boardman, 1989; Ramsey et Christensen, 1998; Roberts *et al.*, 1998). En particulier, l'originalité du MELSUM est d'inclure dans sa bibliothèque spectrale trois spectres artificiels comprenant : un spectre plat, permettant de prendre en compte les variations d'albédo de la surface (qui peuvent, entre autres, être dues aux effets d'ombres), et deux spectres à pente positive et négative, permettant de prendre en compte les variations de pente du continuum (qui peuvent être dues aux variations photométriques ou à la taille des grains). En général, le modèle est contraint à rechercher, parmi de multiples combinaisons, les trois minéraux permettant la RMS (« Root Mean Square ») la plus faible.

Les spectres de minéraux sélectionnés sont multipliés par un certain coefficient de mélange afin de les ajuster au spectre mesuré. Ce coefficient va donc représenter la contribution individuelle du spectre d'un minéral pur donné à la reproduction du spectre mesuré. Ce coefficient ne peut cependant pas être directement relié à une proportion absolue du constituant dans la roche. Il est également nécessaire de fixer une limite de détection, un faible coefficient de mélange étant généralement peu significatif. Des cartes de ces coefficients de mélange peuvent être réalisées pour chaque minéral de la librairie spectrale utilisée. Celles-ci permettent de vérifier la répartition et la cohérence spatiales de l'assemblage minéralogique déterminé par le modèle.

Pour chaque spectre sélectionné à la surface de Mars, le MELSUM peut donc extraire les minéraux permettant au mieux de reproduire la forme du spectre. Une composition minéralogique précise peut cependant être difficile à déterminer quand le niveau de bruit est trop important. De plus, plusieurs des bandes d'absorptions peuvent généralement être attribuées à plusieurs minéraux. Ce modèle permet donc généralement d'identifier la présence de certaines familles de minéraux, ainsi que de confirmer la plausibilité d'une combinaison de minéraux déterminée avec d'autres méthodes.

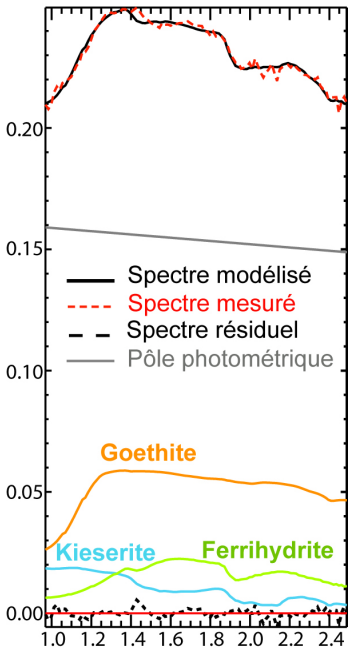

FIGURE 2.9 – Exemple de résultat obtenu avec le modèle de mélange linéaire MELSUM. Le spectre mesuré par l'instrument OMEGA est ici modélisé par un mélange de spectres de laboratoire de goethite, de kiesérite et de ferrihydrite.

2.1.4.3 La méthode des dérivées spectrales

La méthode des dérivées a été beaucoup utilisée sur les données hyperspectrales terrestres (Huguenin et Jones, 1986; Talsky, 1994; Tsai et Philipot, 1998; Louchard *et al.*, 2002; Verpoorter *et al.*, 2007; Verpoorter, 2009) mais n'a jusqu'à présent jamais été appliquée aux données martiennes. Cette méthode permet de déterminer la position précise en longueur d'onde de toutes les bandes d'absorption, y compris les plus faibles, et de séparer les bandes d'absorption qui se chevauchent. Ainsi, par exemple, Louchard *et al.* (2002) utilisent cette méthode pour extraire les bandes d'absorption relatives aux sédiments se trouvant dans une colonne d'eau. Cette technique présente l'avantage d'être indépendante de la forme du continuum et donc, de s'affranchir des effets induits par exemple par la taille des grains ou les variations de topographie ou d'illumination.

La méthode des dérivées est basée sur le principe que chaque bande d'absorption constitue un minimum local du spectre (Fig. 2.10). Or, si le spectre est dérivé une première fois, les minima et les maxima du spectre vont être égaux à 0, tandis que les inflexions du spectre deviennent des minima ou des maxima (Fig. 2.10). Grâce à cette dérivation, les centres des bandes d'absorption sont très faciles à repérer, car égaux à 0, mais indiscernables des épaulements de bandes qui deviennent également nuls. Le spectre est donc dérivé une seconde fois afin de pouvoir séparer les maxima des minima. Lors de la seconde dérivation, les minima deviennent donc des maxima, les maxima des minima, et les inflexions sont égales à 0 (Fig. 2.10). Par ce calcul relativement simple, il est donc possible d'effectuer une détection systématique des minima, maxima et inflexions locaux

dans un spectre de réflectance, y compris pour les bandes d'absorption les plus faibles et celles qui se chevauchent, et ceci indépendamment du signal de fond.

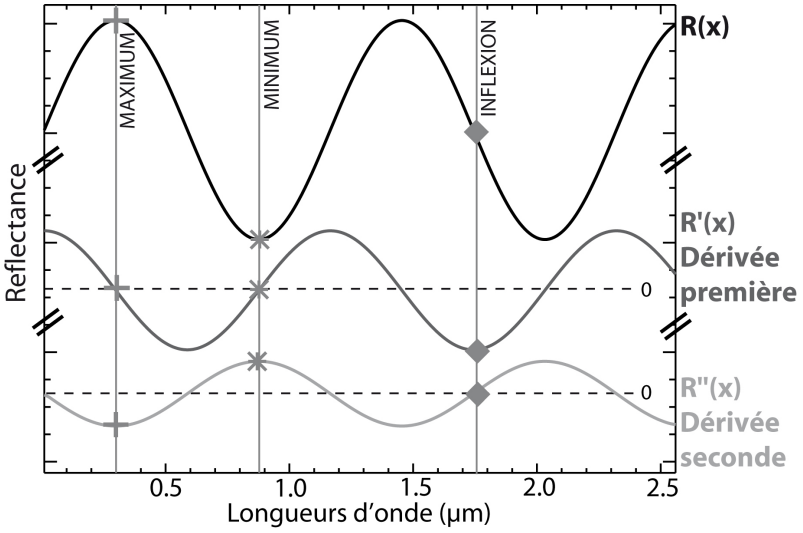

FIGURE 2.10 – Principe de la dérivation spectrale (Verpoorter *et al.*, 2007).

Verpoorter (2009) et Massé *et al.* (2010) ont adapté cette méthode de manière à détecter tous les minima locaux sur un cube hyperspectral et à produire des cartes de leur distribution géographique. L'algorithme détecte d'abord les longueurs d'onde de tous les minima locaux des spectres sur chaque pixel du cube. Pour chaque longueur d'onde identifiée, une carte de la distribution des pixels présentant un minimum à cette longueur d'onde est ensuite réalisée. Enfin, une carte de densité est produite pour chaque longueur d'onde identifiée, en comptant dans un kernel mobile (généralement 3x3), le nombre de pixels qui présentent un minimum local à cette longueur d'onde. Cette méthode a été adaptée aux données martiennes CRISM et OMEGA (Massé *et al.*, 2010).

Cette méthode est particulièrement efficace pour extraire la contribution des composants minoritaires dans un mélange. Par exemple, c'est principalement cette méthode qui a été utilisée pour extraire la composition des poussières piégées dans la glace (Chap. 4). En effet, la signature spectrale de la glace masque une grande partie des signatures spectrales des poussières. De plus, certaines bandes d'absorption des minéraux constituant la poussière, comme celles liées à l'hydratation, chevauchent les bandes principales de la glace et sont donc difficiles à détecter.

Le problème principal de cette technique est qu'elle est extrêmement sensible au bruit, qui forme lui-même de nombreux minima dans le spectre. Un seuil de détection peut être défini afin de s'affranchir des bruits les plus petits. Cependant, la définition d'un tel seuil peut aussi empêcher la détection des bandes d'absorption les plus faibles. La méthode des dérivées ne peut donc être utilisée qu'après avoir soumis les cubes hyperspectraux à un important pré-traitement de débruitage. La différence entre la détection du bruit et du véritable signal peut également se faire à postériori, à l'aide de l'observation des cartes obtenues, où les véritables signatures spectrales présenteront une bien meilleure cohérence spatiale que le bruit.

2.1.5 Comparaisons avec des données acquises en laboratoire et en milieu naturel

Afin d'identifier la nature des matériaux constituant la surface martienne, les spectres acquis par OMEGA et CRISM sont comparés à des spectres acquis sur des échantillons terrestres, et dont la composition est bien connue.

De nombreux auteurs ont acquis des spectres en laboratoire sur des minéraux purs (e.g., Crowley *et al.* (2003); Cloutis *et al.* (2006); Clark *et al.* (2007b)). Les échantillons utilisés sont en général très bien caractérisés chimiquement et minéralogiquement ce qui permet de connaitre les bandes d'absorption spécifiques d'une espèce minérale. Ces spectres sont donc comparés aux spectres acquis par les instruments martiens et peuvent être inclus dans les bibliothèques spectrales des modèles de mélange comme le MELSUM.

Les surfaces observées étant en général constituées de mélanges, il est donc aussi utile de comparer les spectres martiens à des spectres de mélanges acquis sur Terre et bien identifiés. Ces mélanges peuvent être, soit réalisés en laboratoire, soit correspondre à des surfaces naturelles.

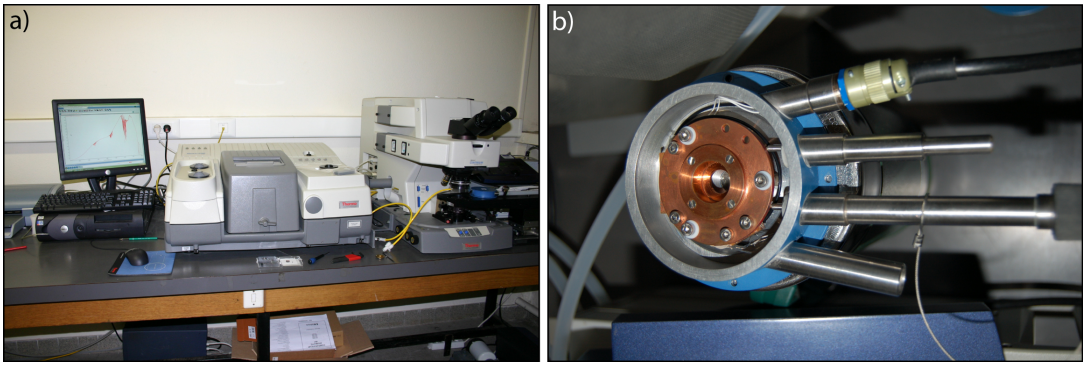

FIGURE 2.11 – a) Spectromètre infrarouge à transformée de Fourier (Nicolet 5700). b) Cryostat à refroidissement par azote liquide (MicrostatN, Oxford instrument).

Une grande partie de cette thèse portant sur les mélanges gypse-glace (Chap. 4), quelques expériences en laboratoire ont été menées afin de mieux comprendre le comportement spectral de ce type particulier de mélange. Ces expériences en laboratoire ont été réalisées dans des conditions environnementales proches de celles de Mars, et avec des mélanges de composition bien déterminée. Des grains de glace ont ainsi été produits en condensant de l'eau liquide sur une plaque de métal refroidie (Dupire *et al.*, 2009). La glace ainsi formée a été grattée à la surface de la plaque jusqu'à former des grains d'une taille comprise entre 500 et 600 μm. Ces grains ont ensuite été mélangés avec une poudre de gypse industrielle en des proportions variables (fabriquant : Merck Chemicals ; référence : 102,160 ; nom commercial : « calcium sulfate dihydrate precipited, chemical formula : $CaSO_4.2H_2O$; taille des grains : moins de 10 μm). Les échantillons ont ensuite été placés dans un cryostat à refroidissement à azote liquide (Fig. 2.11.b) reproduisant des conditions de température et de pression martiennes (150 K et 7 mbar). Les spectres de ces diffférents mélanges ont ensuite été mesurés par un spectromètre à transformée de

Fourier (Nicolet 5700, Fig. 2.11) qui effectue des mesures dans 4149 canaux spectraux répartis entre 1 et 5 μm. Les résultats de ces expériences sont présentés dans le Chap. 4.3 (Fig. 4.8).

Afin d'obtenir des spectres plus proches des conditions réelles, les spectres martiens peuvent également être comparés avec des spectres acquis dans des conditions naturelles sur Terre. Durant cette thèse, un spectroradiomètre ASD FieldSpec3 FR a été utilisé sur différents types de surfaces. Celui-ci permet l'acquisition de spectres sur 2151 canaux spectraux entre 0.35 et 2.50 μm. Des spectres ont en particulier été mesurés sur des surfaces de roches ignées plus ou moins altérées, ainsi que sur des oxydes de fer. Ces spectres sont actuellement toujours en cours d'analyse. Une mission en Islande a également permis l'acquisition de spectres sur des glaciers comportant des concentrations en poussières (majoritairement volcaniques) plus ou moins importantes (Fig. 2.12). Nous nous sommes rendus compte que ceux-ci sont cependant difficiles à comparer aux spectres mesurés sur la calotte polaire Nord de Mars, car les glaciers islandais comportent une grande quantité d'eau liquide. La quantité d'eau et les conditions de température sont donc peu comparables, et les réactions chimiques à l'intérieur du glacier induisent probablement la formation de minéraux très différents.

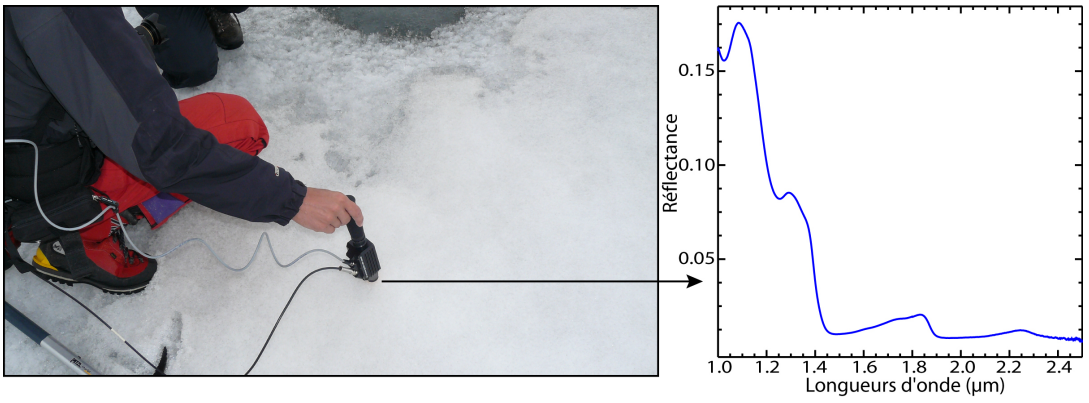

FIGURE 2.12 – Acquisition d'un spectre sur la glace du Vatnajökull (Islande) à l'aide du spectroradiomètre ASD FieldSpec3 FR.

2.2 Analyse morphologique

Différents types de données de télédétection sont à notre disposition pour analyser la morphologie de la surface martienne. L'utilisation conjointe de ces données permet de cartographier et de caractériser la géométrie des objets martiens, et d'essayer d'en déduire une histoire géologique des régions étudiées.

2.2.1 Données utilisées

2.2.1.1 Les données altimétriques MOLA

MOLA (« Mars Orbiter Laser Altimeter » est un altimètre laser embarqué à bord de la sonde MGS (« Mars Global Surveyor »). Cet intrument a fonctionné pendant 4 ans et demie et a permis d'obtenir la topographie complète de la surface de Mars.

L'altitude de la surface en chaque point de mesure est calculée à partir du temps mis par une impulsion laser infrarouge (à 1.064 μm) émise par la sonde, pour parcourir l'aller-retour entre la sonde et la surface. La précision verticale de mesure est estimée à 1 m (Smith *et al.*, 2001a), mais l'incertitude de l'aréoïde peut entraîner une erreur de $\sim$3 m sur la donnée de l'altitude moyenne à un point donné. Les orbites MGS étant quasi-polaires, les profils altimétriques acquis par MOLA présentent donc une direction globalement Nord-Sud. Chaque profil est constitué d'un point de mesure tous les 300 m.

Près de 671 millions de points de mesure ont ainsi été acquis. Par l'interpolation de ces points de mesure sur une grille de pixels, des modèles numériques de terrain (ou MNT) ont été établis à différentes résolutions spatiales. Après avoir éliminé les données aberrantes, les points de mesure sont moyennés lorsqu'il en existe plusieurs sur un même pixel, et interpolés quand un pixel est vide. L'orbite de MGS étant quasi-polaire, la densité de points est plus importante aux pôles qu'à l'équateur. Ainsi, la résolution des MNT est au maximum de 460 m/pixel à l'équateur (exemple sur la Fig. 2.13.a), et de 115 m/pixel aux pôles.

2.2.1.2 Les données spectrales TES

L'instrument TES (« Thermal Emission Spectrometer ») est embarqué à bord de la sonde MGS et comprend trois spectromètres différents : un interféromètre fonctionnant dans l'infrarouge entre 5.8 et 50 μm, un radiomètre possédant un canal unique entre 0.3 et 2.9 μm, et un bolomètre thermique fonctionnant entre 5.1 et 150 μm (Christensen *et al.*, 1992). L'ensemble de ces instruments permet d'obtenir des informations sur l'albédo, la composition minéralogique et l'inertie thermique des surfaces observées, à une résolution d'environ 3 km/pixel (Mellon *et al.*, 2000; Christensen *et al.*, 2001a; Putzig et Mellon, 2007b).

La résolution spectrale de ces données étant beaucoup moins importante que celle de OMEGA ou CRISM, et l'instrument enregistrant l'émissivité de la surface et non pas la réflectance, TES n'a pas été utilisé dans un but de caractérisation minéralogique durant cette thèse. Cependant, d'un point vue géomorphologique, les données d'inertie thermique peuvent nous apporter d'importantes informations.

Les matériaux de surface peuvent en effet être caractérisés par des propriétés thermiques différentes, c'est-à-dire qu'ils se comportent différemment en fonction de leurs

caractéristiques physiques à une température donnée. On définit alors l'inertie thermique comme la capacité de résistance des premiers centimètres de surface à une variation de température. Celle-ci varie en fonction de la lithologie, du degré d'induration, de la taille des grains ou de la proportion de roche par rapport au sable ou à la poussière (Mellon *et al.*, 2000). Ainsi, plus l'induration et/ou la granulométrie du matériel en surface va augmenter, plus ce matériel va garder la chaleur accumulée pendant le jour, et plus la température du sol durant la nuit et son inertie thermique vont être importante.

Pour chaque observation TES, cette valeur d'inertie thermique peut être dérivée à partir des températures de brillance spectrale et bolométrique (Mellon *et al.*, 2000; Putzig *et al.*, 2005) en utilisant un modèle thermique de la surface et de l'atmosphère qui varie en fonction des saisons, de l'heure du jour, de la latitude, de la pression en surface et de l'opacité de la poussière (Mellon *et al.*, 2000). Les valeurs d'inertie thermique sont exprimées en $J.m^{-1}.K^{-1}.s^{-1/2}$.

2.2.1.3 Les images MOC

La caméra MOC (« Mars Observer Camera ») est embarquée à bord de la sonde MGS. Elle est constituée de trois caméras différentes, fonctionnant toutes sur un mode de balayage « pushbroom » (Malin *et al.*, 1992; Malin et Edgett, 2001).

La première caméra (« MOC narrow angle camera ») possède un petit angle d'ouverture et une haute résolution spatiale de 1.4 m/pixel (exemple sur la Fig. 2.13.f). Les images ainsi acquises couvrent une surface comprise entre 2.8 km x 2.8 km, et 2.8 km x 25.2 km.

Les deux autres caméras (« MOC wide angle cameras ») fonctionnent avec un large angle d'ouverture et permettent donc l'acquisition d'images à plus faible résolution mais qui couvrent une surface plus importante. Ainsi, les images à moyenne résolution ($\sim$250 m/pixel) couvrent des surfaces de plusieurs centaines de kilomètres de côté, tandis que les images à basse résolution (au minimum 7.5 km/pixel) permettent d'observer toute la planète. Ainsi, les images collectées par les caméras MOC permettent une étude morphologique de la surface de Mars à la fois locale à haute résolution, régionale à moyenne résolution ou globale à basse résolution.

2.2.1.4 Les images THEMIS

THEMIS (« Thermal Emission Imaging System ») est un imageur multispectral permettant d'analyser la morphologie, les variations latérales de composition, et les proprités physiques de la surface martienne. Cet instrument possède neuf canaux dans l'infrarouge thermique entre 6.8 et 14.9 μm, et cinq canaux dans le visible et le proche infrarouge entre 0.42 et 0.86 μm.

Ces données permettent la réalisation de trois jeux d'images différents : les images infrarouges, à 100 m/pixel, acquises de jour ou de nuit (exemple sur la Fig. 2.13.c), et les images visibles, de 18 à 35 m/pixel (exemple sur la Fig. 2.13.b) (Christensen *et al.*, 2004a).

Les images infrarouges couvrent des surfaces d'environ 30 x 100 km, et sont utilisées pour étudier l'émissivité thermique et la morphologie de la surface. Comme les données TES, les images infrarouges de nuit permettent, en particulier, d'obtenir des informations sur l'inertie thermique de la surface. Ces images ont de plus l'avantage d'être à meilleure résolution que les données TES (100 m/pixel contre 3 km/pixel), autorisant ainsi une

analyse plus locale. Les images THEMIS infrarouges présentent une couverture complète de la surface martienne.

Les images THEMIS visibles couvrent des surfaces d'environ 18 x 53 km, et sont utilisées pour observer la morphologie de la surface. Elles présentent l'avantage de couvrir la quasi-totalité de la surface de Mars, autorisant ainsi une étude régionale à une relativement haute résolution spatiale. Elles constituent ainsi un bon intermédiaire entre les petites images à haute résolution, comme MOC et HiRISE, et les larges images à basse résolution, comme MOC.

2.2.1.5 Les images CTX

La possibilité d'une observation régionale à haute résolution apportée par les images THEMIS visibles est peu à peu remplacée par l'utilisation des images CTX (« Context Camera »).

CTX est un instrument embarqué à bord de la sonde « Mars Reconnaissance Orbiter ». Cette caméra fournit des images dans le visible (0.5-0.7 μm) de 30 km de largeur pour 40 km de longueur, avec une résolution spatiale comprise entre 5 et 6.5 m/pixel selon l'altitude de la sonde (exemple sur la Fig. 2.13.d) (Malin *et al.*, 2007).

Si les données CTX ne permettent pas encore une couverture complète de la planète, elles présentent un grand intérêt pour effectuer une cartographie à l'échelle régionale et à haute résolution.

2.2.1.6 Les images HiRISE

La caméra HiRISE (« High Resolution Imaging Science Experiment ») est embarquée à bord de la sonde MRO et fournit des images de la surface martienne à la plus haute résolution spatiale existante.

HiRISE acquiert des images d'environ 6 km de largeur pour une résolution spatiale comprise entre 0.25 et 1.3 m/pixel, permettant ainsi de résoudre des objets dont la taille est inférieure à 1 m (exemple sur la Fig. 2.13.e) (McEwen *et al.*, 2007). La partie centrale (d'environ 1.2 km de largeur) de ces images peut être représentée en fausses couleurs grâce à des filtres bleu-vert (400 à 600 nm), rouge (550 à 850 nm), et proche infrarouge (800 à 1000 nm). Environ 20 % de chaque image HiRISE est donc disponible en fausses couleurs dans un mode IRB (rouge=proche infrarouge, vert=rouge, et bleu=bleu-vert) ou RGB (rouge=rouge, vert=bleu-vert, et bleu=bleu synthétique).

De nombreuses images HiRISE ont été acquises par paires afin de réaliser des MNT à haute résolution par stéréographie. Ces MNT possèdent une résolution spatiale de 1 m et une précision verticale de 25 cm (McEwen *et al.*, 2007).

La haute résolution de ces images permet une étude géomorphologique détaillée d'une surface donnée. Cependant, leur petite taille n'a permis, pour l'instant, qu'une couverture d'environ 1 % de la planète, et n'autorise qu'une analyse très locale. La description complète de la géométrie d'une région donnée ne peut donc s'obtenir que par la corrélation des différentes données décrites ci-dessus.

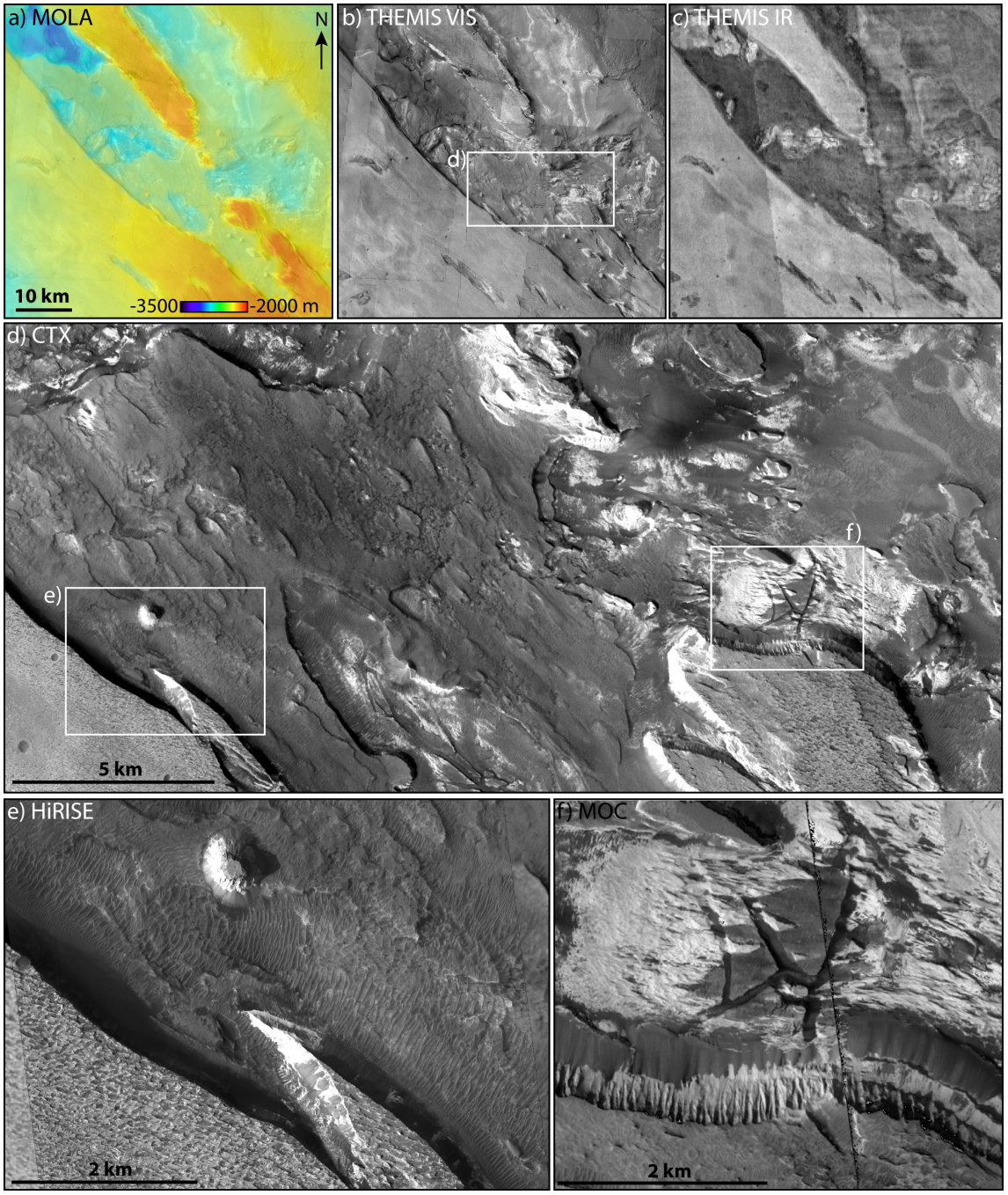

FIGURE 2.13 – Images à différentes résolutions acquises sur Aram Chaos. a) MNT MOLA à 460 m/pixel. b) Mosaïque d'images THEMIS visibles à 18 m/pixel. c) Mosaïque d'images THEMIS infrarouges de nuit à 100 m/pixel. d) Image CTX à 5 m/pixel (localisée sur la Fig. b). e) Image HiRISE à 0.25 m/pixel (localisée sur la Fig. d). f) Mosaïque de deux images MOC à 1.4 m/pixel (localisée sur la Fig. d).

2.2.2 Méthodes d'analyse

2.2.2.1 Géoréférencement et mosaïquage des images orbitales

Afin de corréler les différentes informations, morphologiques et minéralogiques, apportées par les données décrites précédemment, ces différentes images ont été assemblées sous un Sytème d'Information Géographique (ou SIG). Un SIG est un logiciel qui permet de gérer, d'analyser et d'éditer plusieurs types de données dans un espace géoréférencé. Ces données se présentent sous la forme de couches reliées entre elles par leur appartenance au même espace géographique. Durant cette thèse, c'est le logiciel ArcGIS qui a été utilisé pour créer un SIG martien. Les SIG ainsi créés sont tous géoréférencés dans le système Mars_2000_sphere qui correspond à un système sphérique de rayon 3396.19 km (Seidelmann *et al.*, 2002). La projection choisie est équirectangulaire pour l'étude des terrains chaotiques, et polaire stéréographique pour l'analyse de la calotte polaire Nord.

Les différentes données martiennes utilisées sont accessibles, lorsqu'elles sont publiques, sur plusieurs sites internet répertoriés dans l'annexe A. Afin de pouvoir les insérer dans le SIG, ces images doivent être géoréférencées et projetées. Certaines images peuvent être directement fournies sous cette forme, comme les images THEMIS VIS ou HiRISE. Les autres doivent être traitées par l'utilisateur. Chacun de ces types de données étant fourni sous des formats et à des stades de traitement différents, le géoréférencement et la projection des images peuvent être complexes, et nécessitent l'utilisation de moyens variés. Certaines équipes fournissent les logiciels nécessaires au traitement de leurs données et, dans le cas contraire, c'est le logiciel ISIS, spécifiquement dédié aux traitements des images 2D et 3D des missions planétaires, qui est utilisé. Les différentes manipulations nécessaires pour intégrer les images martiennes géoréférencées et projetées dans un SIG sont décrites dans l'Annexe A. Après l'insertion des données sous ArcGIS, des décalages peuvent cependant subsister entre les images et peuvent être gênants pour l'interprétation des données. Le logiciel ArcGIS permet alors de réajuster les images entre elles à l'aide de points de calage définis manuellement pas l'utilisateur.

Les différentes données insérées sous le SIG sont mosaïquées et assemblées de manière à ce que les images à plus haute résolution se retrouvent sur les couches supérieures.

2.2.2.2 Interpétation et cartographie géologique

La corrélation des images à plus ou moins haute résolution, ainsi que des données obtenues à partir des imageurs hyperspectraux, permet de distinguer des unités géologiques, présentant des caractéristiques morphologiques et minéralogiques bien distinctes. Une fois ces unités définies, celles-ci peuvent être cartographiées à l'aide du logiciel ArcGIS de manière à obtenir des cartes géologiques interprétatives. De nombreux outils sont ensuite disponibles afin de mesurer des grandeurs tels que la longueur, le périmètre ou l'aire des surfaces ainsi tracées et d'en réaliser une étude statistique.

La corrélation des images en deux dimensions avec les données topographiques permet également d'obtenir une vision en trois dimensions des objets observés. Ainsi, il est possible d'obtenir à partir du MNT MOLA initial, des cartes en courbes de niveau, des cartes en relief ombré ou de tracer des profils topographiques. Ces données topogra-

phiques peuvent tout d'abord permettre de placer les unités géologiques définies précédemment sur une échelle stratigraphique. Des coupes géologiques peuvent ensuite être réalisées à partir des profils topographiques et de la carte géologique. La compatibilité entre la carte et les coupes permet de vérifier que les unités identifiées sont géologiquement possibles en trois dimensions. La réalisation de cartes géologiques et des coupes correspondantes permet aussi de déduire une histoire géologique plausible pour la région étudiée. La corrélation entre les données d'imagerie et de topographie permet enfin de bien caractériser la géométrie de certains objets et d'essayer d'en déduire leur origine et les différents processus qui les ont modelés.

2.2.2.3 Comparaisons avec des analogues terrestres

Si les données planétaires à notre disposition sont de plus en plus précises, il reste cependant difficile d'interpréter les différentes morphologies observées sans se rapporter à ce que l'on connait déjà : la surface terrestre.

La compréhension des processus à l'origine des différentes formes observées sur Mars peut donc passer par la recherche d'objets similaires à la surface de la Terre. Si ceux-ci sont facilement accessibles il est alors possible de réaliser des observations et des analyses in-situ afin de mieux comprendre les phénomènes mis en jeu.

Le sujet de cette thèse portant sur les sulfates martiens et, plus particulièrement, sur leur lien potentiel avec les glaciers actuels ou anciens, l'observation d'analogues terrestres s'est particulièrement concentrée sur l'étude des morphologies glaciaires et périglaciaires.

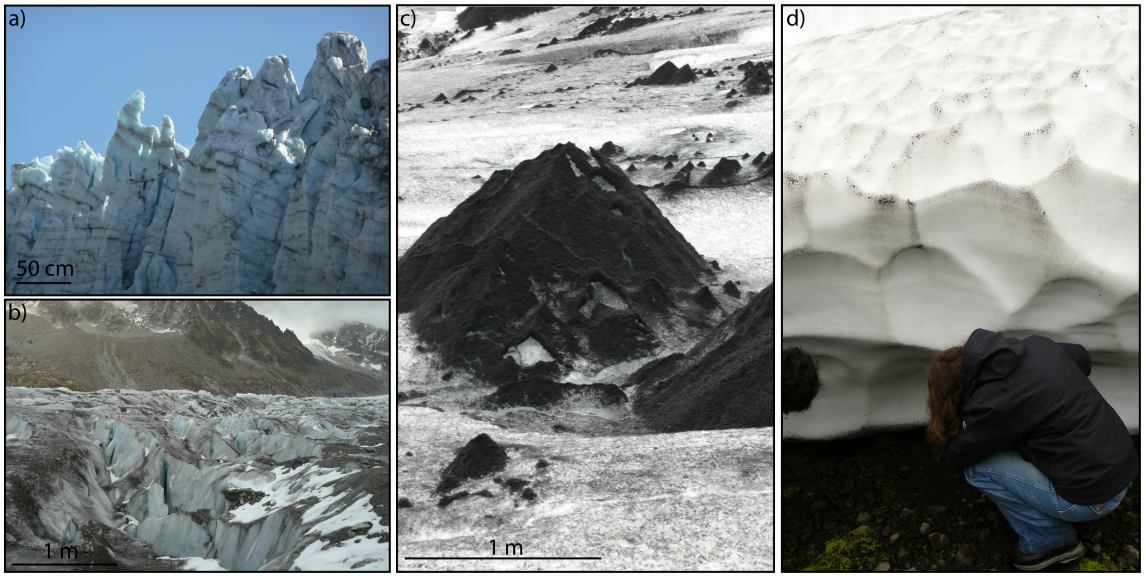

FIGURE 2.14 – Formations glaciaires observées sur Terre. a) Couches de glace plus ou moins enrichies en poussière ; glacier d'Argentière, Alpes. b) Accumulation de débris en surface après ablation de la glace (till d'ablation) ; glacier d'Argentière, Alpes. c) « Dirt cones » ; Solheimajökull, Islande. d) « Sun cups », ou cupules d'ablation, avec accumulation de la poussière sur les arêtes ; bordure Nord de Vatnajökull, Islande.

Si des morphologies similaires à celles de Mars peuvent être trouvées sur Terre, celles-ci se sont cependant probablement formées sous des conditions climatiques différentes. Du point de vue de la température et du taux de précipitation annuel, l'Antarctique constitue actuellement le meilleur analogue martien trouvé sur Terre (Anderson *et al.*, 1972; Marchant et Head, 2007). L'Antarctique est cependant difficile d'accès et implique de couteuses missions.

Durant cette thèse, deux principales missions de terrain ont été réalisées, la première sur les glaciers alpins dans la vallée de Chamonix, et la seconde en Islande, principalement sur la bordure Nord du Vatnajökull. L'Islande est particulièrement bien adaptée pour l'étude des morphologies formées à partir de l'interaction entre les glaciers et le volcanisme. Si l'étude spectroscopique s'est révélée infructueuse dans le cas de l'Islande, ces deux missions ont fourni des éléments de compréhension très importants du point de vue de la morphologie et de l'interaction entre la glace et les sédiments. Les observations réalisées dans ces deux zones se sont concentrées sur l'interaction entre les poussières piégées dans les glaciers et la glace elle-même (exemples sur la Fig. 2.14). Par exemple, les processus d'ablation de la glace, par fonte ou par sublimation, entraînent la libération des poussières et forment des morphologies spécifiques qui ressemblent à celles qu'on observe sur la calotte polaire Nord de Mars. Les observations faites dans les Alpes et en Islande nécessitent cependant d'être adaptées aux conditions martiennes. En effet, si, dans ces régions terrestres, l'ablation de la glace se fait majoritairement par la fonte, sur Mars, c'est plutôt la sublimation qui domine.

En-dehors de ces missions de terrains, les différents résulats obtenus par l'étude de la surface martienne ont été comparés aux nombreuses études minéralogiques et morphologiques réalisées sur Terre et disponibles dans la littérature.

Conclusion

Deux principaux types d'informations peuvent être apportés par les différentes données utilisées :

- des informations minéralogiques grâce aux données de spectro-imagerie fournies par les instruments OMEGA et CRISM.

- des informations sur la morphologie des objets observés à la surface de Mars grâce aux données topographiques fournies par MOLA, aux données d'inertie thermique fournies par TES et THEMIS, et aux différentes images à plus ou moins haute résolution MOC, THEMIS, CTX et HiRISE.

Les informations minéralogiques comme morphologiques sont disponibles pour différentes étendues spatiales et à différentes résolutions. Tout au long de cette thèse, plusieurs échelles spatiales seront ainsi utilisées. Les données à basse résolution et à grande extension spatiale (OMEGA, TES, MOC, THEMIS et CTX) vont ainsi permettre une analyse régionale. Ces études régionales sont complétées et affinées à l'aide des données à haute résolution (CRISM, MOC et HiRISE) à une échelle plus locale.

La corrélation entre ces différentes informations permet de suggérer une interprétation géologique plausible et cohérente dans les trois dimensions de l'espace. De plus, les deux types d'informations combinées peuvent apporter de fortes indications sur les conditions environnementales passées. En effet, les minéraux trouvés indiquent généralement des conditions de formation bien particulière. L'environnement suggéré par l'assemblage minéralogique peut être confirmé ou non par des indices morphologiques.

Les conditions de formation des minéraux et des objets trouvés à la surface de Mars sont principalement déduits de l'observation d'analogues terrestres ou d'expériences en laboratoire.

Chapitre 3

Les sulfates équatoriaux : Étude des terrains chaotiques

Des dépôts stratifiés riches en sulfates ont été trouvés dans trois principales régions situées à proximité de l'équateur martien : dans les canyons de Valles Marineris, sur les plaines de Meridiani et sur les terrains chaotiques.

Le mode de formation de ces dépôts, et des sulfates qu'ils contiennent, reste à ce jour très controversé (Chap. 1.3). La similitude de ceux-ci sur les trois régions principales tend à indiquer un mode de formation commun. Les canyons, les plaines, et les terrains chaotiques constituent pourtant des environnements de dépôts très différents situés à des altitudes diverses. Si chaque terrain séparément peut paraître plus propice à un mode de formation, celui-ci peut ne pas être du tout adapté pour les deux autres régions. L'étude conjointe des dépôts trouvés sur ces trois types de terrain, pourrait donc permettre de dégager un processus commun, capable de produire le même type de formation, sur une large étendue, et dans des environnements différents.

Les dépôts stratifiés de Valles Marineris et des plaines de Meridiani ont fait l'objet de nombreuses études. Ceux-ci correspondent en effet aux formations les plus remarquables, compte-tenu des surfaces (jusqu'à $\sim$300.000 km^2 pour Meridiani) et des épaisseurs (jusqu'à plusieurs kilomètre pour Valles Marineris) gigantesques sur lesquelles ils s'étendent. Les dépôts observés sur les terrains chaotiques ont été beaucoup moins étudiés (Gendrin *et al.*, 2005; Glotch et Christensen, 2005). Si ces formations sont moins impressionnantes que celles observées dans les deux autres régions, elles reposent cependant sur des terrains singuliers, dont aucun équivalent n'a été observé sur Terre. Leur étude pourrait donc apporter des contraintes supplémentaires sur le mode de formation des dépôts équatoriaux.

La première partie de ce chapitre donnera une vision globale des terrains chaotiques, ainsi que des problématiques qui en résultent. La deuxième partie consistera en une étude détaillée d'une région particulière de ces terrains chaotiques, appelée Aram Chaos. Cette analyse consistera tout d'abord en une étude régionale de ces dépôts à partir des données OMEGA. Les résultats obtenus seront ensuite confrontés aux données locales à haute résolution acquises plus tardivement durant cette thèse. Les observations effectuées dans la régions d'Aram Chaos seront finalement discutées et comparées aux autres terrains chaotiques dans une troisième partie.

3.1 Présentation de la zone d'étude

3.1.1 Les terrains chaotiques

A l'équateur, l'extrémité est de Valles Marineris s'élargit brutalement et laisse place à une vaste dépression topogaphique constituant les terrains chaotiques (Fig. 1.14). Ceux-ci s'étendent sur plusieurs centaines de kilomètres, entre les latitudes -10°S et +5°N et les longitudes 15° et 40° Ouest, dans deux principales régions adjacentes nommées Xanthe et Margaritifer Terra (Fig. 3.1). Ces régions sont constituées du plateau Noachien fortement cratérisé présent au sud de la dichotomie. Durant l'Hespérien, ce plateau s'est retrouvé considérablement modifié, et découpé sur près de 3 km de profondeur, par la formation des terrains chaotiques, dans les régions de Xanthe et Margaritifer Terra (e.g. Meresse *et al.* (2008)).

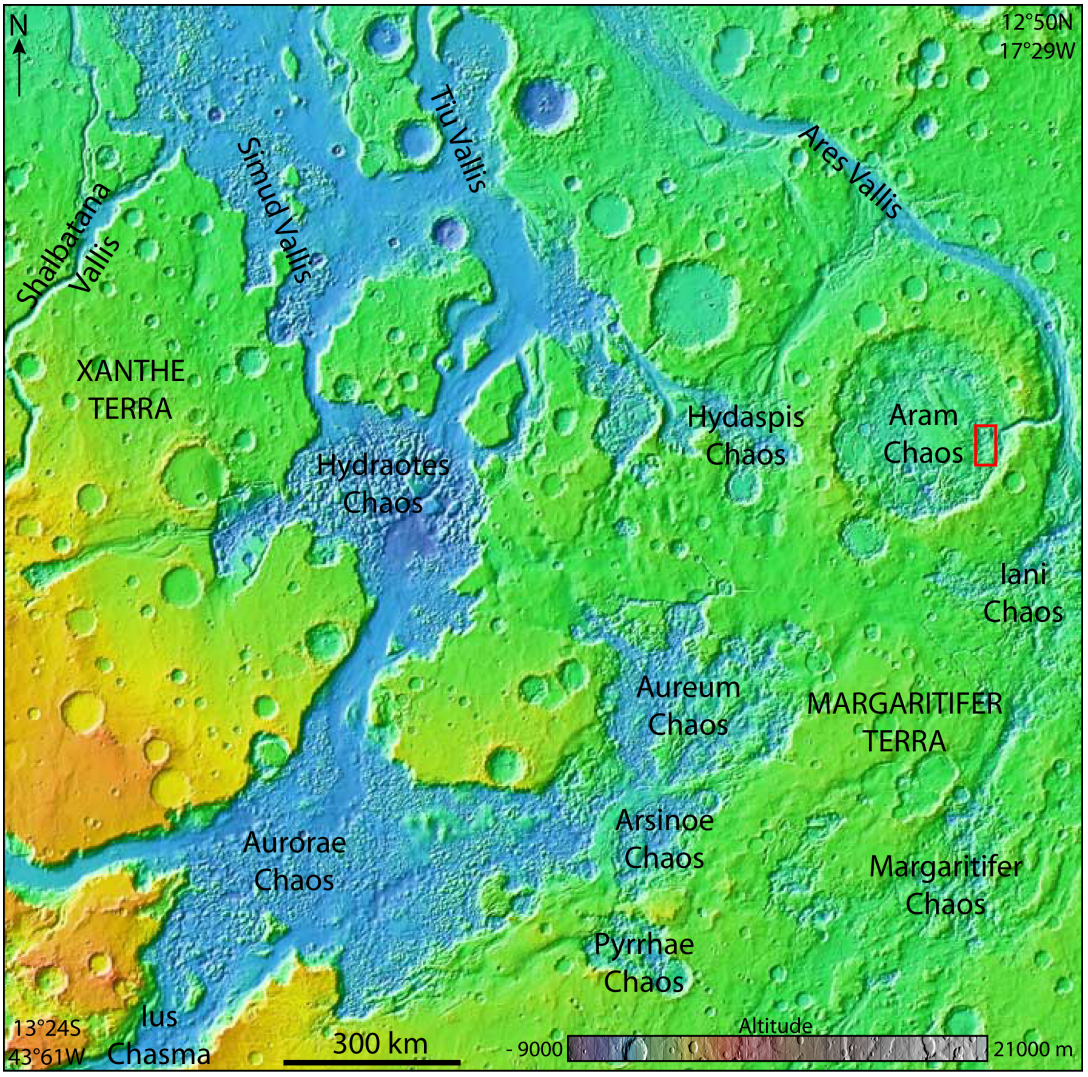

FIGURE 3.1 – Carte topographique MOLA de la région de Xanthe et Margaritifer Terra où se trouvent les terrains chaotiques. Le cadre rouge correspond à la localisation de la Figure 3.2.

Les terrains chaotiques portent particulièrement bien leur nom, et s'expriment par de nombreuses morphologies différentes. Ainsi, le plateau noachien semble avoir subi par endroits une subsidence formant des dépressions de plusieurs centaines de kilomètres de large, et dont le fond peut se trouver de 1 à 7 km au-dessous des plateaux environnants. Ce plateau est également recoupé par des fractures pouvant atteindre 100 km de long, et par de plus petites failles orthogonales délimitant des mesas à sommet plat, d'une dizaine de kilomètres de large (Fig. 3.2). Ces mesas et fractures découpent le plateau noachien tout en préservant sa surface. Le plateau noachien est cependant beaucoup plus dégradé par endroits, où il ne subsiste alors que sous la forme de buttes coniques (Fig. 3.2). Si certaines des dépressions formées par ces terrains sont isolées, la plupart sont reliées à d'importants chenaux de débâcle comme : Ares, Tiu, Simud et Shalbatana Vallis (Carr, 1980; Rodriguez *et al.*, 2006; Meresse *et al.*, 2008).

Malgré la grande diversité morphologique de ces terrains, il est toutefois possible de les classer suivant leur géométrie, leur forme et leur profondeur (Meresse *et al.*, 2008) :

Fracturation de plateau et subsidence régionale : Les terrains chaotiques situés à l'Est, nommés Iani et Margaritifer Chaos, sont moins développés et moins profonds que les autres, atteignant au maximum -3000 m d'altitude. Ces dépressions sont souvent isolées et leur limite avec le plateau est floue. Tout en étant très fracturés, les vestiges du plateau sont à la même altitude que le plateau environnant, et la subsidence est donc faible.

A l'Ouest, la morphologie des terrains chaotiques d'Aureum et d'Arsinoe Chaos est plus développée. La surface du plateau environnant est très fracturée, formant un réseau dense de mesas à sommet plat. La subsidence est également plus forte, et l'altitude des mesas décroît à partir de la périphérie des chaos avec une pente faible comprise entre 1.2 et 1.7°. Ces dépressions sont plus larges que les deux précédentes et atteignent une altitude de -4500 m. Le passage du plateau lisse aux terrains de plus en plus dégradés se fait progressivement.

Aram Chaos est une dépression circulaire de 280 km de diamètre, atteignant jusqu'à -4200 m d'altitude, et se trouvant ainsi à plus de 3 km en-dessous du plateau intact. Ses terrains ont donc subi une subsidence importante et sa forme circulaire est probablement héritée d'un cratère ancien sous-jacent (Glotch et Christensen, 2005). Ce cratère est relié au chenal d'Ares Vallis par un autre chenal, d'une centaine de kilomètres de long, d'une dizaine de kilomètres de large et de trois kilomètres de profondeur. La dégradation du plateau noachien se fait progressivement de la périphérie vers le centre du cratère (Fig. 3.7). Ainsi, en périphérie, on trouve de grandes fractures pouvant atteindre 100 km de long, quelques kilomètres de large et quelques centaines de mètres de profondeur. Le plateau se dégrade ensuite progressivement en de plus petites mesas qui évoluent vers de petites buttes coniques, de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres de large, situées au centre du cratère ainsi qu'à proximité du chenal (Fig. 3.2). Au centre du cratère on trouve aussi des terrains plus lisses, entaillés par de petites fractures peu profondes.

Les dépressions à grande échelle : Aurorae Chaos est une large et profonde dépression dont le sol est couvert de nombreuses buttes côniques. La base de la dépresssion atteint -4200 m d'altitude et la limite entre les chaos et le plateau est bien définie par de larges et abrupts escarpements. Des zones relativement lisses se voient également dans

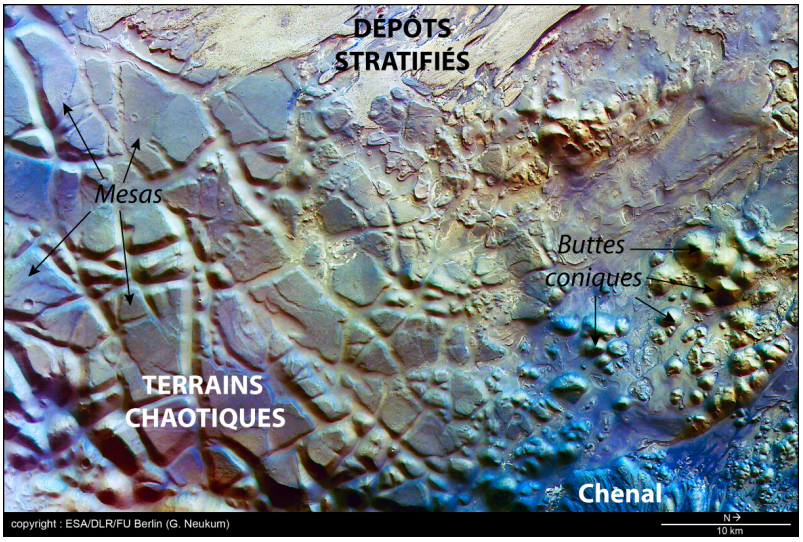

FIGURE 3.2 – Image HRSC en fausses couleurs des terrains chaotiques et des dépôts stratifiés d'Aram Chaos.

le fond de ces terrains. Aurorae Chaos se situe à la jonction entre quatres autres terrains chaotiques : Eos, Aureum, Hydraotes et Ganges Chaos.

Hydraotes Chaos est une dépression complexe située au centre des terrains chaotiques. Cette zone se situe à la jonction de trois chenaux et se trouve délimitée par de larges escarpements. A la différence des autres terrains, celui-ci comporte des mesas séparées par des vallées étroites. Ces mesas sont plus nombreuses et plus larges que celles de Aurorae, et présentent des pentes irrégulières à leur sommet.

Les terrains chaotiques correspondent aux toutes premières structures repérées sur Mars avec Mariner 6 (Sharp, 1973a; Carr, 1980). Ils constituent également l'une des surfaces les plus énigmatiques de Mars, en grande partie par le fait qu'aucun analogue terrestre satisfaisant n'a été trouvé jusqu'à présent. Le mode de formation de ces objets reste encore aujourd'hui très débattu.

Les terrains chaotiques étant situés à l'est du dôme de Tharsis et dans la continuation de Valles Marineris, on peut penser que l'activité structurale de Xanthe Terra est fortement influencée par cette proximité. Cette observation semble confirmée par l'alignement des contours des chaos avec les tendances structurales régionales et les lignes de faiblesse pré-existantes dues au bombement de Tharsis (Plescia et Saunders, 1982; Lucchitta *et al.*, 1994). La pré-fracturation de Xanthe Terra semble correspondre à un héritage tectonique dû au bombement de Tharsis. Les nombreux cratères d'impact et leurs réseaux de failles radiales et concentriques ont probablement également contribué à la formation des terrains chaotiques (Rodríguez *et al.*, 2005).

La formation des terrains chaotiques semble également étroitement reliée à celle des chenaux de débâcle qui y prennent leur source. L'une des hypothèses les plus évidentes est donc que des crues brutales, ayant pour sources les terrains chaotiques, aient entraîné la subsidence de ces terrains et la formation des chenaux de débâcle. Cette hypothèse comporte cependant quelques problèmes majeurs (Rodriguez *et al.*, 2005). Tout d'abord,

ces terrains étant datés à l'Hespérien, l'eau en surface devait être beaucoup moins stable qu'au Noachien. Avec des crues aussi importantes, ayant entraîné la formation des terrains chaotiques, on s'attendrait également à trouver des dépôts fluviatiles importants à l'aval des chenaux, ce qui n'est pas observé. Enfin, si on considère par exemple le chenal d'Ares Vallis, celui-ci présente une longueur de 1500 km sur 25 km de large en moyenne. Il semble alors que le volume incisé par le chenal est surdimensionné par rapport au volume de subsidence des reliefs chaotiques dont il est issu (Costard, 1990; Costard et Baker, 2001). L'une des explications les plus communément admises est que cette région était initialement pourvue d'un pergélisol. Le réchauffement du sous-sol aurait entrainé la fonte du pergélisol et les effondrements de terrain. Si le pergélisol était particulièrement riche en glace, la glace fondue aurait effectivement pu provoquer un affaissement important et peu de sédiments à transporter. La destabilisation de la cryosphère ou de l'aquifère présents en sous-sol est généralement attribuée à des processus volcaniques (Carr, 1979; Lucchitta *et al.*, 1994; Chapman et Tanaka, 2002; Wilson et Head, 2002; Chapman *et al.*, 2003; Rodriguez *et al.*, 2005; Meresse *et al.*, 2008). Cette hypothèse volcanique est étayée par l'observation de petits cônes volcaniques dans la région d'Hydraotes Chaos (Meresse *et al.*, 2008). Cette dernière observation amène à penser qu'un sill se serait mis en place sous la croûte préfracturée. Cette intrusion aurait entraîné une subsidence due à la rupture des aquifères et au dégel de la glace.

3.1.2 Les dépôts stratifiés

Des dépôts stratifiés, clairs, similaires à ceux trouvés dans Valles Marineris et sur Meridiani Planum, ont été trouvés principalement sur Aram, Iani et Aureum Chaos. Ces dépôts occupent une surface et un volume beaucoup moins importants que dans les deux autres régions, et leur épaisseur ne dépasse pas 1 km. Un volume de dépôt compris entre quelques dizaines et quelques centaines de km^3 a ainsi été mesuré dans la partie sud de Iani Chaos (Rossi *et al.*, 2008). Le volume occupé par ces dépôts est cependant difficile à évaluer compte-tenu du relief fortement perturbé sur lequel ils reposent.

Morphologie : Les dépôts reposant sur les terrains chaotiques sont clairs et finement stratifiés (Fig. 3.3). La stratification de ces dépôts n'est cependant pas tabulaire mais drape complètement le relief créé par les terrains chaotiques (Fig. 3.2). Ces formations semblent avoir été intensément érodées et montrent de nombreuses morphologies d'érosion éolienne. Ainsi, la surface des dépôts est par exemple sculptée par des rides et sillons tortueux, tous orientés dans une même direction (Fig. 3.3). Cette morphologie, appelée « caprock » par Catling et Moore (2003) se retrouve à la surface de la plupart des dépôts stratifiés trouvés dans les terrains chaotiques, mais n'a jamais été décrite sur les dépôts de Valles Marineris ou de Meridiani Planum.

Des différences de morphologie peuvent être observées entre les trois régions étudiées.

Aureum Chaos est centrée à 330°E-4.4°S et s'étend sur 295 km de largeur. Des dépôts stratifiés recouvrent les terrains chaotiques dans la partie centre-Nord de cette région. Ils ne constituent pas un unique objet cohérent mais forment de petites buttes dispersées et allongées selon une direction NO-SE. Celles-ci font en général une dizaine de kilomètres de long pour quelques kilomètres de large (Fig. 3.4).

Iani Chaos est centrée à 324°3E-2.0°S et s'étend sur 400 km de large. Il constitue la

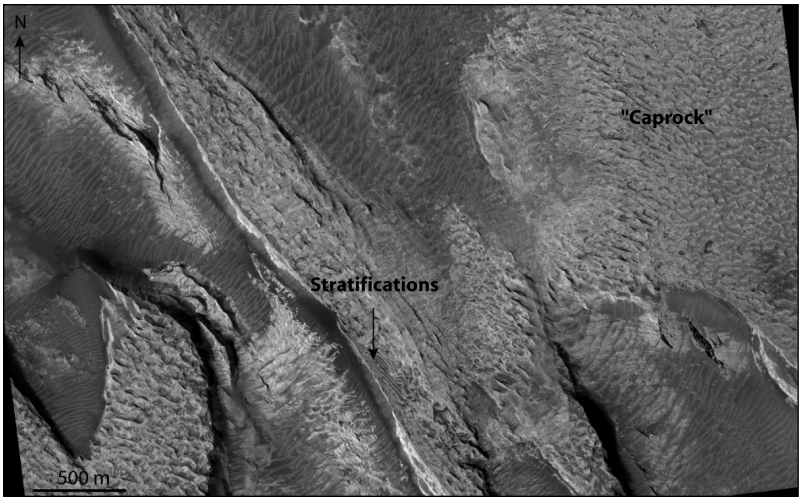

FIGURE 3.3 – Image HiRISE (ESP_013783_1820) des dépôts stratifiés d'Aram Chaos (Image localisée sur la Figure 3.5).

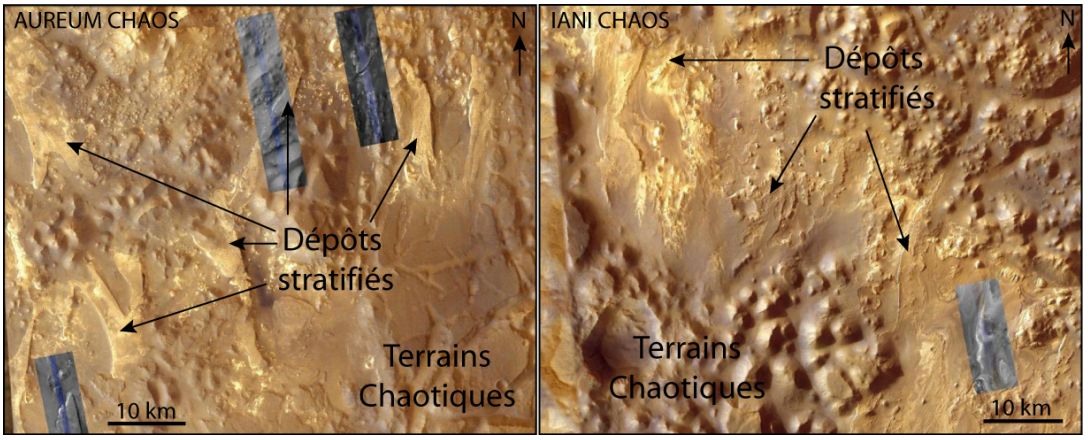

FIGURE 3.4 – Images MOC et HiRISE des dépôts stratifiés d'Aureum et Iani Chaos (Images localisées sur la Figure 3.5).

source primaire du chenal d'Ares Vallis. Les dépôts stratifiés de cette région consistent principalement en deux buttes principales d'une trentaine de kilomètres de long pour 10 km de large. Elles sont séparées d'une centaine de kilomètres sur lesquels on retrouve ces dépôts stratifiés sous la forme d'une couche plus ou moins lisse, drapant le fond des terrains chaotiques (Fig. 3.4).

Aram Chaos est centré à 338°E-2.5°N et s'étend sur 280 km de large. Ce cratère est lui aussi relié au chenal d'Ares Vallis. Les dépôts stratifiés trouvés dans Aram Chaos consistent eux, en un unique objet en forme de dôme, s'étendant jusqu'à 120 km de long pour une épaisseur maximale au centre de 900 m. Ce dôme a subi une érosion éolienne intense entraînant la formation de deux couloirs d'érosion éolienne qui le traverse (Fig. 3.7).

Minéralogie : Les premières études minéralogiques faites sur ces dépôts proviennent

de l'instrument TES. Celui-ci a montré une forte signature d'hématite sur les trois régions étudiées (Glotch et Christensen, 2005; Glotch et Rogers, 2007). Cette signature est particulièrement forte sur Aram Chaos et beaucoup plus faible sur Aureum (Fig. 3.5). La faible détection sur Aureum pourrait être due au fait que ces dépôts sont trop dispersés et trop petits pour être bien résolus par l'instrument TES.

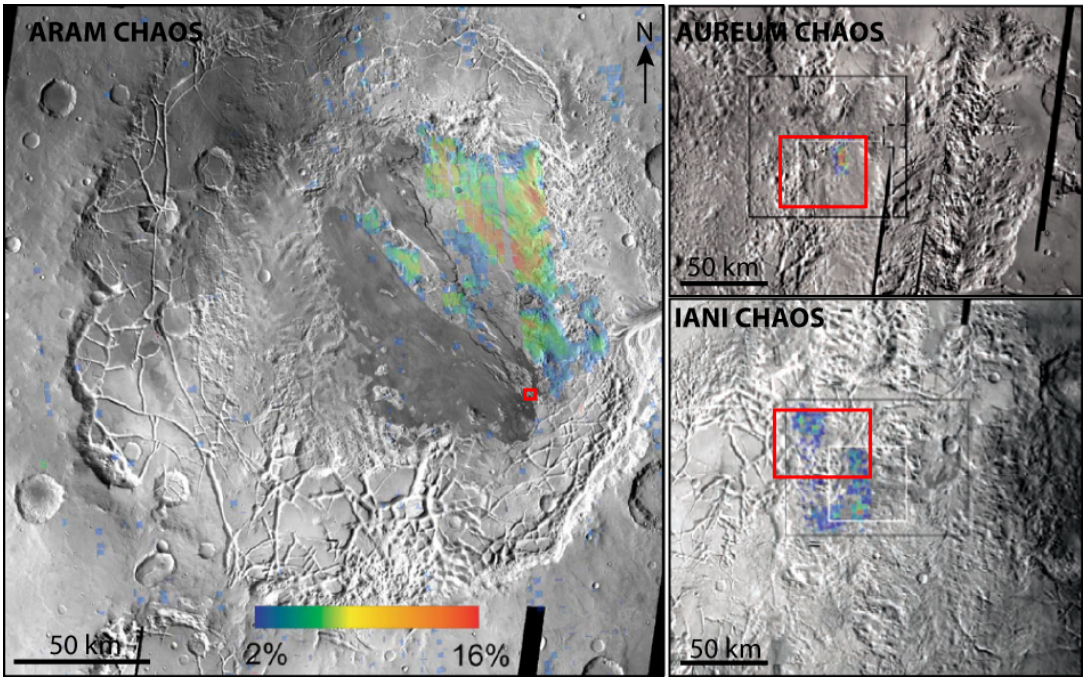

FIGURE 3.5 – Carte d'abondance en hématite dérivée des données TES sur les régions d'Aram, Iani et Aureum Chaos (Glotch et Rogers, 2007; Glotch et Christensen, 2005). Les cadres rouges correspondent à la localisation des Figures 3.3, pour Aram Chaos, et 3.4, pour Aureum et Iani Chaos.

Gendrin *et al.* (2005) ont ensuite réalisé une étude minéralogique de tous les dépôts équatoriaux grâce aux données du spectro-imageur OMEGA. Cette analyse montre qu'une signature de sulfate est associée à celle des oxydes de fer (Bibring *et al.*, 2007). Ainsi, les dépôts d'Aram Chaos semblent montrer des signatures de sulfates mono- (de type kieserite) et poly-hydratés (Fig. 3.6). Dans la région de Iani Chaos, c'est plutôt une signature de type gypse qui semble dominer (Fig. 3.6). Aucune signature de sulfate n'a été détectée sur Aureum Chaos, probablement pour les mêmes raisons que celles citées précédemment.

Datation : La datation de ces dépôts stratifiés est particulièrement difficile à effectuer par la méthode de comptage de cratères. En effet, leur morphologie montre qu'ils ont subi une importante érosion après leur dépôt. Les datations faites à partir du comptage de cratères ne pourront donc montrer que l'âge d'érosion et non l'âge de dépôt. Ces strates ont néanmoins été déposées en discordance sur les terrains chaotiques et leurs sont donc postérieures. Cette observation, et les quelques comptages de cratères réalisés sur ces dépôts, suggèrent que ceux-ci se seraient formés au milieu ou à la fin de l'Hespérien, soit $\sim$1 Ga

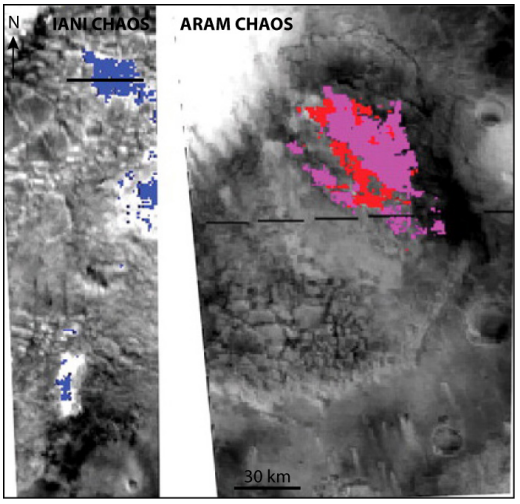

FIGURE 3.6 – Minéralogie des dépôts stratifiés de Iani et Aram Chaos dérivée des données OMEGA. Les couleurs bleu, rouge et rose indiquent respectivement des signatures spectrales proches du gypse, de la kiésérite, et de minéraux hydratés en général (Gendrin *et al.*, 2005).

après la formation des dépôts de Valles Marineris et de Meridiani (Glotch et Christensen, 2005; Glotch et Rogers, 2007).

La suite de ce chapitre se concentrera sur l'étude des dépôts stratifiés d'Aram Chaos. Ceux-ci constituent en effet le plus large et le plus cohérent des objets observés sur les trois régions. Ces dépôts ont également tout d'abord attiré notre attention car ils présentent la plus forte signature d'oxyde de fer observée dans toute la région équatoriale (Fig. 3.10). Sur cette formation, de larges couloirs d'érosion éolienne forment des falaises, qui constituent des coupes naturelles nous permettant d'accéder à la stratigraphie complète de ces dépôts.

Cette formation a tout d'abord été étudiée à grande échelle à l'aide des données OMEGA (Chap. 3.2). L'acquisition de nouvelles données à plus haute résolution par CRISM a ensuite permis d'affiner ces premiers résultats et de proposer une stratigraphie et une histoire géologique des dépôts trouvés dans Aram Chaos (Chap. 3.3).

3.2 Aram Chaos : Étude régionale basée sur les données OMEGA

L'étude régionale d'Aram Chaos à partir des données OMEGA a fait l'objet d'une publication dans « Journal of Geophysical Research » en 2008 (Massé *et al.*, 2008). Ce chapitre sera donc constitué de cet article, précédé d'un bref résumé en francais.

3.2.1 Résumé

Aram Chaos est un cratère de 280 km de diamètre centré à 2.5°N-338.5°E. Ce cratère semble avoir été recouvert par deux séquences sédimentaires :

- La première correspond au matériel constituant le plateau Noachien. Celui-ci a été intensément fracturé et dégradé dans la région d'Aram Chaos, formant ainsi des terrains dits « chaotiques ».

- Les terrains chaotiques sont surmontés par une deuxième formation en forme de dôme s'étendant sur un diamètre moyen de ∼125 km (Fig. 3.7). Ce dôme est constitué de dépôts stratifiés et clairs qui présentent une épaisseur allant de 0 à 900 m, de la périphérie vers le centre du dôme (Fig. 3.23). Ils montrent la plus forte signature d'oxydes de fer de tous les dépôts équatoriaux (Fig. 3.10). Deux couloirs d'érosion éolienne recoupent cette formation et permettent l'observation de l'ensemble de sa stratigraphie.

D'un point de vue morphologique, les dépôts stratifiés d'Aram Chaos ont été étudiés à partir des informations topographiques fournies par l'instrument MOLA, ainsi que par différentes images à plus ou moins haute résolution : THEMIS, MOC et HiRISE (Voir Chap. 2).

D'un point de vue minéralogique, différents critères spectraux adaptés aux signatures spectrales observées dans cette zone, ont été développés et appliqués aux données OMEGA (section 3.2.3.1, Fig. 3.9). Les surfaces naturelles étant constituées d'un mélange de minéraux, nous avons également utilisé un modèle de mélange linéraire développé par Combe *et al.* (2008). Ce modèle permet de reproduire un spectre de surface naturelle à l'aide d'un mélange linéaire de plusieurs spectres de minéraux purs acquis en laboratoire.

L'analyse spectrale et morphologique d'Aram Chaos a permis de distinguer 4 unités spectrales nommées SU (« Spectral Unit »).

- SU1 : C'est sur cette unité que d'importantes signatures d'oxydes de fer ont été détectées par l'instrument TES. Les données OMEGA confirment cette détection par la présence d'une forte remontée entre 0.9 et 1.3 μm, caractéristique de minéraux tels que l'hématite ou la goethite (Fig. 3.14). Cette signature est fortement corrélée à des bandes d'absorption typiques de minéraux hydratés, attribués soit à de la ferrihydrite (oxyhydroxyde), soit à de la schwertmannite (sulfate de fer) par le modèle de mélange.

Ces caractéristiques spectrales sont toujours trouvées sur des strates situées à une altitude intermédiaire du dôme, et visibles à l'intérieur des couloirs d'érosion éolienne (Fig. 3.22). La surface de ces couches montre donc des morphologies typiques d'érosion éolienne comme les yardangs (Fig. 3.18). Les dépôts stratifiés constituant cette unité sont recouverts par une couche de sédiments superficiels sombres pouvant former des dunes.

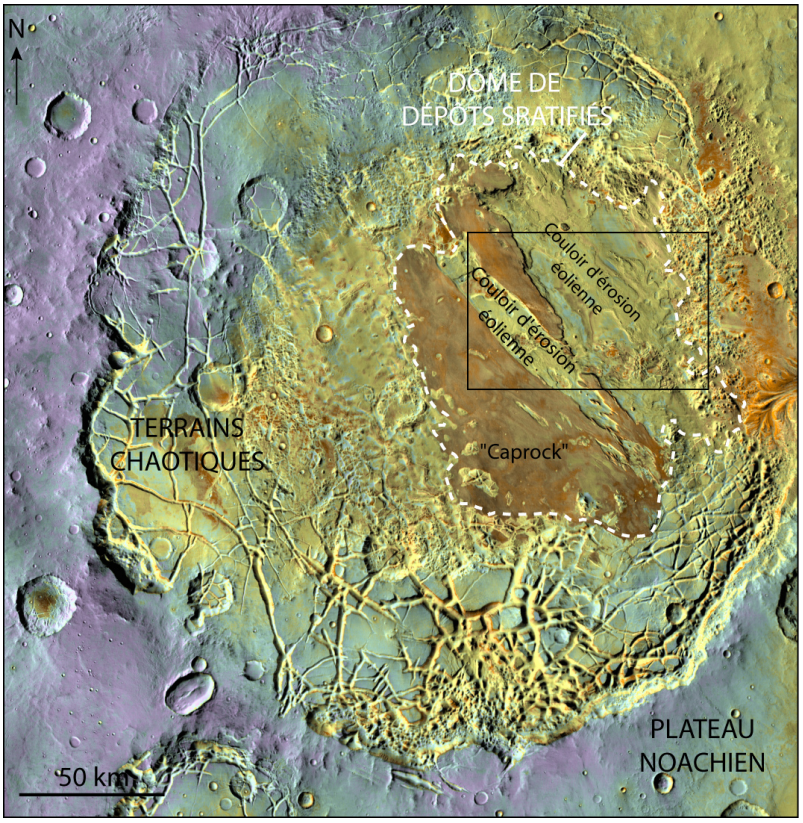

FIGURE 3.7 – Image HRSC en fausses couleurs d'Aram Chaos. La cadre noir correspond à la localisation de la Figure 3.25.

Ces sédiments superficiels sombres recouvrent des affleurements clairs, et beaucoup plus cohésifs, qui peuvent être apercus ponctuellement entre les dunes.

- SU2 : Cette unité montre les mêmes signatures d'oxydes de fer que l'unité SU1, quoique beaucoup moins fortes, mais avec une bande d'absorption supplémentaire à 2.1 μm. Cette bande d'absorption est typique des sulfates monohydratés tels que la kiésérite (sulfate de magnésium) ou la szomolnokite (sulfate de fer) (Fig. 3.16).

La SU2 correspond à la partie inférieure du dôme, visible dans les couloirs d'érosion éolienne (Fig. 3.22). Sa surface est également couverte de dunes sombres d'où provient probablement la signature d'oxyde de fer. Celles-ci alternent cependant avec de larges affleurements consolidés et clairs, auquels les signatures de sulfate monohydraté sont corrélées (Fig. 3.19). Bien que montrant également des traces d'érosion éolienne, le matériel constituant cette unité forme des surfaces plus lisses, et drapant les terrains chaotiques.

- SU3 : Cette unité présente, par endroits, des signatures similaires à celles observées dans la SU2 mais toujours beaucoup plus faibles (Fig. 3.14). Une importante partie de cette surface montre des spectres relativement plats, typiques de la poussière recouvrant la majorité du sol martien.

La SU3 correspond à la surface du dôme (Fig. 3.22), qui semble entièrement sculptée par des rides et sillons orientés NNO-SSE (Fig. 3.20). Les sillons creusés dans cet affleurement sont remplis de poussières. Les couloirs d'érosion entaillant cette unité révèlent cependant que celle-ci est constituée d'un affleurement clair semblable à celui observé

dans la SU2. Si le matériel constituant la partie supérieure du dôme semble similaire aux deux autres unités, la poussière recouvrant sa surface érodée ne permet pas d'en obtenir la minéralogie précise. La résolution de l'instrument OMEGA ne permet pas non plus de résoudre la composition des falaises bordant les couloirs d'érosion éolienne.

- SU4 : Cette unité correspond aux terrains chaotiques. Ceux-ci sont bien sous-jacents au dôme et apparaissent à travers des « fenêtres » dans les couloirs d'érosion, lorsque les dépôts constituant le dôme sont complètement érodés (Fig. 3.21). Cette unité montre des spectres quasiment plats, typiques de la poussière martienne (Fig. 3.14).

Les dépôts stratifiés d'Aram Chaos sont donc constitués d'un matériel clair riche en sulfate monohydraté et en oxydes de fer. Les signatures de sulfates sont toujours corrélées aux affleurements clairs, tandis que les signatures d'oxydes de fer les plus fortes se trouvent sur des dépôts superficiels sombres. Il semble donc que ces dépôts superficiels soient des résidus d'érosion du matériel clair observé dans la SU2. Cette hypothèse est renforcée par l'observation de cônes de débris sombres, ayant pour source les falaises claires dégagées par l'érosion éolienne, et alimentant les dunes observées sur la SU1 (Fig. 3.17). Ces dépôts paraissent donc très similaires à ceux de Meridiani, constitués d'affleurements clairs, riches en sulfate, et comportant des sphérules d'hématite. L'érosion de ces affleurements induit l'accumulation de ces sphérules en surface (Fig. 3.24).

D'un point de vue géochimique, des mesures en laboratoire montrent qu'un mélange d'hématite, de goethite et de ferrihydrite serait plausible et stable en surface (Chevrier et Mathé, 2007). La kiésérite est également thermodynamiquement stable à la surface de Mars (Freeman *et al.*, 2007).

Tous ces différents résultats ont permis de proposer une histoire géologique pour la formation des dépôts stratifiés d'Aram Chaos :

1. Le cratère est recouvert par une première formation géologique constituant les hauts plateaux noachiens.
2. Cette première formation est fracturée et dégradée, développant ainsi les terrains chaotiques. La surface de ces terrains semble recouverte de poussière et ne montre pas de signature spectrale évidente.
3. Une deuxième formation, stratifiée, présentant actuellement la forme d'un dôme, se met en place en discordance sur les terrains chaotiques. Cette formation est constituée d'un matériel clair, cohésif et granulaire contenant à la fois des sulfates et des oxydes de fer. La surface du dôme est mobilisée par des vents de direction ONO-ESE, pendant ou à la suite du dépôt, formant des structures d'érosion de type « sastrugi ». Cette surface sera ensuite recouverte de poussière.
4. Après sa mise en place, le dôme est entaillé en deux couloirs d'érosion éolienne par des vents provenant du NO. Dans ces couloirs, l'érosion des dépôts stratifiés clairs entraîne l'accumulation locale de grains résiduels sombres et enrichis en oxydes de fer.

Cette étude globale semble donc montrer une formation tout à fait similaire à celle observée par Opportunity sur Meridiani Planum.

Cette étude est détaillée dans la publication ci-après.

MINERALOGICAL COMPOSITION, STRUCTURE, MORPHOLOGY AND GEOLOGICAL HISTORY OF ARAM CHAOS CRATER FILL ON MARS DERIVED FROM OMEGA MARS EXPRESS DATA

M. Massé, S. Le Mouélic, O. Bourgeois, J.-Ph. Combe, L. Le Deit, C. Sotin, J.-P. Bibring, B. Gondet, Y. Langevin

Introduction : The TES thermal infrared spectrometer onboard Mars Global Surveyor provided the first clues about the mineralogical composition of the surface of Mars (Christensen *et al.*, 2001b). This instrument, working with a best spatial resolution of 3x3 km/pixel, revealed that very localized sites (Meridiani Planum, Aram Chaos, and a few small spots in Valles Marineris) display emissivity spectra consistent with the presence of ferric oxide deposits. The OMEGA visible and infrared imaging spectrometer onboard Mars Express, inserted into the Martian orbit in December 2003, has since then provided new constraints on the composition of the Martian surface. The spatial resolution of OMEGA ranges from 0.3 to 4 km/pixel, with a reflectance spectrum from 0.38 to 5.2 μm acquired for each pixel. The global analysis of this new data set also showed several spectral signatures of ferric oxides in Meridiani Planum, Aram Chaos, and Valles Marineris (Bargery et Wilson, 2006; Bibring *et al.*, 2007; Le Deit *et al.*, 2008). Global studies at medium spatial resolution also indicate the presence of sulfates in some of these areas, in association with ferric oxides (Gendrin *et al.*, 2005; Bibring *et al.*, 2007; Sefton-Nash et Catling, 2008).

The detection of ferric oxides and sulfates on Mars is of importance because their formation on Earth occurs under specific physical and chemical conditions, generally involving water (Chevrier et Mathé, 2007). Consequently, understanding the nature, composition, formation processes and environmental settings of the geological formations containing these minerals on Mars is fundamental to constrain the geological history and the climatic evolution of the planet.

The aim of this study is to describe in detail the mineralogical composition, the structure and the morphology of the Aram Chaos site, using high-resolution data, in order to constrain the geological processes and the history of its formation. In a first section, we briefly describe the geological setting of Aram Chaos and review previous studies of this crater. In a second section, we present the OMEGA data processing methods that were implemented. In a third section, the results of the mineralogical detection are presented and compared to the morphology deduced from high spatial resolution imagery. This work constrains an interpretation and a discussion of the geological history of Aram Chaos that concludes the article.

3.2.2 Geological setting

Aram Chaos is a Martian crater 280 km in diameter centered at 2.5°N and 338.5°E (Fig. 3.8). It is connected to the Ares Vallis outflow channel by a 15 km wide and 2.5 km deep gorge (Schultz *et al.*, 1982; Kraal *et al.*, 2006), which cuts across the eastern wall of the crater (Fig. 3.8). Global observations have revealed that this crater is filled by two successive geological sequences (Glotch et Christensen, 2005; Oosthoek *et al.*, 2007; Noe Dobrea *et al.*, 2008) : the older one corresponds to chaotic terrains, well-known here and

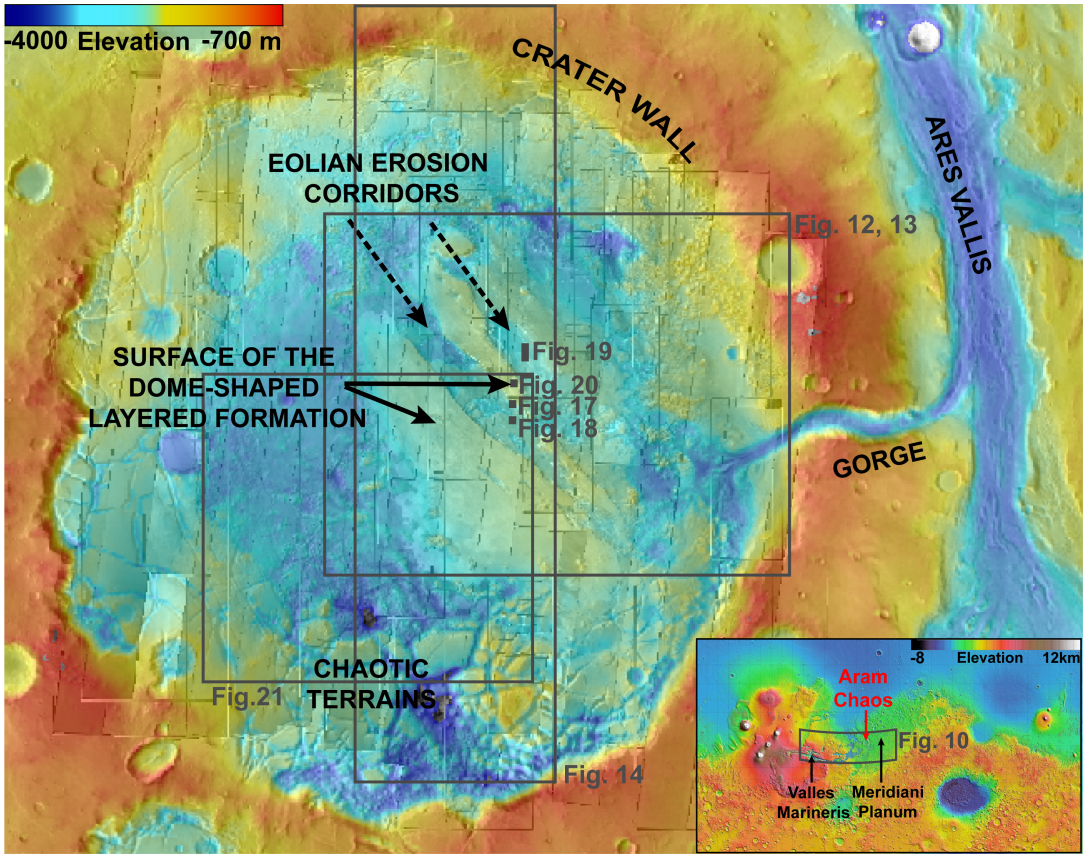

FIGURE 3.8 – Morphological map of Aram Chaos (superimposition of a MOLA DEM on a mosaic of visible THEMIS images). Locations of Figures 3.12, 3.13, 3.17, 3.18, 3.19, 3.20 and 3.21 are indicated by grey boxes. The inset indicates the location of Aram Chaos and of Figure 3.10 on a MOLA topographic map of Mars.

elsewhere on the Martian surface (Sharp, 1973b; Schultz *et al.*, 1982), with various polygonal fractures and mesas, whereas the younger one corresponds to a layered formation, which is presently dome-shaped and is located in the eastern central part of Aram Chaos (Fig. 3.8). Previous mineralogical studies based on TES data, concluded that spectral signatures of ferric oxides, attributed to crystalline gray hematite, are present on a single intermediate layer within this younger sequence (Christensen *et al.*, 2001b; Catling et Moore, 2003; Ormö *et al.*, 2004; Tanaka et Skinner, 2004; Glotch et Christensen, 2005; Oosthoek *et al.*, 2007). OMEGA data at medium spatial resolution revealed that some monohydrated sulfates, possibly kieserite, are also present at lower topographic levels within the dome-shaped formation, close to the ferric oxides unit (Gendrin *et al.*, 2005). It was therefore suggested that this dome-shaped formation is composed of various layers with different mineralogical compositions (Catling et Moore, 2003; Glotch et Christensen, 2005). In order to constrain more comprehensively and more precisely the geological processes and the history of this region, we use new high-resolution datasets to analyze the mineralogical composition, the structure and the morphology of Aram Chaos.

3.2.3 Data and Methods

3.2.3.1 Mineralogical composition

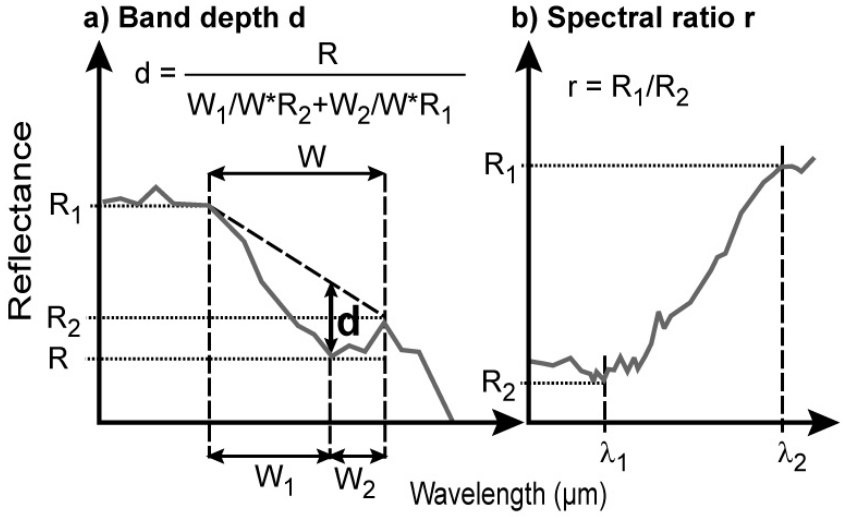

FIGURE 3.9 – Spectral criteria used in this study. a) Absorption band depth. W : width of absorption band ; W_1 : width between left shoulder and center of band ; W_2 : width between right shoulder and center of band ; R : reflectance at center of band ; R_1 : reflectance on right shoulder ; R_2 : reflectance on left shoulder. To improve the signal/noise ratio, R, R_1 and R_2 are computed as the averages of 1 to 4 adjacent OMEGA channels. b) Spectral ratio. R_1 : reflectance at wavelength λ_1 ; R_2 : reflectance at wavelength λ_2.

Data reduction : We investigated in detail the mineralogical composition of Aram Chaos using data acquired by the OMEGA imaging spectrometer (Bibring *et al.*, 2004). This instrument onboard Mars Express has completed a near global coverage of Mars since December 2003. It acquires hyperspectral images at a spatial resolution ranging from 300 m to 4 km per pixel. A spectrum is acquired in 352 spectral channels from 0.38 to 5.2 μm for each pixel of an image, thus producing data cubes. OMEGA is composed of three detectors : VNIR (Visible Near Infrared) between 0.38 and 1.05 μm, SWIR (Short Wavelength Infrared) between 0.93 and 2.73 μm, and LWIR (Long Wavelength Infrared) between 2.55 and 5.2 μm. Diagnostic spectral features in the visible and near infrared domains provide information on the mineralogical composition of the surface and on the atmosphere of the planet. We restricted our analysis to the spectral domain comprised between 0.4 and 2.6 μm. In this wavelength range, the solar reflected light dominates the spectrum, and the thermal emission is negligible (Gendrin *et al.*, 2005). We made a systematic study of all the data cubes covering Aram Chaos from the first orbit up to orbit 4200. Eight data cubes were acquired under poor atmospheric conditions (water ice clouds, atmospheric dust), and were therefore not included in the final mosaic. We used the following nine data cubes : scenes 0401_3, 0353_2, and 0434_3, which provide a nearly complete coverage of the crater at 1.5-6 km/pixel, and scenes 1326_1, 1337_1, 1337_2, 2240_3, 2262_3 and 2284_3 which have a spatial resolution of 0.6-1 km/pixel. OMEGA spectra are acquired remotely through the atmosphere. In order to extract the

spectral contribution of the surface only, the atmospheric spectral contribution is removed by using an empirical atmospheric transmission law derived from the ratio between two spectra acquired at the summit and the base of the Olympus Mons edifice, and scaled to the depth of the CO_2 band (Langevin *et al.*, 2005b).

Extraction of mineralogical information : The first data analysis method we use is based on five spectral criteria. These are either band depths or spectral ratios (Fig. 3.9). They are computed for each pixel of an OMEGA cube, and maps of each spectral criterion are then produced (Figure 3.12, which will be discussed later). This method allows us to identify specific mineralogical compositions and provides the spatial distribution of the corresponding minerals.

Absorption bands centered at 1.46 and 1.9 μm are characteristic of hydrated minerals such as hydrated oxides, polyhydrated sulfates and clays. We use two spectral criteria, $d_{1.46}$ and $d_{1.93}$, defined as follows, to measure the depth of these bands : (R(x) is the value of reflectance corresponding to the wavelength at x μm).

$$d_{1.46} = 1 - \frac{R(1.46)}{(0.5) * R(1.59) + (0.5) * R(1.33)} \tag{3.1}$$

$$d_{1.93} = 1 - \frac{\frac{R(1.92)+R(1.94)}{2}}{0.12 * \frac{R(1.99)+R(2.01)+R(2.03)}{3} + 0.48 * \frac{R(1.84)+R(1.86)}{2}} \tag{3.2}$$

To characterize the typical increase of reflectance between 0.92 μm and 1.3 μm, which is characteristic of ferric oxides, we use the following r_1 criterion :

$$r_1 = \frac{R(1.30)}{R(0.92)} \tag{3.3}$$

An absorption band centered at 2.1 μm is characteristic of monohydrated sulfates (Gendrin *et al.*, 2005). We measure the depth of this band with a criterion $d_{2.1}$ defined as follows :

$$d_{2.1} = 1 - \frac{\frac{R(2.08)+R(2.09)+R(2.11)+R(2.12)}{4}}{0.46 * \frac{R(2.19)+R(2.21)}{2} + 0.53 * \frac{R(2.01)+R(2.03)}{2}} \tag{3.4}$$

A decrease of reflectance between 2.2 and 2.4 μm is characteristic of some ferric oxides or polyhydrated and monohydrated sulfates. We use the following r_2 criterion to characterize this spectral feature :

$$r_2 = \frac{R(2.22)}{R(2.41)} \tag{3.5}$$

Natural geological surfaces are generally composed of mixtures of minerals. Therefore a spectrum of a planetary surface, acquired remotely by an orbiter, is a complex combination of the spectra of all mineralogical components present in the field of view of each pixel. To estimate the mineralogical composition of the surface, the various spectral signatures corresponding to the different minerals must be extracted from the overall spectrum measured in that pixel. To perform this extraction, we use a second method

called Multiple-Endmember Linear Spectral Unmixing Model (MELSUM) and described in Combe *et al.* (2008). In this model, we automatically find for each pixel the best linear combination of a suite of laboratory spectra of pure minerals which reproduces the OMEGA data, using a least squares adjustment. This physically corresponds to areal mixtures, where the various mineralogical components of a given pixel are arranged in spatially distinct patterns. We use as input a library containing spectra representative of the main families of rock-forming minerals described in Crowley *et al.* (2003); Combe *et al.* (2008); Le Deit *et al.* (2008). The MELSUM includes several improvements compared to other linear unmixing algorithms available in the literature (Adams *et al.*, 1986, 1993; Boardman, 1989; Ramsey et Christensen, 1998; Roberts *et al.*, 1998). In particular, we add three synthetic components (a flat spectrum and two pure positive and negative slopes) in the input mineral library in order to take into account the shading, grain size and aerosol scattering effects. We also constrain the model by exploring the full space of combinations of 3 mineralogical components, and keeping the solution providing the best root mean square (RMS) fit (Combe *et al.*, 2008).

The algorithm multiplies each spectrum of the library by a mixing coefficient. This coefficient is sensitive to the spectral expression of the given component in the total observed spectrum. It is therefore not an absolute mineral proportion in the rock. The detection limits still have to be determined ; low mixing coefficients should therefore be taken with care. Maps of the mixing coefficients computed by the MELSUM are produced for each mineral of the library. The most interesting components are reproduced in Figure 3.13, which will be discussed later. We systematically crosscheck the results of both the linear unmixing and the spectral criteria methods in order to gain confidence in the mineral detections. In addition, a visual inspection of the spectra is carried out in order to confirm the interpretations.

3.2.3.2 Morphology and structure

We investigate the morphology and the structure of Aram Chaos with complementary datasets which provide different kinds of information.

Topographic information is provided by the Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) global digital terrain model (Fig. 3.8), with a relative vertical accuracy of 1 m and an average spatial resolution of 300 m/pixel (Smith *et al.*, 2001a). Geomorphological and structural information is provided by (1) daytime visible images of the Thermal Emission Imaging System (THEMIS) with a resolution of 18 m/pixel (Christensen *et al.*, 2004a), (2) images of the Mars Observer Camera (MOC) with a resolution up to 1.4 m/pixel (Malin *et al.*, 1992) and (3) images of the High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE) with a resolution up to 30 cm/pixel for a field of view of 40000 to 20000 pixels (McEwen *et al.*, 2007).

Textural and compositional information on surface materials is provided by (1) night-time infrared THEMIS images with a resolution of 100 m/pixel (Christensen *et al.*, 2004a; Fergason *et al.*, 2006) and (2) Thermal Emission Spectrometer (TES) images with a best resolution of 3x3 km/pixel (Mellon *et al.*, 2000; Putzig et Mellon, 2007a). These data provide temperature estimates of the Martian surface, which are used to derive thermal inertia values (i.e. the resistance to change in temperature of the upper few centimeters of the surface (Fergason *et al.*, 2006)). Night-time temperature and thermal inertia increases with

increasing induration and/or granulometry of the surface materials (Mellon *et al.*, 2000). Hence these images are helpful to identify and separate different geological formations on the basis of their texture and composition.

All these images were integrated with the mineralogical maps in a geographic information system using the Mars 2000 geographic coordinate system available in ArcGIS. From this combination of topographic, structural, geomorphological, textural and mineralogical data, we drew an interpretative geological map of Aram Chaos. The tridimensional consistency of our interpretation was checked by drawing a series of topographically constrained geological cross-sections.

3.2.4 Results

3.2.4.1 Global map of ferric oxides

We performed a systematic survey of ferric oxide signatures on Mars by applying the spectral linear unmixing model described previously to a global set of OMEGA data. Figure 3.10 shows a subset of the ferric oxide component derived from this analysis (Le Mouélic *et al.*, 2006a). Signatures of ferric oxides appear in Meridiani Planum, Valles Marineris and Aram Chaos. The strongest signatures are located in Aram Chaos, with a mixing coefficient four times as high as the one observed on the mean bright dust in the northern plains. This is in good agreement with the study of Bibring *et al.* (2007). Figure 3.11 shows a series of representative spectra extracted from the mosaic displayed in Figure 3.10. The spectrum of Aram Chaos displays the strongest increase of reflectance between 0.9 and 1.3 μm, which is very characteristic of ferric oxides. It shows that Aram Chaos is a key site to understand the formation of these minerals on Mars.

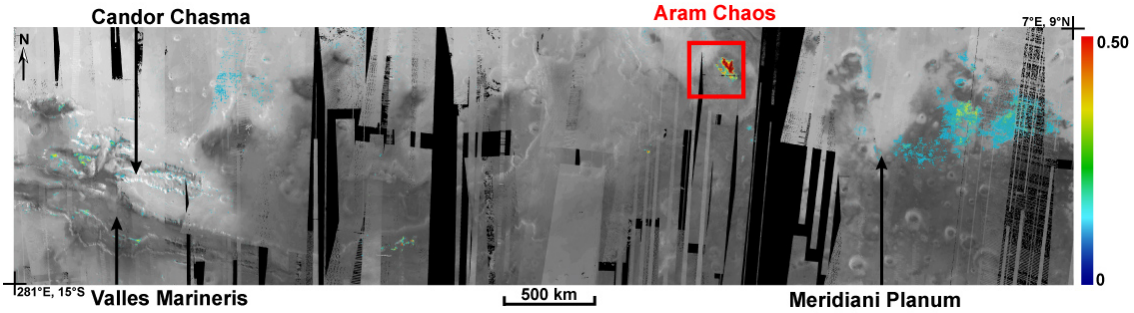

FIGURE 3.10 – Map of the ferric oxide mixing coefficient derived from the MELSUM (described in part 3.2.3.1). This mixing coefficient corresponds to the spectral contribution of ferric oxides to the overall OMEGA spectrum and is shown by colors varying from blue to red. The location of this map is indicated by a grey box on Figure 3.8.

3.2.4.2 Mineralogical conposition

Figures 3.12 and 3.13 show the values of the spectral criteria and of the relevant linear unmixing coefficients derived from the analysis described in part 3.2.3.1. Using these sets

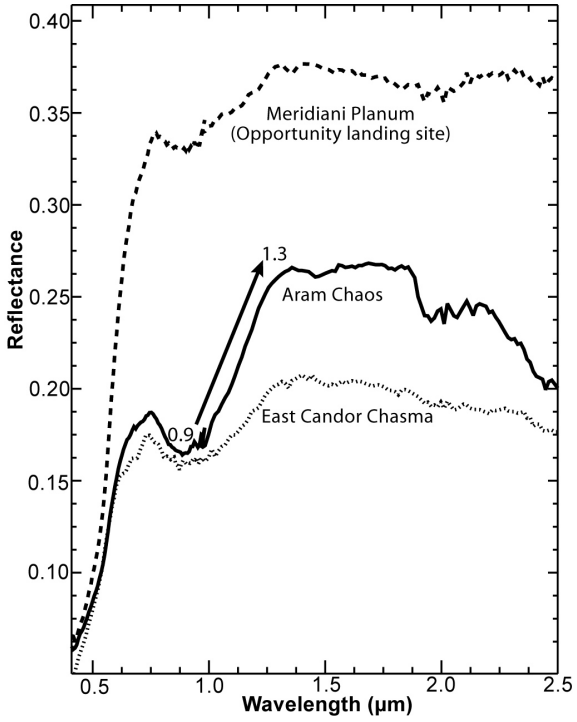

FIGURE 3.11 – Comparison between representative OMEGA spectra in Aram Chaos, Candor Chasma and Meridiani Planum (Opportunity landing site). The increase of reflectance between 0.9 and 1.3 μm, which is typical of ferric oxides, is particularly strong in Aram Chaos.

of results, we identified four spectral units (SU), which display distinct spectral characteristics. The spectra of these four units are given in Figure 3.14. The first three units are located on the dome-shaped layered formation. The fourth one is located on the chaotic terrains.

Spectral Unit 1 (SU1) : Spectral unit 1 displays a deep absorption band centered at 0.9 μm, a significant increase of reflectance between 0.9 and 1.3 μm, a shallow broad absorption band centered at 1.46 μm, a deep broad absorption band centered at 1.93 μm and a decrease of reflectance between 2.2 and 2.4 μm (Fig. 3.14.a).

The increase of reflectance between 0.9 and 1.3 μm can be attributed to three groups of minerals : olivines, pyroxenes and ferric oxides. However, pyroxenes display additional absorption bands centered at 1.88 μm for orthopyroxenes, and at 2.15 μm for clinopyroxenes. These bands are not observed on the spectra of SU1. The increase of reflectance for olivine is generally distributed across a wider range of wavelengths and is centered at 1.05 μm. Therefore, only ferric oxides are consistent with the observed spectra. Amongst the whole family of ferric oxides, only hematite and goethite display a sufficient increase of reflectance to fit the spectra of SU1, as shown in Figure 3.15. The linear unmixing model favors the goethite endmember, as shown in Figure 3.15.a. Its distribution (Fig. 3.13.a) is spatially fully consistent with the spatial distribution of terrains displaying an increase of reflectance between 0.9 and 1.3 μm (spectral parameter r1, Fig. 3.12.a). This is not the case for the hematite endmember (Fig. 3.13.d). However, hematite cannot be firmly

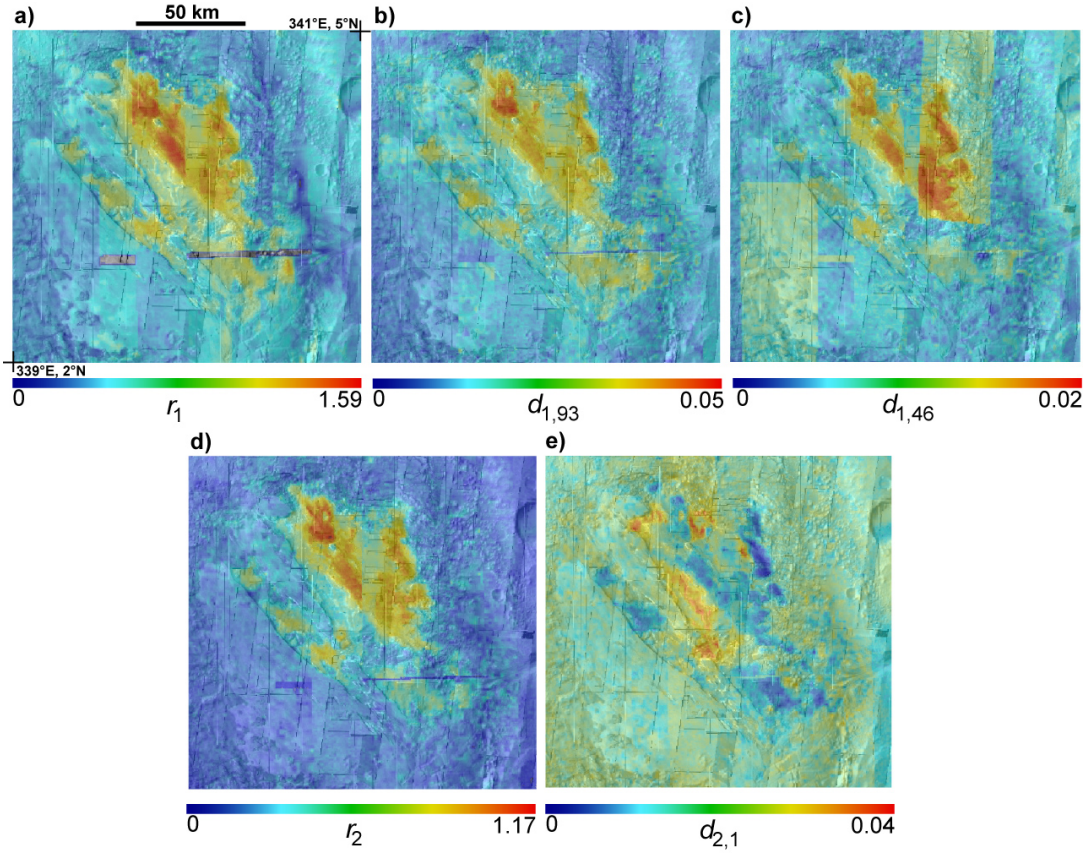

FIGURE 3.12 – Maps of spectral criteria superimposed on a mosaic of visible THEMIS images (location indicated by a grey box in Figure 3.8) : a) r_1, b) $d_1.93$, c) $d_1.46$, d) r_2, e) $d_2.1$.

excluded because spectra of hematite and goethite do not differ markedly : both minerals display a deep absorption band centered at 0.9 μm, a significant increase of reflectance between 0.9 and 1.3 μm, and a decrease of reflectance between 2.2 and 2.4 μm. Hematite generally displays a narrower absorption band centered at a slightly shorter wavelength (0.87 μm) than goethite (0.92 μm), but coarse-grained hematite has a broader absorption band, approaching the position and width of fine-grained goethite (Rencz, 1999). It should be noted that in the mid infrared, using TES spectra acquired on Aram Chaos, Sinus Meridiani and Candor Chasma, Christensen *et al.* (2001b) conclude that hematite provides the best match for two absorption bands at 300 and 450 cm-1.

Absorption bands centered at 1.46 μm and 1.93 μm are typical of hydrated minerals. The shape of these bands can correspond to several minerals, with a ferric sulfate (schwertmannite) and an oxy-hydroxide (ferrihydrite) being very good candidates (Fig. 3.15). The spatial distribution of terrains displaying these bands (spectral criteria d1.46 and d1.93, Fig. 3.12.b and 3.12.c) is similar to the spatial distribution of terrains displaying an increase of reflectance between 0.9 and 1.3 μm (spectral criteria r1, Fig. 3.12.a). This indicates either that a hydrated mineral is systematically associated with ferric oxides in SU1, or that SU1 is composed of hydrated ferric oxides. Laboratory spectra analysis reveals that these two absorption bands have similar positions but different shapes for

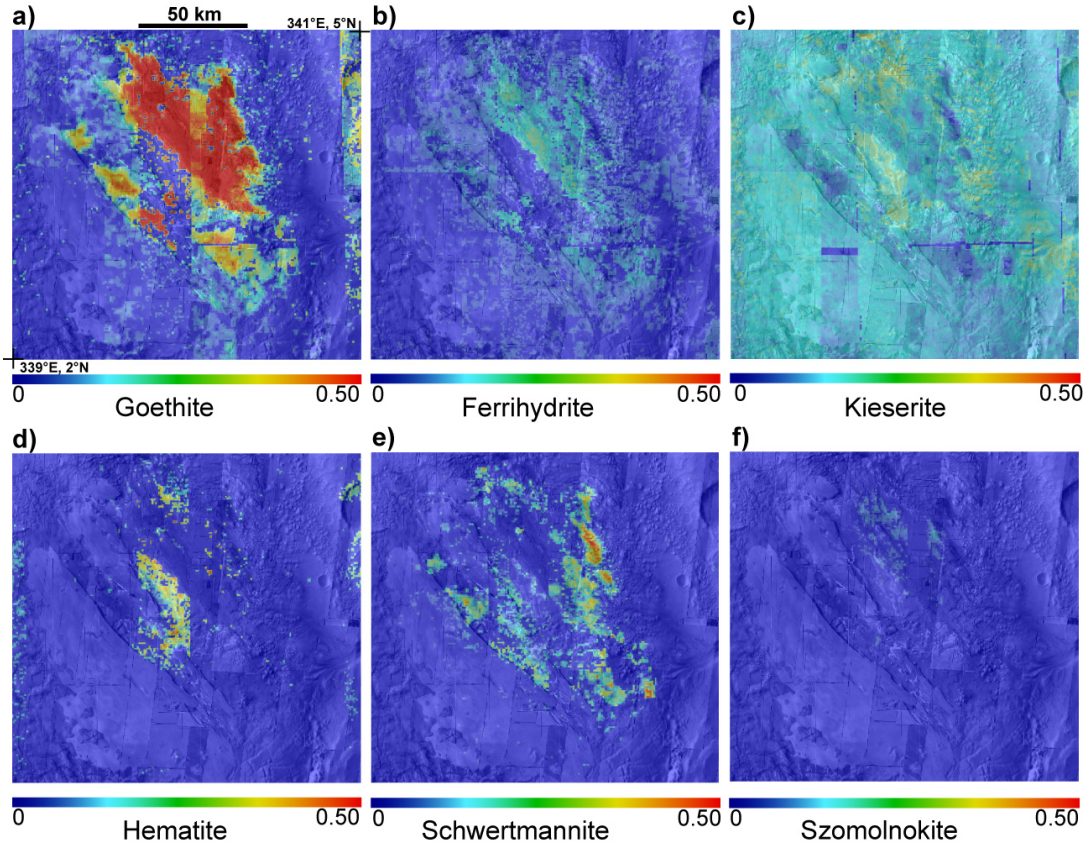

FIGURE 3.13 – Maps of the linear unmixing endmember coefficients derived from the MELSUM (Combe *et al.*, 2008), superimposed on a mosaic of visible THEMIS images (location indicated by a grey box in Figure 3.8). a) goethite, b) ferrihydrite, c) kieserite, d) hematite, e) schwertmannite, f) szomolnokite.

different hydrated minerals. On the basis of this difference in shape, the spectral linear unmixing model selects hydrated ferric oxides to reproduce the observed absorption bands and rejects other families of hydrated minerals. Indeed, the maps of mixing coefficients obtained by our linear unmixing algorithm favor a mixture of goethite and ferrihydrite (Fig. 3.13.a and 3.13.b). It is interesting to note that this mixture, identified from spectral criteria only, is a geologically plausible association (Chevrier et Mathé, 2007).

The decrease of reflectance between 2.2 and 2.4 μm is most likely due to the OH vibrational feature and is consistent with the presence of goethite, ferrihydrite and schwertmannite (Figure 8). Again, the spatial location of terrains displaying this spectral feature (spectral criterion r2, Fig. 3.12.d), is similar to the spatial location of terrains displaying an increase of reflectance between 0.9 and 1.3 μm (spectral criterion r1, Fig. 3.12.a) and absorption bands at 1.46 μm and 1.92 μm (spectral criteria d1.46 and d1.93, Fig. 3.12.b and 3.12.c).

In conclusion, SU1 displays spectral features that are consistent with a mixture of hematite and/or goethite and ferrihydrite and/or schwertmannite. The maps of spectral criteria diagnostic of this unit are consistent with each other and are spatially coherent : terrains displaying these spectral characteristics are arranged in patches that are consistent with

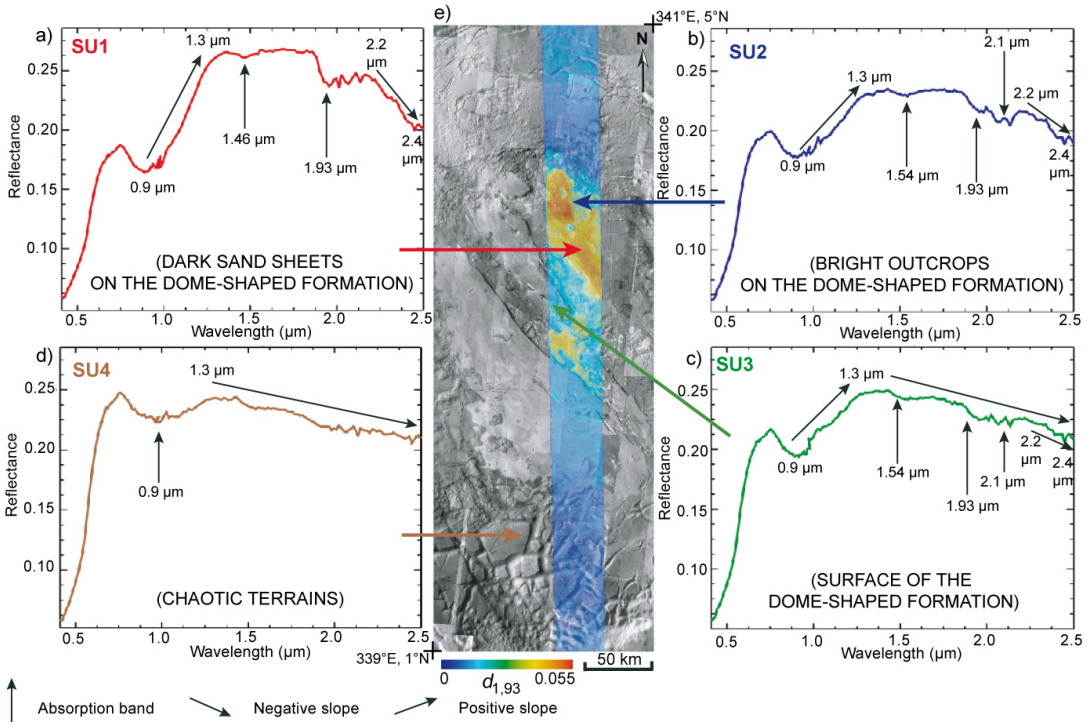

FIGURE 3.14 – Spectral variability of Aram Chaos. a), b), c) and d) representative spectra of each spectral unit. e) $d_1.93$ spectral criterion computed from scene 2262_3, superimposed on a black and white mosaic of visible THEMIS images (location indicated by a grey box on Figure 3.8).

morphological boundaries (Fig. 3.12.a-d). The spatial location of this unit is consistent also with the distribution of ferric oxides determined from TES data (Christensen *et al.*, 2001b; Glotch et Christensen, 2005).

Spectral Unit 2 (SU2) : Spectral unit 2 displays similar spectral characteristics as SU1, but with an additional band centered at 2.1 μm (Fig. 3.14.b). This absorption band is typical of monohydrated sulfates (Gendrin *et al.*, 2005). Laboratory spectra of monohydrated sulfates, which are reproduced in Figure 3.16, show that szomolnokite (a Fe-sulfate) and kieserite (a Mg- sulfate) are good candidates.

The distribution of terrains displaying this additional band (spectral criterion d2.1, Fig. 3.12.e) is spatially coherent : these terrains form patches with geologically plausible contours. They are located close to SU1. The mixing coefficients obtained with the linear spectral unmixing algorithm show a coherent map for the kieserite endmember (Fig. 3.13.c), and to a lesser extent for szomolnokite (Fig. 3.13.f). The map of mixing coefficients obtained for kieserite is consistent with the map of the spectral criterion d2.1 (Fig. 3.12.e). The spectral linear unmixing model favors a mixing with a small component of goethite or hematite to explain the increase of reflectance between 0.9 and 1.3 μm for SU2, as for SU1.

The spectra of SU2 display absorption bands at 1.92 and 2.4 μm, as those of SU1. However the 1.46 μm absorption band of SU1 is shifted to 1.54 μm on SU2 (Fig. 3.14,

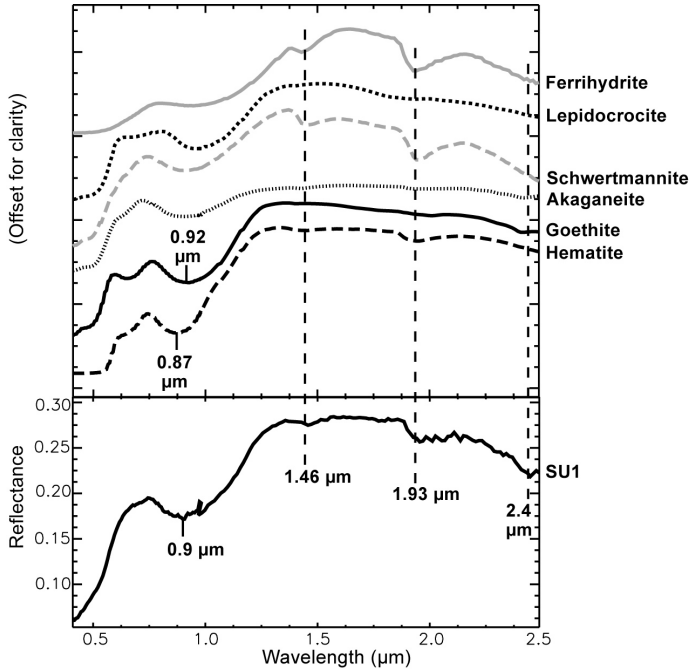

FIGURE 3.15 – Comparison between an OMEGA spectrum representative of SU1 and laboratory spectra of various ferric oxides (Crowley *et al.*, 2003; Combe *et al.*, 2008; Le Deit *et al.*, 2008) : ferrihydrite ($Fe^{3+}2O_3 0.5(H_2O)$), lepidocrocite ($Fe^{3+}O(OH)$), schwertmannite ($Fe^{3+}_{16}O_{16}(OH)_{12}(SO_4)_2$), akaganeite ($Fe^{3+}_{7.6}Ni_{0.4}O_{6.4}(OH)_{9.7}Cl_{1.3}$), goethite ($Fe^{3+}O(OH)$) and hematite ($Fe^{3+}_2O_3$).

SU2). The presence in SU2 of kieserite (which has an absorption band at 1.62 μm, Fig. 3.16) in addition to ferrihydrite (which has an absorption band at 1.46 μm, Fig. 3.15) possibly explains the shift of this band to an intermediate position at 1.54 μm. The spectral linear unmixing model confirms this hypothesis : it reproduces the spectra of SU2 by a mixture of ferric oxides (ferrihydrite and goethite or hematite) and monohydrated sulfates (kieserite). The 2.4 μm absorption band is consistent with hematite, goethite and kieserite (Fig. 3.15 and 3.16).

In conclusion, SU2 forms a spatially coherent unit. Its spectral characteristics are consistent with a mixture of ferric oxides and sulfates (probably kieserite or szomolnokite).

Spectral Unit 3 (SU3) : Spectral unit 3 displays the same absorption bands as SU2. However, these bands are always shallower than on SU2 (Fig. 3.14.d), and their depths vary from one pixel to another. This spectral feature is typical of the presence of dust on the surface : the size of dust grains is so fine that the signal received by the instrument is dominated by surface diffusion, which produces shallower absorption bands (Combe *et al.*, 2008). The variation of the absorption band depth from one pixel to another may be attributed to lateral variations in the dust coverage. Therefore, we interpret SU3 as regions where a unit similar to SU2 is partially covered by dust.

Spectral Unit 4 (SU4) : Spectra of unit 4 are nearly flat and display a negative slope

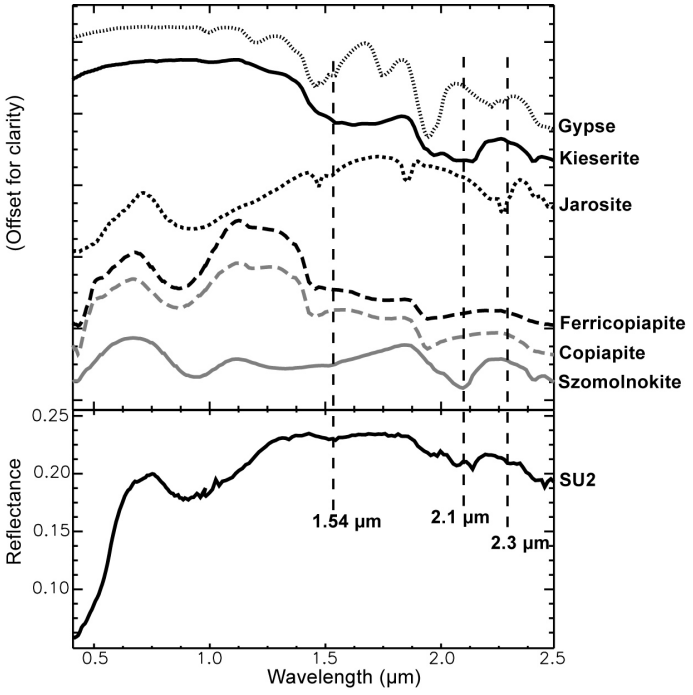

FIGURE 3.16 – Comparison between an OMEGA spectrum representative of SU2 and laboratory spectra of various sulfates presentative of SU1 and laboratory spectra of various ferric oxides (Crowley *et al.*, 2003; Combe *et al.*, 2008; Le Deit *et al.*, 2008) : gypsum ($Ca(SO_4)2(H_2O)$), kieserite ($Mg(SO_4)(H_2O)$), jarosite ($KFe^{3+}3(SO_4)2(OH)_6$), ferricopiapite ($Fe^{3+}_{0.6}Fe^{3+}_4(SO_4)_6(OH)_2 20(H_2O)$), copiapite ($Fe^{2+}Fe^{3+}_4(SO_4)_6(OH)_2 20(H_2O)$) and szomolnokite ($Fe^{2+}(SO_4)(H_2O)$).

starting at 1.3 μm (Fig. 3.14.c). These spectra are characteristic on Mars of completely dusty areas (Le Mouélic *et al.*, 2006b).

3.2.4.3 Location, morphology and texture of spectral units

From the spectral analysis described above, we identified four units, with different mineralogical compositions : SU1 is dominated by ferric oxides, SU2 is consistent with a mixture of ferric oxides and sulfates, SU3 corresponds to areas where SU2 is partially covered by dust and SU4 is typical of Martian dusty areas. Now we describe the ground morphology of these four spectral units, using high spatial resolution images (Fig. 3.17 to 3.21).

Spectral Unit 1 : Areas spatially correlated to SU1 are located on the dome-shaped formation only. On low- to medium-resolution images, SU1 apparently corresponds to tabular layers composed of a dark material (Glotch et Christensen, 2005). However, Hi-RISE and MOC images reveal that this unit rather corresponds to an extensive cover of dark sand sheets and dunes (Fig. 3.17 and 3.18) (Catling et Moore, 2003). These dunes rest on a layered, cohesive, bright material that is hardly visible between the dunes, in the form of outcrops too small to be resolved with OMEGA. Infrared THEMIS images

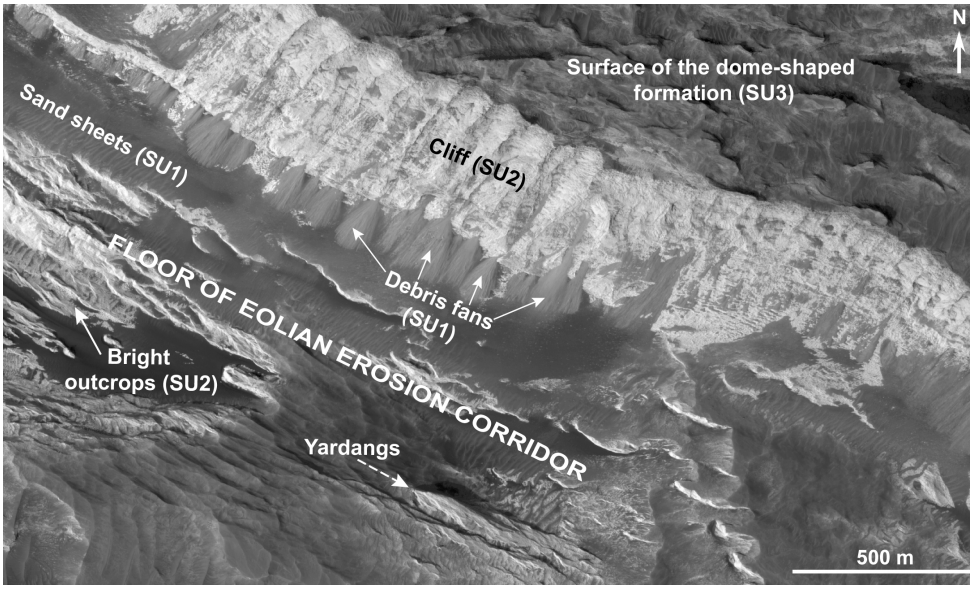

FIGURE 3.17 – Vertical view of a cliff bordering an eolian erosion corridor, illustrating the distribution of SU1, SU2 and SU3 with respect to the dome-shaped layered formation (HiRISE image 003406_1830, location indicated by a grey box on Figure 3.8).

indicate that SU1 is cool at night (darkest surfaces in Aram Chaos, Fig. 3.22.c), indicating a relatively low thermal inertia. This is confirmed by the TES thermal inertia value of about 250 $J.m^{-2}.K^{-1}.s^{-1/2}$ measured on this unit (Putzig et Mellon, 2007a). This value is consistent with unconsolidated sand dunes with a particle size around 400-460 μm (Presley et Christensen, 1997). In conclusion, SU1 corresponds to extensive superficial sand sheets and dunes enriched in ferric oxides, which cover some parts of the dome-shaped formation.

Spectral Unit 2 : Areas spatially correlated to SU2 are located within the dome-shaped formation. They are composed of dark, discrete, scattered dunes similar to those of SU1, alternating with wide outcrops of a bright, layered material (Fig. 3.17 and 3.19.a). By comparison with SU1, the spectral signatures of ferric oxides in this unit may be attributed to the dunes. The bright outcrops are similar to those observed between the dunes of SU1 but, in this case, these outcrops are large enough to be resolved by OMEGA. The 2.1 μm absorption band, which is typical of monohydrated sulfates, is particularly deep on these outcrops (Fig. 3.19.b). Night-time infrared THEMIS images indicate a warmer surface for these outcrops (brighter areas, indicating a higher thermal inertia) than the dark dunes of SU1 (Fig. 3.22.c). The TES-derived thermal inertia value is around 350 $J.m^{-2}.K^{-1}.s^{-1/2}$ for this unit (Putzig et Mellon, 2007a). Therefore, this material is probably composed of coarser particles or is more consolidated than SU1.

The bright material of SU2 is sculpted in linear ridges striking NW-SE (Fig. 3.17 and 3.18). These ridges are similar in shape to terrestrial eolian erosion landforms named yardangs (Breed *et al.*, 1997; Gutierrez, 2005). They are wider and steeper at their northwestern tips (Fig. 3.17 and 3.18). This asymmetry suggests that the ridges were formed by eolian erosion of the bright formation by winds blowing from the NW to the SE.

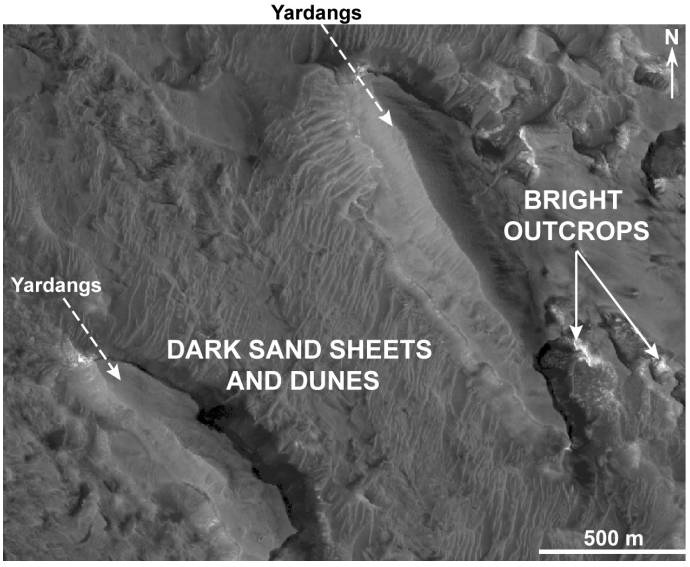

FIGURE 3.18 – Typical landscape corresponding to SU1. Dark sand sheets and dunes cover almost completely a layered bright material visible in a few scattered outcrops. Winds blowing from the NW have sculpted yardangs in this bright material (HiRISE image 003406_1830, location indicated by a grey box in Figure 3.8).

In conclusion, SU2 corresponds to areas where dark dunes enriched in ferric oxides partially cover a bright, layered material, forming the bulk of the dome-shaped formation and containing monohydrated sulfates.

Spectral Unit 3 : SU3 corresponds to the surface of the dome-shaped formation. This surface appears smooth on low- to medium-resolution images and on MOLA topographic data. However, at a higher spatial resolution, HiRISE and MOC images reveal that it is composed of convolute ridges and furrows, a few hundred meters in length and striking NNW-SSE. Dust fills the furrows, while a bright material crops out on the ridges (Fig. 3.17 and 3.20). Erosion cliffs, which cut across the dome-shaped formation, reveal that the bright material constituting the ridges is the same as the one seen between the dunes of SU1 and SU2 (Fig. 3.17). This unit corresponds also to the warmest surface in this region, indicating a relatively high thermal inertia, on night-time infrared THEMIS images (Fig. 3.22.c). The TES-derived thermal inertia varies between 350 and 500 $J.m^{-2}.K^{-1}.s^{-1/2}$ (Putzig et Mellon, 2007a). In conclusion, SU3 corresponds to the sulfate-rich, bright material of SU2 more or less covered by fine-grained particulate deposits.

Spectral Unit 4 : SU4 is systematically located on chaotic terrains, which are composed of mesas that have been eroded to different degrees and separated from each other by polygonal fractures of various sizes (Fig. 3.21.a) (Glotch et Christensen, 2005). SU4 is present at the top of the mesas, on their slopes and at the bottom of the fractures. This means that the whole area occupied by chaotic terrains is uniformly covered by dust. Hence the mineralogical composition of these terrains cannot be derived from orbital imagery and remains unclear. Night-time infrared THEMIS images reveal a relatively low

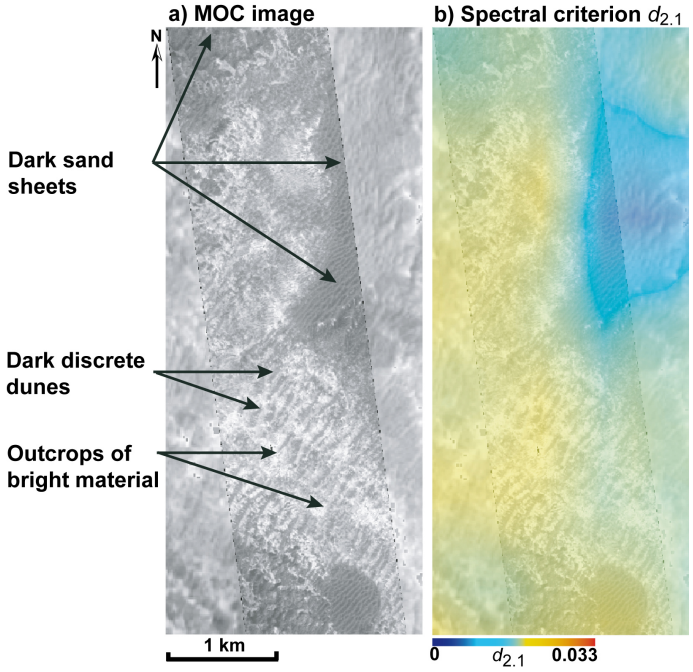

FIGURE 3.19 – a) Typical landscape corresponding to SU2 (MOC image M08-06231) : alternation of dark sand sheets, dark discrete dunes and intervening outcrops of a bright material. b) Value of the 2.1 μm spectral criterion superimposed on the same MOC image.

thermal inertia, with a TES thermal inertial varying between 230 and 350 J.m^{-2}.K^{-1}.s$^{-1/2}$ (Putzig et Mellon, 2007a), on the major part of SU4. This low thermal inertia is probably due to the dust coverage.

3.2.5 Interpretation

Figures 3.22 and 3.23 show an interpretative geological map and a series of cross-sections of Aram Chaos derived from the spectral, geomorphological, structural and textural characteristics of the four spectral units identified previously. The map and the cross-sections illustrate the following features.

SU4, corresponding to the chaotic terrains, crops out mostly around the dome-shaped formation, which is composed of SU1, SU2 and SU3. Some fractures of the chaotic terrains are filled by materials belonging to SU1, SU2 and SU3 (Fig. 3.21.b). Chaotic terrains are also visible in windows open through the dome-shaped formation (Fig. 3.21). This indicates that the chaotic terrains (SU4) rest stratigraphically below the dome-shaped formation. Therefore, their emplacement and fracturing occurred before the emplacement of the dome-shaped formation.

The dome-shaped formation is approximately circular, with a mean diameter of 125 km (Fig. 3.22.a). Its thickness varies smoothly from 0 m at the rim to 900 m in its thickest part. The bulk of this formation is composed of the bright material of SU2, and might therefore correspond to sulfates. Wide erosion corridors striking NW-SE (Catling et Moore, 2003) have grooved this formation down to various depths (Fig. 3.8, 3.17 and 3.23). Yar-

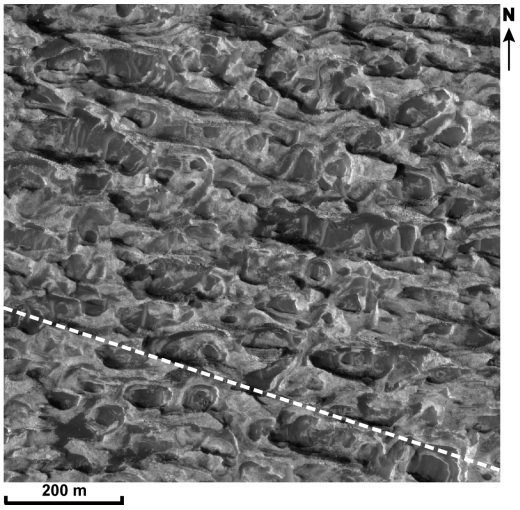

FIGURE 3.20 – Typical landscape corresponding to SU3 (HiRISE image 003406_1830, location indicated by a grey box in Figure 1). A bright material sculpted in ridges and furrows striking WNW-ESE is more or less covered by dark dust. The dotted line indicates the direction of the ridges and furrows.

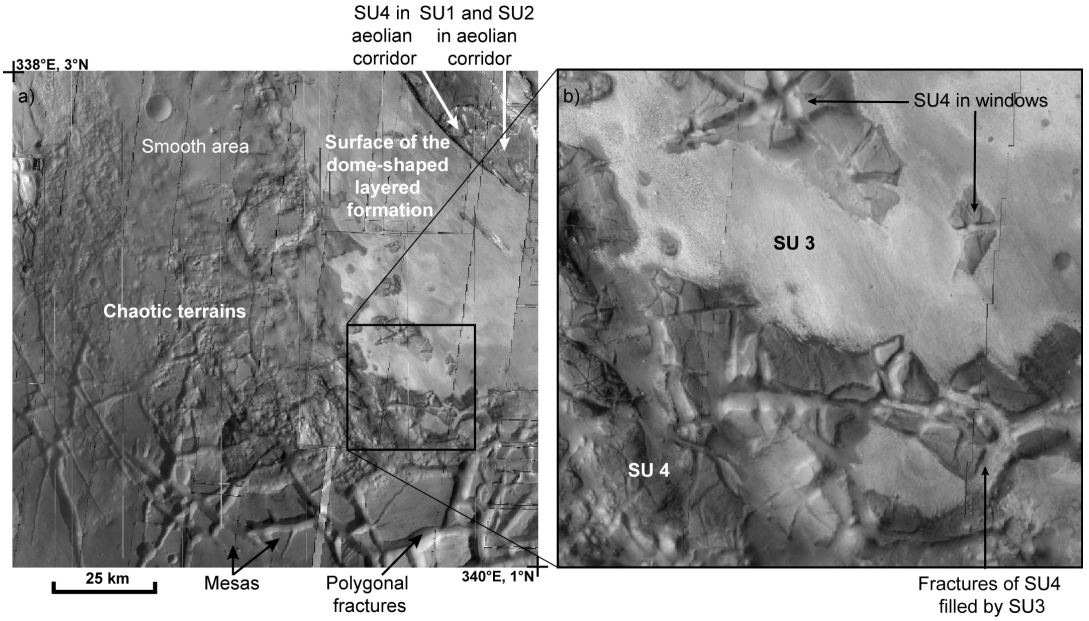

FIGURE 3.21 – a) Typical landscape corresponding to SU4 : view of the chaotic terrains structure with a visible THEMIS mosaic (location indicated by a grey box in Figure 3.8). b) close-up view of the contact between these terrains and the dome-shaped layered formation.

dangs striking NW-SE are visible on their floors (Fig. 3.17 and 3.18), which suggests that the corridors were formed by erosion of the dome-shaped formation by winds blowing from the NW to the SE. The borders of these corridors are steep linear cliffs, which provide vertical sections across the dome-shaped formation (Fig. 3.17). The bright, layered,

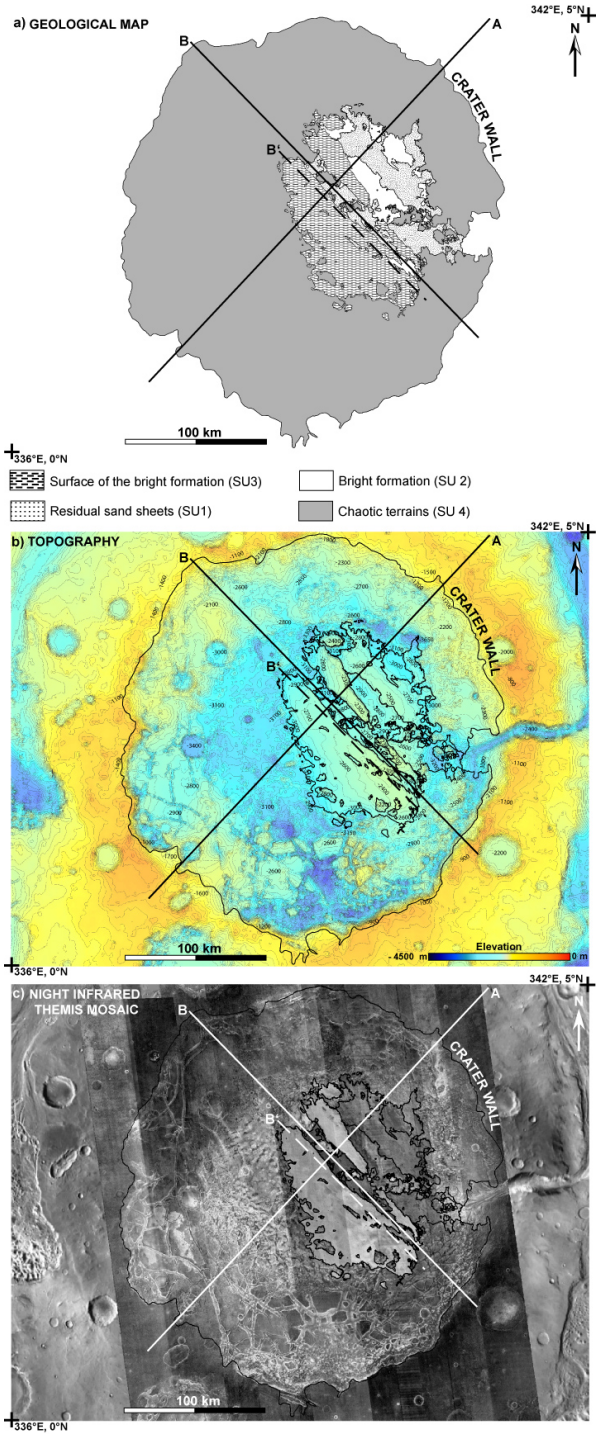

FIGURE 3.22 – a) Map of the four spectral units identified in Aram Chaos. b) Topographic map extracted from MOLA DEM (interval of elevation contours : 100m). c) Superimposition of a mosaic of night time infrared THEMIS images (darker tones represent cooler surfaces and brighter tones represent warmer surfaces) on a low resolution visible THEMIS image. Spectral units are contoured in black in b) and c). Straight lines in a), b) and c) indicate locations of cross-sections represented in Figure 3.23.

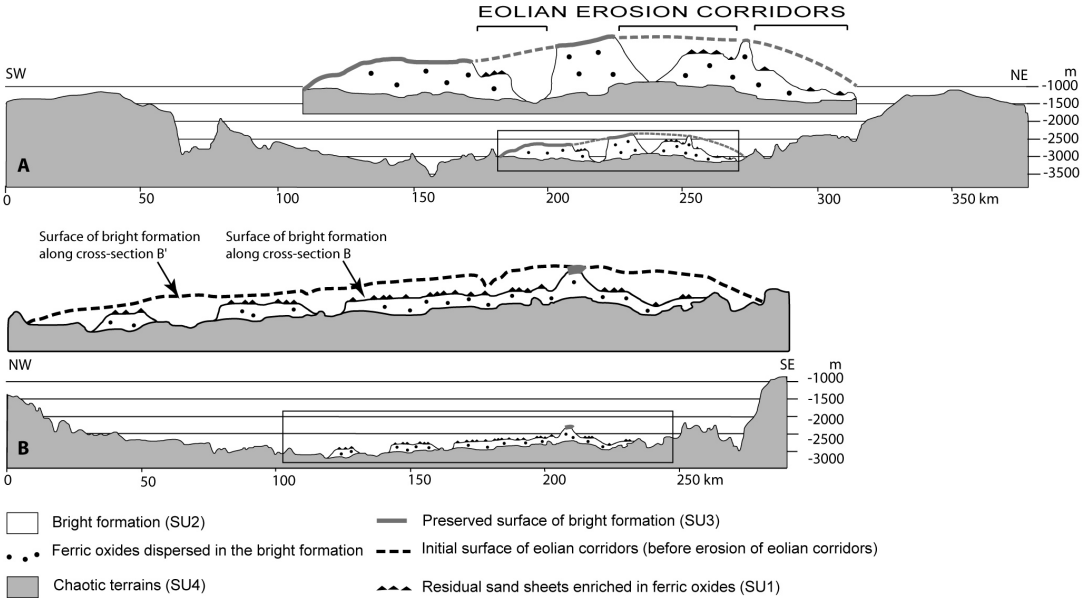

FIGURE 3.23 – Orthogonal cross-sections across Aram Chaos (location on Figure 3.20), vertical exaggeration : x12.5.

sulfate-rich material of SU2 crops out on the steepest parts of the cliffs. However, due to the relatively low spatial resolution of OMEGA, it is difficult to analyze the exact composition of this material. Therefore, even if the bulk of the dome-shaped layered formation is constituted of this same material, small variations of composition may exist between the different layers.

The surface of the dome-shaped formation is visible above the cliffs (Fig. 3.17). It is composed of the same bright material as SU2, partially covered by dust (SU3), and extensively sculpted into convolute hectometer-scale ridges and furrows striking WNW-ESE. The shape of these ridges and furrows differs from that of dunes, which develop by eolian mobilization of granular, non-cohesive materials like sand (Lancaster, 1995). It differs also from that of yardangs, which develop by eolian erosion of more consolidated materials (Breed *et al.*, 1997; Gutierrez, 2005). On the other hand, the ridges and furrows of SU3 are similar in morphology to sastrugi, which develop by syn- or post-depositional eolian mobilization of snow on terrestrial snowdrifts. On Earth, sastrugi have been described only in granular, cohesive but easily erodible materials like snow or mixtures of sand and evaporites (Yasso, 1966; Leonard et Tremblay, 2006). Hence the presence of these landforms at the surface of the dome-shaped formation suggests that (1) its constituent bright material has been mobilized by WNW-ESE blowing winds during or after its emplacement and (2) that this material is granular and cohesive but easily erodible. The cliffs striking NW-SE cross-cut the sastrugi-like landforms ; this indicates that winds blowing toward the SSE or the NNW mobilized the bright material and formed sastrugi-like landforms on the whole surface of the dome-shaped formation during or after its emplacement. Winds blowing from the NW (as indicated by the asymmetric shape of yardangs sculpted in the bright material, Fig. 3.17) carved erosional corridors and cliffs within this formation later.

In the deepest parts of the eolian corridors, the bright material has been completely removed by erosion and the polygonal terrains have been exhumed (Fig. 3.21.a and 3.23). In shallower parts of the corridors, where eolian erosion was less intense, the deepest levels of the bright formation have been preserved, but they are extensively covered by dark sand sheets and dunes enriched in ferric oxides (SU1).

SU1 is systematically located in such erosional corridors grooved through the bright material. It never occurs on the chaotic terrains or at the top of the dome-shaped formation. This coverage suggests that the dark sand sheets of SU1 are erosional remnants of the bright material of SU2. This interpretation is confirmed by observations on the cliffs bordering the eolian corridors (Fig. 3.17). These cliffs are partially covered by dark debris fans, which originate from the interior of the bright formation (SU2) and feed the dark sand sheets (SU1). This suggests that small quantities of ferric oxides are mixed or interstratified with sulfate-rich materials within the bright formation and that they have concentrated in the form of residual debris fans and sand sheets after eolian removal of their sulfate-rich matrix. A similar process has been suggested to explain the association of ferric oxides with sulfate-rich materials in other regions of Mars (Bell *et al.*, 2004b; Soderblom *et al.*, 2004; Catling *et al.*, 2006; Morris *et al.*, 2006; Farrand *et al.*, 2007; Noe Dobrea *et al.*, 2008; Le Deit *et al.*, 2008).

In conclusion, the bulk of the dome-shaped formation is composed of a layered, bright material enriched in sulfates and ferric oxides (SU2). This material is most probably granular and cohesive though easily erodible. This formation unconformably overlies older and dusty chaotic terrains (SU4). The top of the bright formation (SU3) is partially covered by dust. Eolian removal of the sulfate-rich matrix of the bright material has left residual deposits enriched in ferric oxides (SU1) on the flanking cliffs and on the floor of erosional corridors striking NW-SE.

3.2.6 Discussion

3.2.6.1 Consistency of the detected mineralogy

The best ferric oxide candidates that we have detected in Aram Chaos are goethite, hematite, ferrihydrite and schwertmannite. Results of previous laboratory experiments provide constraints on whether the presence of these minerals at the surface of Mars is plausible. Chevrier *et al.* (2006) studied the evolution of a sample of elemental iron that was experimentally weathered in a simulated Martian atmosphere. The first phase to appear after 40 days was siderite. However, this mineral was unstable and turned quickly into goethite through a dissolution-precipitation process involving ferrihydrite as an intermediate phase. Finally, the stable mixture of minerals contained 73,5 % of goethite, 26,5 % of elemental iron and 24 % of ferrihydrite. However, only hematite is thermodynamically stable in the present-day Martian conditions (Chevrier et Mathé, 2007). Other laboratory experiments indicate that the best analogue for Martian hematite results from the heating of goethite (Glotch *et al.*, 2004; Bishop *et al.*, 2006) and that very slow transformation kinetics can explain the persistence of goethite as a metastable phase on Mars (Chevrier et Mathé, 2007). The occurrence of ferrihydrite as a precursor of other iron oxides such as goethite or hematite, makes it a possible constituent of the Martian surface. Schwertmannite is also a possible precursor for some iron oxides (Bishop *et al.*, 2006; Chevrier et Mathé, 2007). In conclusion, laboratory experiments suggest that the presence of goethite,

hematite, ferrihydrite and schwertmannite at the surface of Mars is chemically plausible, which is in agreement with our analysis of OMEGA data.

With regard to sulfates, the best spectral candidate that we identified in Aram Chaos is kieserite. Laboratory experiments show that the formation of kieserite from the direct dehydration of epsomite and hexahydrite is also plausible on Mars freeman2007. A more comprehensive analysis of the iron and sulfate components could be derived from the CRISM imaging spectrometer onboard the Mars Reconnaissance Orbiter by observing spectrally pure pixels on outcrops at a scale of $\sim$20 meters.

3.2.6.2 Comparison with ground mineralogical analyses in Meridiani Planum

Meridiani Planum is a wide plain located about 800 km to the ESE of Aram Chaos. High-resolution HiRISE images show that Meridiani Planum, like Aram Chaos, is composed of dunes that partially cover a bright material. The Opportunity rover, which landed in Meridiani Planum, demonstrated that the bright outcrops are layered and contain both sulfates and ferric oxides in the form of spherules or dispersed in the matrix. Dark surface accumulations of ferric oxide spherules were found in topographic lows close to these outcrops (Fig. 3.24). Erosion and removal of the bright material is believed to be responsible for the release of the spherules and their accumulation at the surface (Bell *et al.*, 2004b; Soderblom *et al.*, 2004). However, these bright outcrops are scattered in a plain that is also extensively covered by dust. Therefore, the OMEGA spectral signatures in Meridiani Planum are less intense, and the signature of sulfates is hardly visible in Meridiani Planum (Arvidson *et al.*, 2006a).

Spectral analyses of the formations discovered in Meridiani Planum were performed by three instruments onboard the Opportunity rover (Mini-TES, Pancam and Mössbauer). These instruments indicate that the best fit for sulfates contained in the bright outcrops is provided by Mg and Ca sulfates (Christensen *et al.*, 2004b; Clark *et al.*, 2005). Therefore, the probable detection of kieserite ($MgSO_4$-H_2O) in the bright formation of Aram Chaos is consistent with ground observations in Meridiani Planum. The spherules of ferric oxides have been interpreted as concretions of crystalline hematite (Squyres *et al.*, 2003; Christensen *et al.*, 2004b; Klingelhöfer *et al.*, 2004). Goethite, ferrihydrite or schwertmannite can also explain the spectra of some outcrops and soils in Meridiani Planum (Bell *et al.*, 2004b; Farrand *et al.*, 2007). Therefore the spectral detection of kieserite in the bright material and of iron oxides in the dark surface deposits of Aram Chaos is consistent with mineralogical analyses performed on the ground in Terra Meridiani. This leads us to conclude that these two regions are covered by a similar, bright, layered formation containing both sulfates and ferric oxides. According to Sefton-Nash et Catling (2008), the ferric oxides could have resulted from acid dissolution of ferric sulfates. Later, eolian removal of the sulfate-rich matrix of this formation led to the release and accumulation, in the form of superficial dark deposits, of residual grains enriched in ferric oxides.

Conclusion : geological history of Aram Chaos : According to the analysis of the mineralogical composition, structure and morphology of Aram Chaos, we propose the following sequence of events :

1- The crater floor was covered by a first geological formation, the mineralogical composition of which remains unclear because it is currently masked by dust.

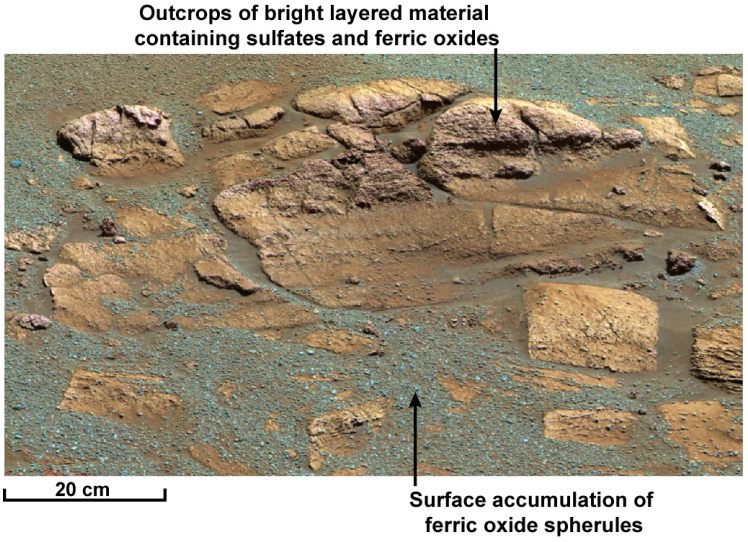

FIGURE 3.24 – Opportunity's panoramic camera image of Meridiani soil and outcrops (« El Capitain » region) (Bell *et al.*, 2004b).

2- Widespread polygonal fracturing of this formation, possibly triggered by the sudden withdrawal of water stored in minerals (Montgomery et Gillespie, 2005), in ice (Chapman et Tanaka, 2002) or in a subsurface aquifer (Glotch et Christensen, 2005), led to the development of the chaotic terrains.

3- Later, a layered formation, presently dome-shaped, was emplaced unconformably on the chaotic terrains. This younger unit is composed of a bright, granular, cohesive but easily erodible material that contains both sulfates (possibly kieserite or szomolnokite) and ferric oxides (possibly hematite and/or goethite and ferrihydrite and/or schwertmannite). The surface of this formation is partially covered by dust. Various processes may be proposed to explain the emplacement of this formation, including volcanism (Chapman, 2007), lacustrine sedimentary deposition (Glotch et Christensen, 2005) or atmospheric precipitation as in polar layered deposits (Catling *et al.*, 2006). Surface landforms indicate that the bright material has been mobilized by WNW-ESE blowing winds during or after its deposition.

4- After its emplacement, winds blowing from the NW grooved large erosion corridors down to various depths through the dome-shaped formation. In these corridors, eolian removal of the sulfate-rich matrix of the bright material has left local accumulations (in the form of debris fans on cliffs and of dark sand sheets and dunes on topographic flats and depressions), of residual grains enriched in iron oxides. Glotch et Christensen (2005) and Catling et Moore (2003) interpreted the unit enriched in ferric oxides as a layer interstratified within the dome-shaped formation. Our work shows rather that the bulk of the dome-shaped formation is composed of one single bright material containing sulfates and ferric oxides, and that the unit enriched in ferric oxides corresponds to surface accumulations of residual grains originating from the bright formation. Residual deposits enriched in ferric oxides, overlying a layered formation also enriched in both ferric oxides and sulfates, have also been observed on the ground by the Opportunity rover in Meridiani Planum. This suggests common geological development processes for both localities.

3.3 Aram Chaos : Apport des données à haute résolution

L'analyse des dépôts stratifiés d'Aram Chaos, à partir des données OMEGA, comporte des incertitudes car la résolution spatiale maximale d'OMEGA est de 300 m. Les spectres obtenus peuvent donc représenter un mélange de surfaces différentes. Les variations minéralogiques qui ont potentiellement lieu, par exemple entre différentes strates, restent alors invisibles.

De même, si l'intégralité du dôme semble présenter la même composition, la présence de sulfates monohydratés sous les sédiments superficiels de la SU1, ou sous la surface d'érosion de la SU3, reste incertaine.

Le nouveau spectro-imageur CRISM a permis, au cours de cette thèse, l'acquisition de nouvelles données à plus haute résolution (15 m/pixel). Ainsi, si les données OMEGA permettent l'étude régionale grâce à leur large extension spatiale, les données CRISM autorisent ensuite des études locales plus détaillées, à partir de petites zones caractéristiques. Sur Aram Chaos, les données CRISM ont permis de confirmer les détections observées avec OMEGA, et d'apporter de nouveaux détails sur la minéralogie et la morphologie de ces dépôts.

3.3.1 Données utilisées

Trois principaux cubes CRISM ont été choisis pour cette étude (Fig. 3.25). Ceux-ci correspondent aux données les moins bruitées, et permettent l'observation de toutes les unités décrites précédemment.

La région occupée par le cube FRT8eb6, au NE du dôme, couvre la transition entre la bordure du dôme et les terrains chaotiques. On peut donc y observer les trois unités SU4, SU2 et SU1 (Fig. 3.27.d-f).

Le cube HRL646a se situe au centre du dôme, dans un couloir d'érosion éolienne. L'érosion ayant provoqué la formation des couloirs permet jusqu'à l'apparition des terrains chaotiques sous la SU2. Dans ce cube, on peut donc également analyser la SU1, la SU2 et la SU4 (Fig. 3.27.a-c).

Le cube FRT7fa4 se situe lui aussi au centre du dôme, au niveau des falaises bordant les couloirs d'érosion éolienne. Au pied de la falaise, une fenêtre d'érosion atteint les terrains chaotiques. Ce cube permet donc d'observer toute la stratigraphie d'Aram Chaos, à l'endroit où les dépôts stratifiés sont les plus épais, depuis la surface érodée SU3, jusqu'aux terrains chaotiques SU4 (Fig. 3.27.g-i). Cependant, dans cette région, les variations topographiques sont plus importantes que sur les deux autres cubes. Celles-ci vont induire un rapport signal sur bruit moins bon sur ces données que sur le reste de l'image.

Ces trois cubes ont été analysés avec les mêmes critères spectraux que ceux décrits dans la partie 3.2.3.1.

3.3.2 Apport des données à haute résolution sur les conclusions obtenues avec OMEGA

Les données hyperspectrales CRISM, combinées aux nouvelles images à haute résolution CTX et HiRISE, ont apporté d'importantes précisions sur les quatre unités décrites précédemment.

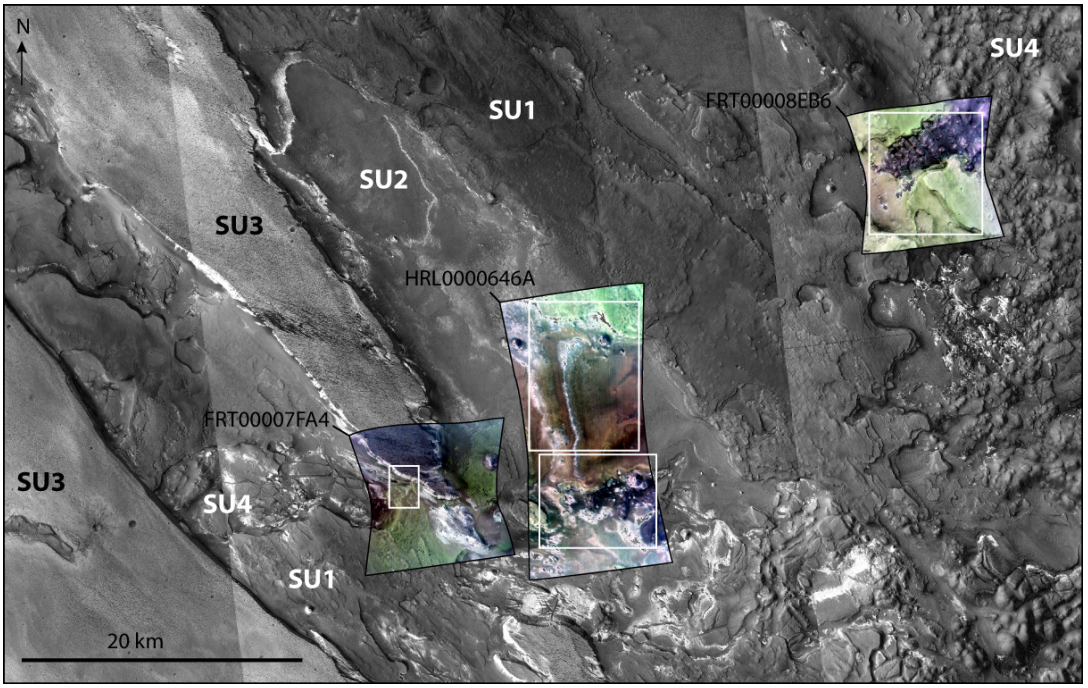

FIGURE 3.25 – Localisation des trois cubes CRISM utilisés. Les cadres blancs correspondent à la localisation des Figures 3.27 et 3.34.

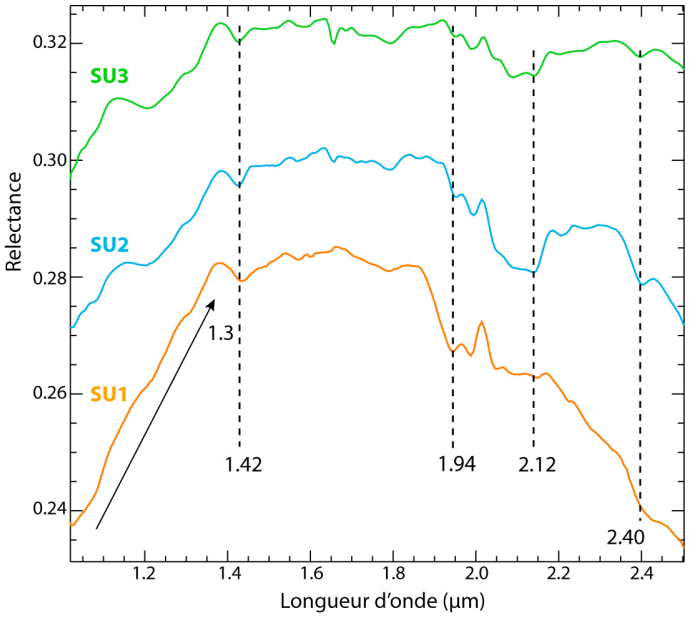

FIGURE 3.26 – Spectres CRISM typiques des unités SU1, SU2 et SU3. La localisation de ces spectres est indiquée par des croix de même couleur sur la Figure 3.27.

Les spectres typiques des unités SU1, SU2 et SU3 sont présentés sur la Figure 3.26. Les cartes de critères spectraux correspondant aux principales bandes d'absorption étudiées sont représentées sur la Figure 3.27.

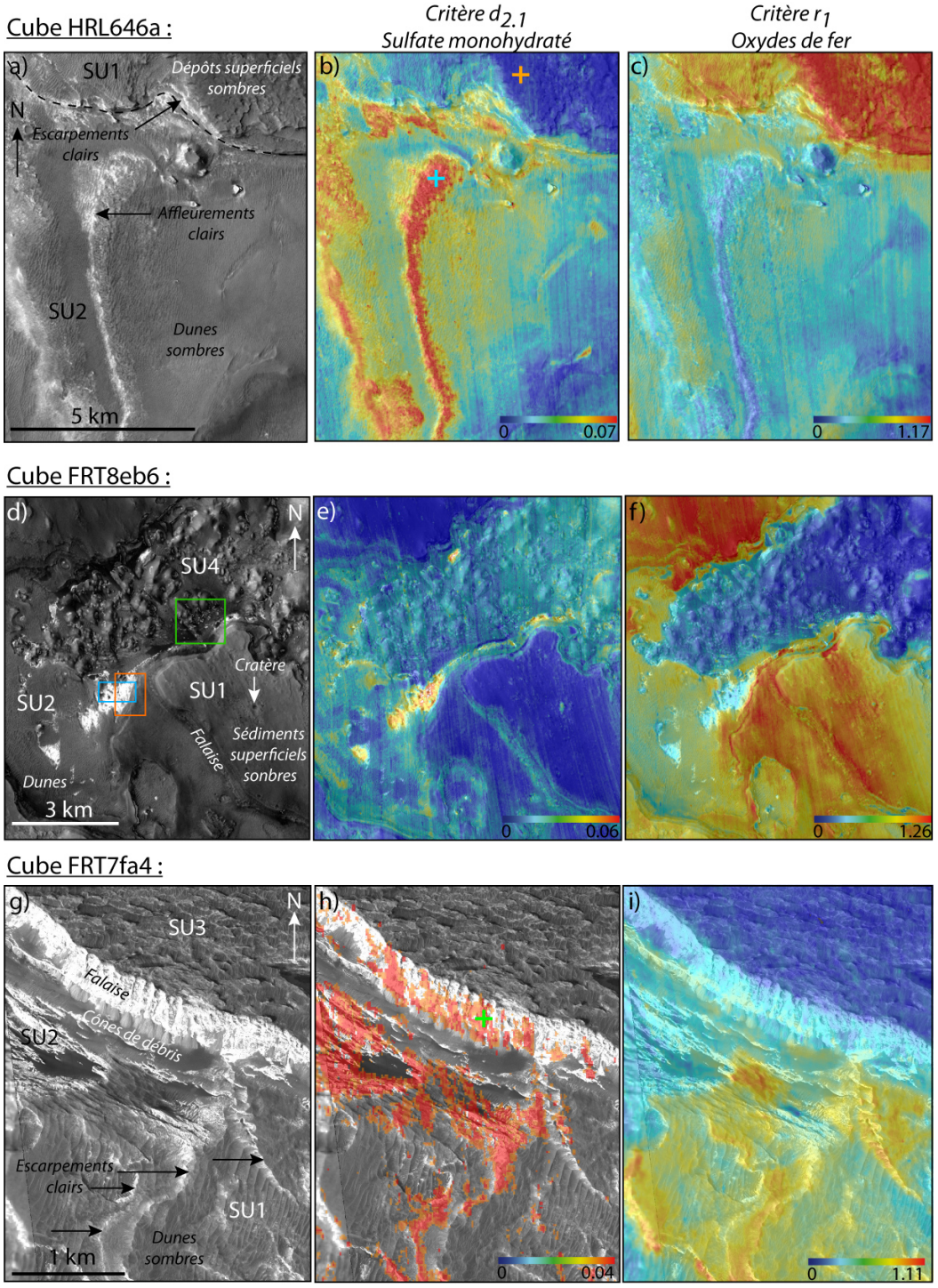

FIGURE 3.27 – Cartes de critères spectraux appliquées aux cubes CRISM hrl646a, FRT8eb6 et FRT7fa4, et superposées à une image CTX (localisation sur la Figure 3.25). Les croix orange, bleu et verte correspondent au lieu d'acquisition des spectres de la SU1, SU2 et SU3 présentés sur la Figure 3.26. Les cadres bleu, orange, vert et jaune représentent respectivement la localisation des Figures 3.29, 3.32, 3.33 et 3.31.a.

SU1 : Sur la SU1, les données CRISM, comme les données OMEGA, présentent une forte remontée entre 0.9 et 1.3 μm (Fig. 3.26) typique des oxydes de fer (hématite ou goethite). Cette signature est systématiquement associée à des bandes d'absorption caractéristiques des minéraux hydratés (1.4 et 1.9 μm) attribuées précédemment à la ferrihydrite.

Les nouvelles données à haute résolution montrent à nouveau que ces signatures spectrales se trouvent toujours associées aux sédiments superficiels sombres, reposent sur la partie intermédiaire du dôme (Fig. 3.27.c, f et i). Ces sédiments recouvrent des affleurements clairs dont la similitude avec les affleurements de la SU2, laissait entendre une composition semblable. Avec OMEGA, les signatures de sulfates n'étaient cependant pas visibles, ni sur les sédiments superficiels, ni sur le matériel clair exposé sur de trop petites surfaces. L'analyse de la SU1 avec les données CRISM révèle la présence d'une bande à 2.1 μm, typique des sulfates monohydratés, et d'une inflexion à 2.4 μm, typique des sulfates, mélangés aux signatures d'oxydes de fer sur les sédiments superficiels sombres (Fig. 3.26). Les escarpements créés par l'érosion laissent apercevoir des affleurements clairs sous ces sédiments superficiels. Ceux-ci sont systématiquemement reliés à la présence d'une bande d'absorption à 2.1 μm (Fig. 3.27.b, e et h). Les Figures 3.27.g et .h mettent également en évidence la détection de cette bande d'absorption à 2.1 μm sur les matériaux clairs excavés par un cratère au niveau de la SU1.

L'analyse des données à plus haute résolution confirme donc que, si l'unité intermédiaire du dôme est presque entièrement recouverte de sédiments superficiels riches en oxydes de fer, celle-ci est cependant consituée d'une formation similaire à la SU2, riche en sulfate monohydraté de type kiésérite.

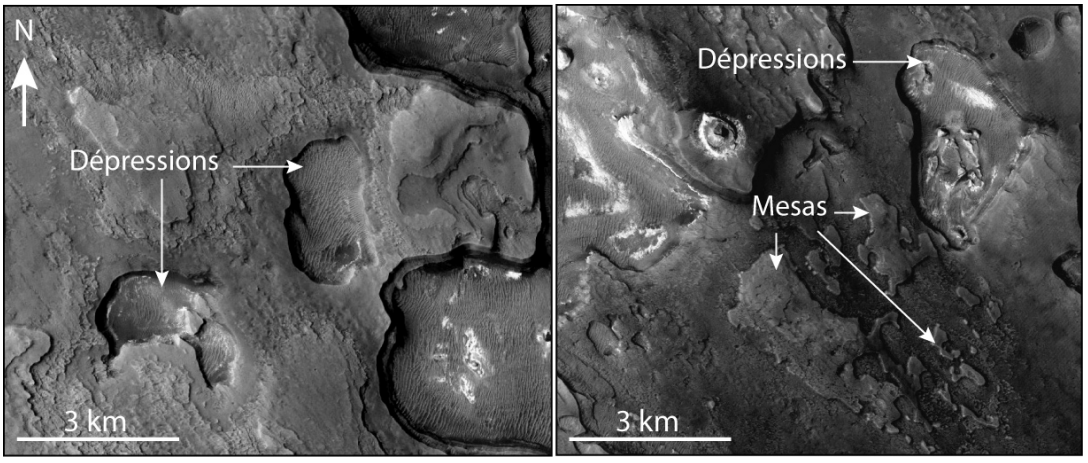

FIGURE 3.28 – Morphologie caractéristique de la surface de l'unité SU1 (image CTX P03_002417_1829 à gauche, et P07_003683_1823 à droite).

D'un point de vue morphologique, la surface de la SU1 révélait déjà la présence de yardangs (Fig. 3.18), dus à l'érosion éolienne à l'origine des couloirs. Les images HiRISE et CTX montrent également que cette unité est complètement disséquée (Fig. 3.28). Certaines strates de la SU1 ne se retrouvent ainsi plus que sous forme de mesas de quelques dizaines de mètres de haut, aux bords irréguliers et généralement arrondis. La surface de

cette unité est également, par endroits, complètement creusée, formant des dépressions de quelques kilomètres de long et de ∼200 m de profondeur (Fig. 3.28). Celles-ci sont entièrement fermées, ne montrent pas de déformation, et présentent des bords irréguliers et lisses. Ces dépressions n'ont pas la forme de cratère d'impact et ne montrent pas d'éjectats. De plus, il ne reste aucune trace du matériel excavé ni de la manière dont celui-ci a pu être dégagé. Il semble donc que le matériel qui occupait autrefois ces dépressions ait été évacué vers le haut. L'une des explications possibles permettant de former ce type de dépression par évacuation vers la haut serait la sublimation de glace présente auparavant dans cette unité.

SU2 : Sur la SU2, les données CRISM permettent de confirmer la forte corrélation entre les affleurements clairs et la présence d'une importante bande d'absorption à 2.1 et à 2.4 μm (Fig. 3.26 et 3.27.b, .e et .h). La bande d'absorption à 2.1 μm, typique des sulfates monohydratés, est large, et s'étend jusqu'à 2.12 μm. Cela semble privilégier la présence de kiésérite plutôt que de szomolokite. En effet, cette dernière possède une bande d'absorption à 2.1 μm moins large et ne s'étendant que jusqu'à 2.10 μm (Fig. 3.16).

Les spectres acquis sur les affleurements clairs de la SU2 montrent également toujours la présence de bandes d'absorption typiques des minéraux hydratés (1.4 et 1.9 μm) et des oxydes de fer (remontée entre 0.9 et 1.3 μm). On pourrait néanmoins s'attendre à ce que les dunes sombres recouvrant les affleurements inférieurs de la SU2 présentent, comme les dépôts superficiels de la SU1, de très fortes signatures d'oxydes de fer. Si ces signatures sont effectivement plus fortes que sur les roches affleurantes (Fig.3.27.c et .f), elles sont cependant beaucoup plus faibles que sur les strates intermédiaires SU1 du dôme. Cette observation semble indiquer que, tout en étant constituée d'une même formation claire, et riche en sulfates monohydratés, la concentration en oxydes de fer doit être plus importante dans les couches intermédiaires que dans les couches inférieures du dôme.

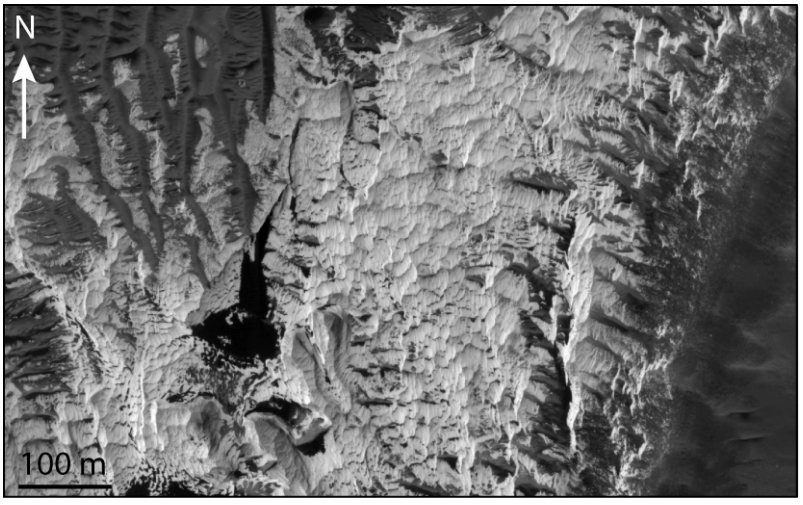

FIGURE 3.29 – Morphologie caractéristique des affleurements visibles dans l'unité SU2 (image HiRISE PSP_6597_1835). Cette image est localisée par un cadre bleu sur la Figure 3.27.d

D'un point de vue morphologique, les strates inférieures du dôme constituant la SU2, semblent révéler des figures d'érosion différentes de celles de la SU1. Cette unité ne présente par exemple pas de yardangs, de mesas ou de dépressions. Les dépôts de la SU2 forment une topographie plus lisse et drappent les terrains chaotiques. L'analyse détaillée des affleurements clairs montre que ceux-ci sont entaillés par de mutiples petites coupelles de quelques mètres de large et dont la bordure présente un aspect acéré (Fig. 3.29). Cette morphologie semble similaire à celle, qui se développe par érosion éolienne de calcaire dans certains déserts terrestres, comme le désert blanc en Égypte (Fig. 3.30).

FIGURE 3.30 – Morphologie d'érosion éolienne des surfaces calcaires observées dans le désert blanc en Égypte.

SU3 : La composition de la partie supérieure du dôme est difficile à observer avec OMEGA. En effet, à la résolution d'OMEGA, sa surface très érodée ne présente qu'une signature typique de la poussière martienne. Le matériel clair constituant la SU3 n'affleure qu'au niveau des falaises abruptes bordant les couloirs d'érosion éolienne, la résolution spatiale d'OMEGA ne permet donc pas de résoudre la composition de celles-ci. Le cube CRISM FRT7fa4 se situe au niveau de ces falaises et sa résolution spatiale est suffisante pour obtenir des informations sur leur composition. Les spectres acquis sur celles-ci montrent très bien une large bande d'absorption à 2.1 μm associée à une bande à 2.4 μm (Fig. 3.26 et 3.27.h). Les bandes d'absorption à 1.4 et 1.9 μm, typiques des minéraux hydratés sont également visibles. La signature d'oxydes de fer est plus faible que sur les unités précédentes mais celle-ci semble plus importante sur les sédiments superficiels accumulés au pied de la falaise (Fig. 3.27.i).

L'unité supérieur des dépôts stratifiés d'Aram Chaos semble donc bien présenter la même composition que le reste du dôme, avec une roche claire et stratifiée, riche en sulfate monohydraté et en oxyde de fer.

SU4 : Les données CRISM n'apportent pas de nouvelles informations sur la compo-

sition des terrains chaotiques sous-jacents au dôme. De nombreux cubes sont pourtant disponibles sur ces terrains, mais ceux-ci montrent toujours une même signature typique de la poussière martienne.

De plus, l'analyse des images à haute résolution CTX et HiRISE révèle qu'aucun résidu des dépôts stratifiés ne semble se trouver ailleurs qu'à l'intérieur de la limite formée par le dôme actuel. Les fractures des terrains chaotiques sont pourtant profondes, et atteignent des altitudes similaires, voir plus basses, que celles sur lesquelles les dépôts stratifiés se sont mis en place. La plupart des modes de formation proposés pour expliquer la mise en place de dépôts riches en sulfates (Chap. 1.3.2), impliquerait pourtant la présence de résidus de ce matériel autour du dôme.

3.3.3 Nouvelle détection

Les informations apportées par les données CRISM ont également permis la détection d'une nouvelle unité nommée SU5.

Cette unité diffère tout d'abord des quatre autres par de petites surfaces de couleur bleue, bien visibles sur les images CRISM en fausse couleur (Fig. 3.31.a). Celles-ci sont associées à des affleurements verdâtres sur les images HiRISE en couleur infrarouge (Fig. 3.31.b). Cette simple différence de couleur correspond à des caractéristiques spectrales différentes des quatre autres unités.

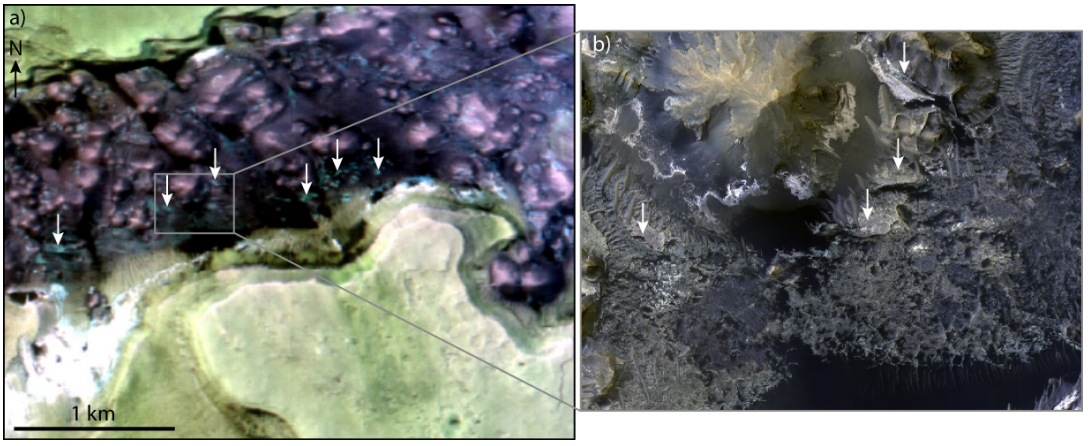

FIGURE 3.31 – a) Image CRISM FRT8eb6 en fausse couleur (R : 2.53 μm, G : 1.51 μm, B : 1.08 μm). Les flèches blanches indiquent les surfaces sur lesquelles la bande d'absorption à 2.23 μm a été détectée. b) Image HiRISE PSP_006597_1835 en couleur infrarouge.

L'analyse spectrale de ces surfaces révèle en effet la présence d'une bande d'absorption fine et profonde centrée à 2.23 μm, avec des épaulements à 2.17 et 2.29 μm (Fig. 3.34, 3.32 et 3.33). Cette bande d'absorption est toujours associée à une autre bande d'absorption à 1.48 μm (Fig. 3.34, 3.32 et 3.33). Ces deux bandes n'avaient jamais été observées sur les quatre autres unités (Fig. 3.26).

Dans un premier temps, il est difficile de voir si cette bande d'absorption correspond à une véritable signature spectrale ou à du bruit. Afin de préciser cette observation, un

nouveau critère spectral a été développé, calculant la profondeur de la bande d'absorption à 2.23 μm :

$$d_{2.23} = 1 - \frac{R(2.23)}{(0.44) * R(2.27) + (0.55) * R(2.20)} \tag{3.6}$$

Le calcul de cette profondeur de bande sur plusieurs cubes CRISM révèle la présence de cette signature sur 5 cubes différents, acquis à plusieurs endroits du dôme (Fig. 3.35). Ces signatures se retrouvent toujours sur les mêmes types de surface et au même niveau stratigraphique (Fig. 3.34, 3.32 et 3.33).

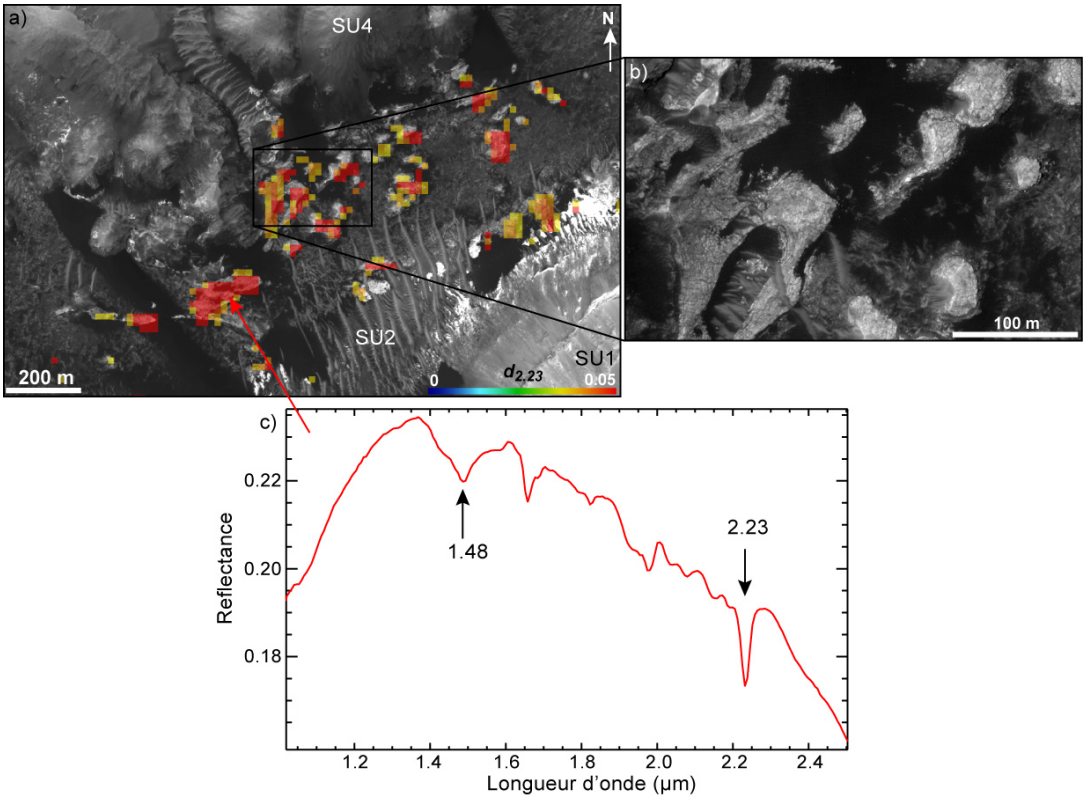

FIGURE 3.32 – a) Carte de détection de la bande d'absorption à 2.23 μm (image CRISM FRT8eb6), superposée à une image HiRISE (PSP_006597_1835). L'image est localisée par un cadre vert sur la Figure 3.27.d. b) Morphologie caractéristique associée à cette détection (image HiRISE PSP_006597_1835). c) Spectre CRISM acquis sur un des affleurements présentant une forte bande d'absorption à 2.23 μm.

Dans un premier temps, les cartes représentées sur les Figures 3.34 et 3.32, montrent que cette détection présente une cohérence spatiale et n'est pas répartie de manière aléatoire dans l'image. La bande d'absorption à 2.23 μm est, en effet, systématiquement associée à des affleurements clairs ne possédant pas les mêmes caractéristiques morphologiques que les quatre autres unités. Ces affleurements montrent une surface plane et fracturée par de petits polygones de quelques mètres de large (Fig. 3.32.b). Ils sont gé-

néralement très érodés, et seules de petites structures d'une centaine de mètres de long subsistent à l'affleurement (Fig. 3.32.a).

La Figure 3.33 montre également que cette unité correspond à un niveau bien précis dans les dépôts stratifiés. Il est en effet possible de suivre la détection de la bande d'absorption à 2.23 μm le long d'une couche, interstratifiée dans la SU2 à la base du dôme. Les observations faites sur les autres cubes CRISM, révèlent également que cette signature est systématiquement associée à des terrains situés à la limite entre les terrains chaotiques et les dépôts stratifiés (Fig. 3.35).

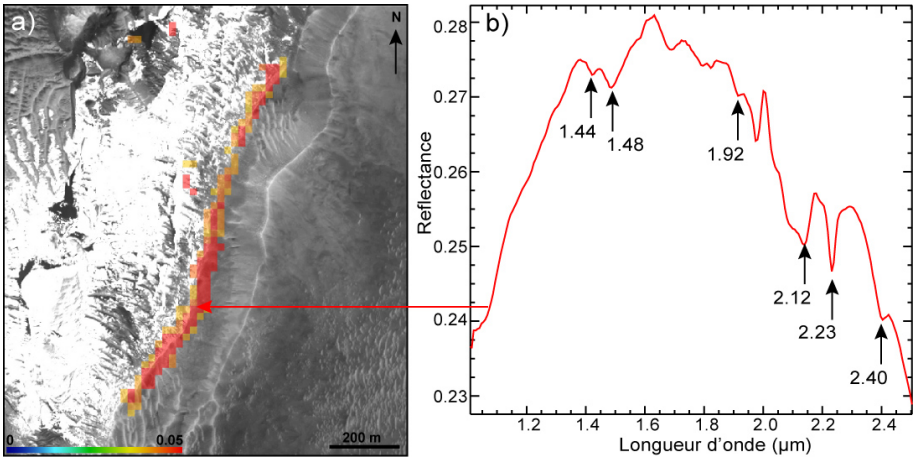

FIGURE 3.33 – a) Carte de détection de la bande d'absorption à 2.23 μm (image CRISM FRT8eb6) superposée à une image HiRISE (PSP_006597_1835) et montrant la présence de cette détection sur une strate localisée. b) Spectre CRISM acquis sur cette strate. L'image est localisée par un cadre orange sur la Figure 3.27.d

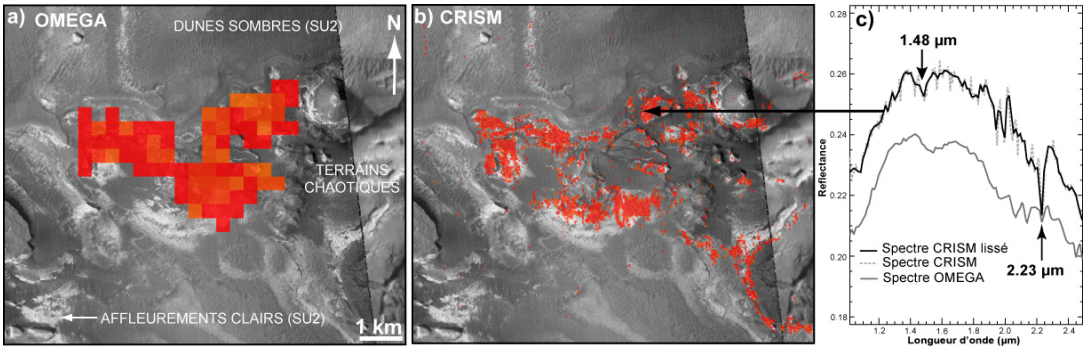

FIGURE 3.34 – Cartes de détection de la bande d'absorption à 2.23 μm sur a) le cube OMEGA 2262_3 et b) le cube CRISM HRL646A (localisation sur la Figure 3.25), et c) un spectre caractéristique de cette détection.

Un autre argument fort démontrant que cette détection ne correspond pas à du bruit, est la présence de la bande d'absorption à 2.23 μm sur les données OMEGA (Fig. 3.34). Si cette signature n'avait pas déjà été détectée par les données CRISM, celle-ci serait trop

petite et indissociable du bruit dans OMEGA. Cependant, l'application du critère spectral à 2.23 μm sur des cubes OMEGA d'Aram Chaos, montre que cette petite signature présente également une forte cohérence spatiale (Fig. 3.34). De plus, la carte ainsi produite met en évidence la détection de cette bande exactement aux mêmes endroits que là où elle a été détectée avec CRISM, mais avec une résolution spatiale moindre (Fig. 3.34). Malgré la faible profondeur de cette bande, sa forte corrélation avec les détections de CRISM indique que cette détection est fiable. L'application du critère spectral sur la mosaique OMEGA couvrant tout Aram Chaos permet d'étendre la détection de cette signature à l'ensemble de la région. Les résultats obtenus révèlent à nouveau la détection d'une bande d'absorption à 2.23 μm, toujours à la limite entre les terrains chaotiques et les dépôts stratifiés (Fig. 3.35).

L'ensemble de ces observations démontre donc que la détection d'un bande d'absorption à 2.23 μm ne correspond pas à du bruit, mais peut être corrélée à une véritable unité à l'intérieur des dépôts stratifiés d'Aram Chaos, nommée SU5. Celle-ci est associée à une couche peu épaisse (Fig. 3.33), interstratifiée dans la SU2 à la base du dôme. Elle se retrouve sur l'ensemble de la région couverte par les dépôts stratifiés, à la fois sur les données OMEGA et CRISM, et toujours stratigraphiquement au même endroit (Fig. 3.35).

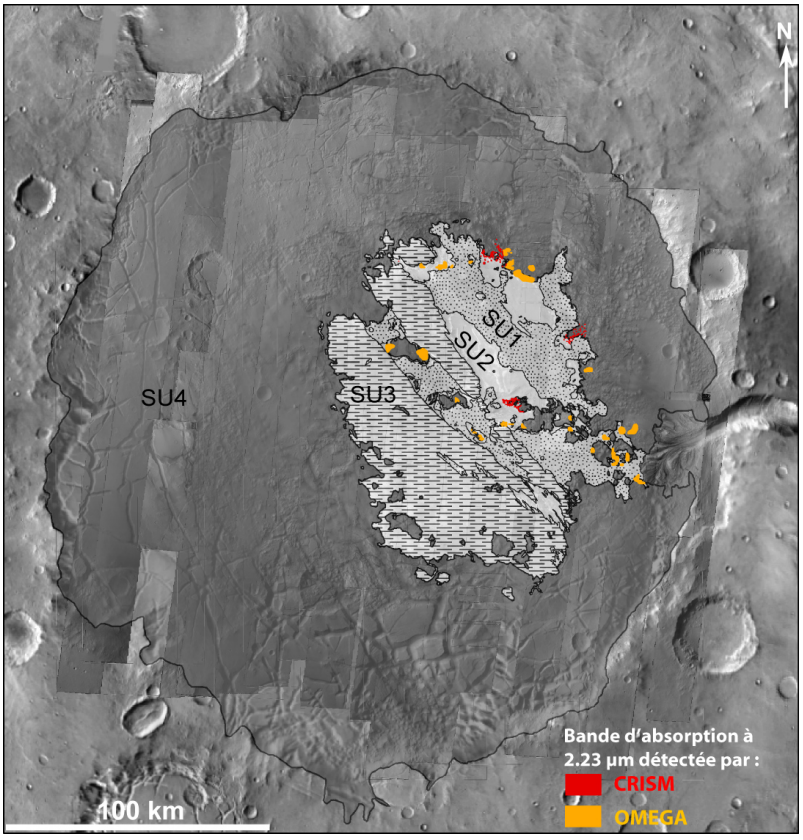

FIGURE 3.35 – Carte de détection de la bande d'absorption à 2.23 μm par les données OMEGA et CRISM.

L'analyse des différentes surfaces de la SU5 montre que la bande d'absorption à

2.23 μm est généralement associée à une autre bande d'absorption à 1.48 μm (Fig. 3.32, 3.33 et 3.34). Les spectres acquis sur ces surfaces présentent également des signatures à 2.1, 1.4, 1.9 et 2.4 μm, mais celles-ci sont beaucoup plus faibles que sur les autres unités, et peuvent être dues à un mélange surfacique avec les terrains environnants.

D'un point de vue minéralogique, les bandes d'absorption fines entre 2.18 et 2.22 μm sont généralement attribuées à la présence de Al-O-H et, celles entre 2.25 et 2.38 μm sont plutôt attribuées à la présence de Fe-O-H ou Mg-O-Hs (Hunt et Salisbury, 1973; Crowley *et al.*, 2003). La bande d'absorption à 2.23 μm semble n'appartenir à aucune de ces deux catégories. Cette signature pourrait néanmoins se rapprocher de celle observée dans certains minéraux riches en Al-O-H, tels que la montmorillonite, la smectite ou la kaolinite. Cependant, ces trois minéraux présentent également de fortes bandes d'hydratation à 1.4 et 1.9 μm. Celles-ci apparaissent comme très faibles sur les spectres de la SU5, ce qui parait improbable compte-tenu de l'importance de la bande à 2.23 μm.

Des signatures spectrales à 2.23 μm ont déjà été trouvées sur Mars et ont été interprétées comme dues à la présence de silice amorphe (Milliken *et al.*, 2008). La bande d'absorption à 2.23 μm de la silice amorphe est cependant beaucoup plus large que celle observée sur Aram Chaos qui ne peut donc pas lui être attribuée.

Cette bande d'absorption semble donc difficile à associer avec les minéraux couramment proposés sur Mars. L'une des meilleures propositions serait la présence d'un hydroxysulfate ferrique ($Fe(OH)SO_4$). Les expériences en laboratoire réalisées par Lichtenberg *et al.* (2010) permettent la formation de ce minéral, associée à de la szomolnokite, suite à la décomposition thermique de mélantérite synthétique. Le spectre d'hydroxysulfate ferrique obtenu par ces expériences montre bien des bandes d'absorption à 1.48 et 2.23 μm (Fig. 3.36). Les autres bandes d'absorption présentes sur ce spectre, à 1.83 et 2.38 μm, sont moins profondes et peuvent ne pas apparaitre sur les spectres martiens du fait de la faible résolution et du mélange avec les autres constituants. L'hydroxysulfate ferrique semble donc être un bon candidat pour expliquer les signatures spectrales de la SU5.

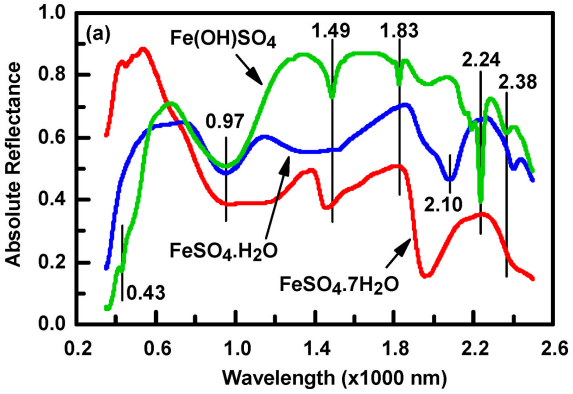

FIGURE 3.36 – Spectres acquis en laboratoire de mélantérite (rouge), szomolnokite (bleu) et d'hydroxysulfate ferrique (vert) (Lichtenberg *et al.*, 2010).

Les données à haute résolution apportées par CRISM ont donc permis la détection d'une nouvelle unité SU5 à la base des dépôts stratifiés. Celle-ci se présente sous la forme d'une couche fine, interstratifiée dans la SU2, et identifiée sur tout le pourtour du dôme.

Ses caractéristiques spectrales montrent une forte absorption à 2.23 μm qui pourrait être associée à un hydroxysulfate ferrique. Celui-ci est probablement mélangé aux oxydes de fer et aux sulfates monohydratés trouvés sur les autres unités.

3.3.4 Stratigraphie globale d'Aram Chaos

Les données OMEGA, apportant une vue générale de la région à basse résolution, combinées aux données CRISM, donnant des informations précises sur de petites zones, permettent de proposer une stratigraphie précise d'Aram Chaos (Fig. 3.37). Ainsi, les différentes unités constituant Aram Chaos, de la plus ancienne à la plus récente, sont :

- Terrains chaotiques (SU4) : Les terrains chaotiques forment une surface intensément fracturée et dégradée. Ceux-ci ont probablement rempli un cratère pré-existant, qui donne à Aram Chaos sa forme circulaire. Un épisode de subsidence a ensuite entrainé la fracturation de cette unité, et créé les terrains chaotiques. A haute résolution comme à basse résolution, la surface de la SU4 ne montre que des spectres relativement plats et typiques de la poussière martienne.

Les terrains chaotiques sont surmontés par une formation stratifiée, présentant actuellement la forme d'un dôme. Celle-ci est globalement constituée d'affleurements clairs, recouverts par endroits par des dépôts superficiels sombres. La stratigraphie détaillée de cette formation peut être analysée grâce aux deux couloirs d'érosion éolienne ayant entaillé le dôme après sa mise en place. Cinq unités présentant des différences minéralogiques et morphologiques ont ainsi pu être mises en évidence :

- Unité inférieure (SU2) : La partie inférieure du dôme forme une surface relativement lisse et drappant les terrains chaotiques. Les affleurements clairs qui la constituent montrent une érosion éolienne importante et sont souvent recouverts par des dunes sombres. Les affleurements sont riches en sulfates monohydratés et présentent également une petite signature d'oxydes de fer (probablement de l'hématite ou de la goethite) et de minéraux hydratés (probablement de la ferrihydrite). Les dunes sombres qui les recouvrent présentent une composition similaire mais avec un appauvrissement en sulfates et un enrichissement en oxydes de fer.

- Unité interstratifiée dans la SU2 (SU5) : A la base du dôme, interstratifiée dans la SU2, se trouve une couche d'une dizaine de mètres d'épaisseur présentant des caractéristiques spectrales différentes. Celle-ci montre des bandes d'absorption bien marquées à 1.48 et 2.23 μm, qui peuvent être attribuées à la présence d'hydroxysulfate ferrique. Cette unité forme de petits affleurements plans et érodés en surface. Ceux-ci sont un peu plus sombres que la SU2 et sont fracturés par de petits polygones de quelques mètres de large.

- Unité intermédiaire (SU1) : Les strates intermédiaires du dôme montrent les signatures d'oxydes de fer les plus importantes d'Aram Chaos, voire de tous les dépôts stratifiés équatoriaux. Cette forte détection est intimement corrélée à de toutes aussi fortes bandes d'absorption à 1.4 et 1.9 μm, typiques des minéraux hydratés. Ces signatures sont associées à des dépôts superficiels sombres, pouvant former des dunes. Ils recouvrent sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, le matériel clair et stratifié constituant le dôme. Ces affleurements clairs contiennent, comme la SU2, des sulfates monohydratés. La te-

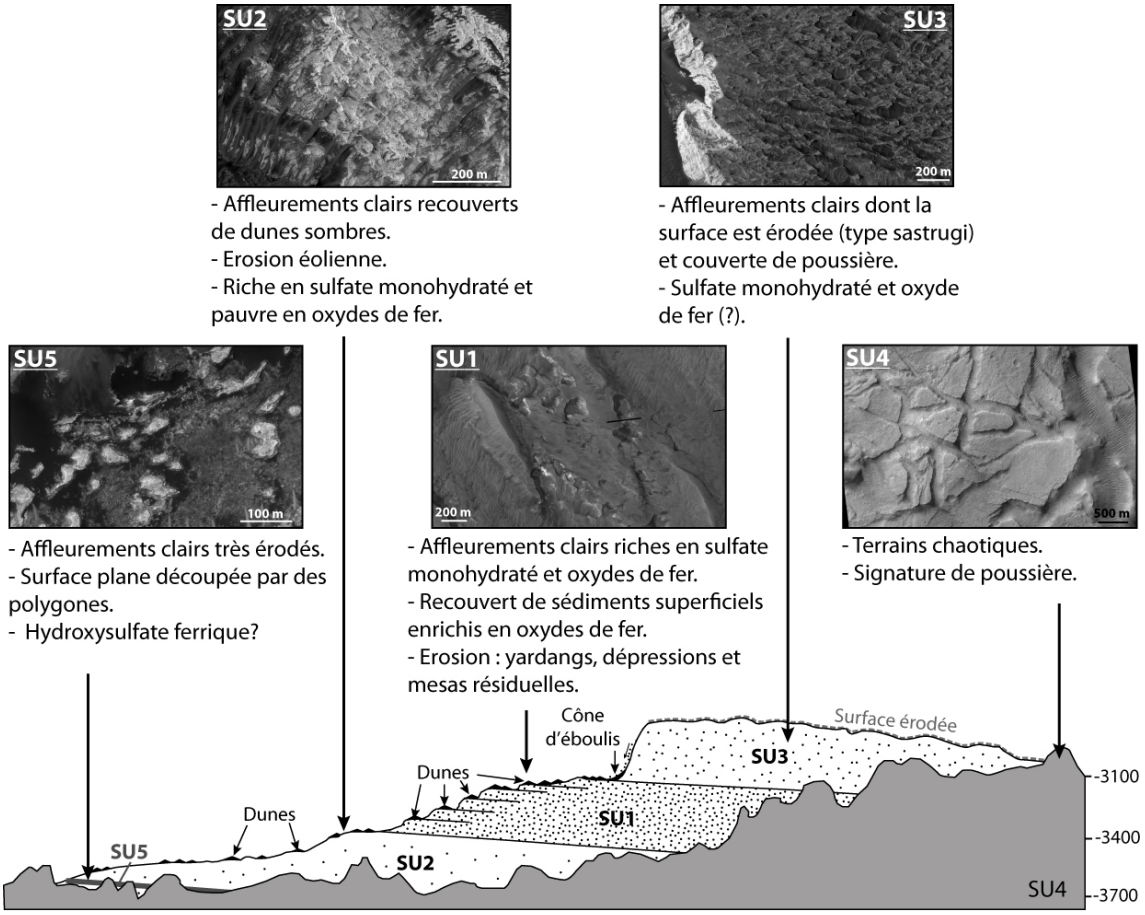

FIGURE 3.37 – Stratigraphie générale d'Aram Chaos. Les points noirs sur la coupe correspondent à la présence d'oxydes de fer.

neur en oxydes de fer doit cependant être beaucoup plus importante dans la SU1 que dans la SU2. En effet, tout en étant composés des mêmes minéraux, les dépôts superficiels formés par l'érosion de la SU1 sont beaucoup plus riches en oxydes de fer que ceux de la SU2. La différence entre la SU1 et la SU2 se traduit également par une différence de morphologie due à l'érosion. La surface de la SU1 montre, en effet, des structure inexistantes sur la SU2 comme : des yardangs, des dépressions et des mesas de couches résiduelles.

- Unité supérieure (SU3) : La surface du dôme est couverte de poussière, et a été entièrement érodée par le vent, formant des structures de type « sastrugi ». La roche constituant cette unité supérieure n'affleure donc réellement que lorqu'elle est entaillée par les falaises abruptes bordant les couloirs d'érosion éolienne. L'analyse CRISM de ces falaises montre également la présence claire de sulfates mohohydratés. La signature d'oxydes de fer et de minéraux hydratés semble plus faible. L'analyse des cônes de débris formés au pied des falaises, et provenant de l'érosion de celles-ci, montre un enrichissement en oxyde de fer. La partie supérieure du dôme contient donc probablement également des oxydes de fer et des minéraux hydratés.

Les dépôts stratifiés d'Aram Chaos, reposant sur les terrains chaotiques, sont donc constitués globalement d'un même matériel clair, riche en sulfate monohydraté (probablement kiésérite), en oxydes de fer (hématite ou goethite), et en minéraux hydratés reliés à la présence d'oxydes de fer (probablement de la ferrihydrite). Seule une fine strate, située à la base du dôme, se distingue par une autre composition correspondant probablement à la présence d'hydroxysulfate ferrique. Les principales unités composant le dôme diffèrent uniquement par un enrichissement ou un appauvrissement relatif en oxydes de fer et minéraux hydratés. Ces derniers minéraux sont particulièrement importants dans les dépôts superficiels sombres.

Ces observations montrent bien une forte similitude avec les dépôts observés par Opportunity dans Meridiani Planum. Ceux-ci présentent des affleurements clairs et stratifiés, riches en sulfates et en oxydes de fer. Ces derniers sont présents sous forme de sphérules riches en hématite qui, suite à l'érosion, s'accumulent en surface, produisant ainsi des dépôts superficiels sombres.

3.4 Discussion

3.4.1 Comparaison avec les nouvelles études réalisées sur Aram Chaos

L'analyse des dépôts stratifiés d'Aram Chaos, présentée dans cette thèse, montre certains désaccords avec l'étude récente de Lichtenberg *et al.* (2010). Celle-ci révèle à nouveau bien l'existence d'une unité inférieure (SU2) riche en sulfate monohydraté, et d'une unité supérieure (SU3) riche en sulfate monohydraté et en oxydes de fer (Fig. 3.38). De même, elle confirme la présence d'une signature particulière à 2.23 μm à la base du dôme (SU5), et l'attribue à la présence d'hydroxysulfate ferrique (Fig. 3.38).

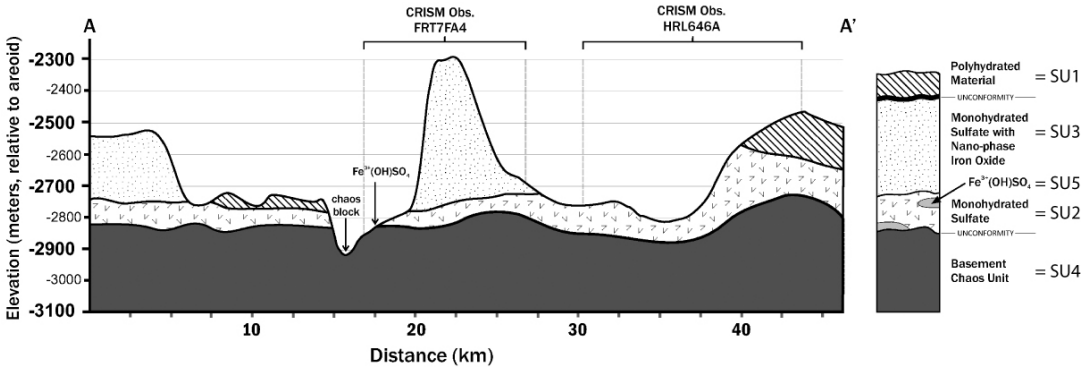

FIGURE 3.38 – Coupe schématique d'Aram Chaos selon Lichtenberg *et al.* (2010).

Le principal désaccord entre les deux analyses provient de l'interprétation de l'unité intermédiaire (SU1). En effet, pour Lichtenberg *et al.* (2010), l'unité SU1 ne fait pas partie intégrante des dépôts stratifiés du dôme, mais a été déposée de manière discordante sur la SU2 et la SU3. La mise en place de la SU1 aurait donc lieu, après celle des deux autres unités, à la suite de l'érosion induisant la formation des couloirs d'érosion éolienne. Cette hypothèse est étayée par la différence de minéralogie entre la SU1 et les deux autres unités, et par l'absence de strates plus sombres à l'intérieur des falaises bordant les couloirs.

Cette nouvelle interprétation paraît cependant peu vraisemblable. Tout d'abord, aucun indice morphologique de discordance n'est visible entre la SU1 et les deux autres unités. La stratification entre la SU1 et la SU2 montre plutôt une continuité entre les affleurements.

De plus, des buttes résiduelles de la partie supérieure du dôme (SU3), parfaitement reconnaissable par l'érosion typique de leur surface (de type sastrugi) et leur falaises claires, sont visibles un peu partout sur Aram Chaos, et reposent sur des terrains typiques de la SU1 (couverts de sédiments superficiels sombres, présence de yardangs...) (Fig. 3.39). Ces buttes reposent très clairement au-dessus de la SU1.

Les données d'inertie thermique montrent également que la surface de cette unité est recouverte de matériaux non consolidés (Chap. 3.2.4.3). De nombreuses images à haute résolution révèlent alors que ces sédiments superficiels recouvrent un matériel beaucoup plus cohésif et clair, très semblable à celui observé sur les deux autres unités (Fig. 3.18 et 3.27). Il est donc normal de ne pas trouver de strates sombres à l'intérieur des falaises, car la SU1 est constituée d'un matériel clair. La couleur sombre des dépôts superficiels est due à leur enrichissement en oxydes de fer. C'est en effet ce qui est observé sur Meridiani

Planum, où l'érosion d'affleurements clairs libère des sphérules riches en oxydes de fer, qui s'accumulent et forment des dépôts superficiels sombres. Cette observation est également cohérente avec la présence de cônes de débris sombres, trouvés au pied des falaises claires bordant les couloirs d'érosion d'éolienne (Fig. 3.17 et 3.27.g).

Enfin, les yardangs, observés à la surface de la SU1, indiquent une érosion éolienne importante, indiquant la même orientation que celle des couloirs entaillant le dôme. L'érosion de la SU2 indique également une orientation similaire. Les unités SU1, SU2 et SU3 semblent donc avoir subi le même épisode d'érosion éolienne ayant formé les couloirs.

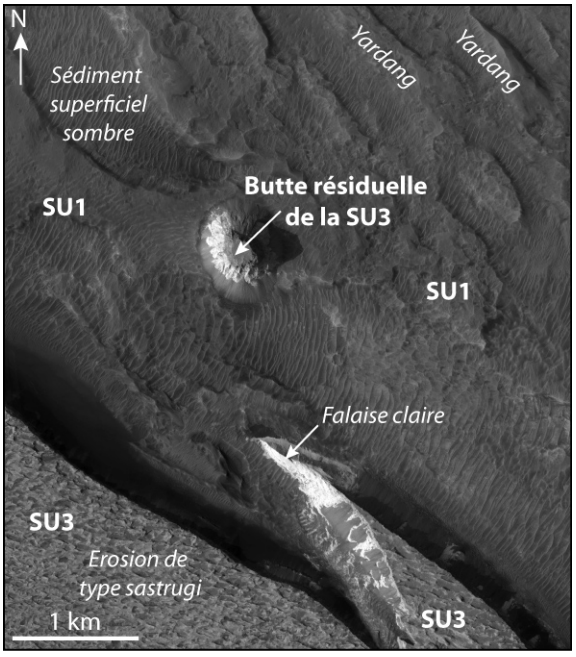

FIGURE 3.39 – Image HiRISE (PSP_002839_1825) montrant la relation entre les unités SU1 et SU3 dans Aram Chaos.

L'interprétation de Lichtenberg *et al.* (2010) diffère également sur la minéralogie de la SU1. Plutôt qu'un mélange d'oxydes de fer et de sulfates monohydratés, la SU1 serait constituée d'oxydes de fer et de sulfates polyhydratés. Ce résultat est en accord avec les ILD observés dans Valles Marineris, où la partie inférieure des dépôts est généralement interprétée comme constituée de sulfates monohydratés, et la partie supérieure de sulfates polyhydratés (Murchie *et al.*, 2009; Roach *et al.*, 2010) (Chap. 1.3.1). Cette alternance de sulfates à différents états d'hydratation est peu commune sur Terre, et donc difficile à expliquer. La kiésérite (monohydraté) s'hydratant très facilement, de l'hexahydrite ($Mg(SO_4)6(H_2O)$) aurait pu se former suite à la précipitation saisonnnière de glace d'eau durant les périodes de haute obliquité (Roach *et al.*, 2010). Le fait que la kiésérite soit toujours présente aujourd'hui indique cependant que ces périodes d'hydratation, si elles ont existé, ont dû être épisodiques et incomplètes. Une autre possibilité serait que ces dépôts soient constitués de séquences évaporitiques cycliques de sulfates mono- et poly-hydratés. Les modèles géochimiques montrent cependant que, dans cette configuration, les dépôts devraient également contenir des sulfates de fer (Roach *et al.*, 2010). Dans le cas d'Aram Chaos, Lichtenberg *et al.* (2010) suggèrent que deux épisodes différents

de remontée d'eau souterraine soient à l'origine de la formation de dépôts évaporitiques (Andrews-Hanna *et al.*, 2010), les premiers étant riches en sulfates monohydratés et les seconds en polyhydratés.

La présence de sulfates polyhydratés dans Aram Chaos semble donc plausible mais discutable. D'une part, dans Valles Marineris, ce sont les dépôts de sulfates monohydratés qui sont associés aux oxydes de fer et non les polyhydratés (Roach *et al.*, 2010). Dans le cas d'Aram Chaos, les signatures de sulfates polyhydratés sont systématiquement associées aux signatures les plus fortes d'oxydes de fer. Les cartes présentées dans la Figure 3.12 montrent bien que la profondeur de la bande d'absorption à 1.9 μm est parfaitement corrélée à la détection de la remontée entre 0.9 et 1.3 μm, typique des oxydes de fer.

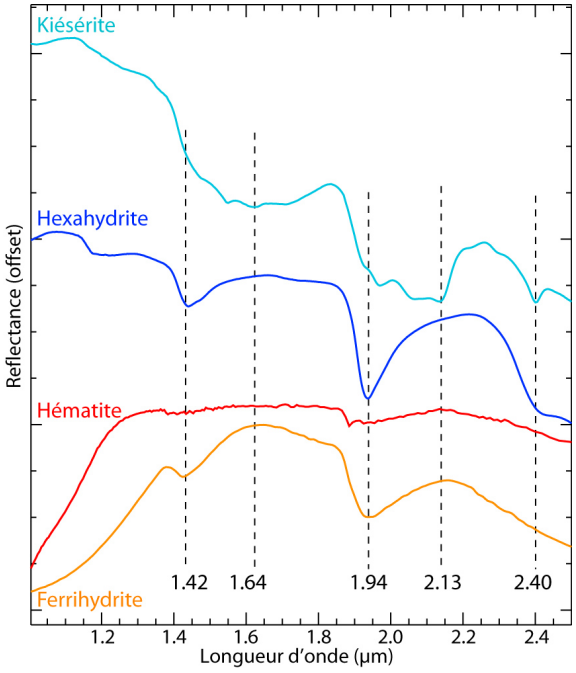

FIGURE 3.40 – Spectres de laboratoire de kiésérite ($Mg(SO_4)(H_2O)$), hexahydrite ($Mg(SO_4)6(H_2O)$), hématite ($Fe_2^{3+}O_3$) et ferrihydrite ($Fe^{3+}2O_30.5(H_2O)$), librairie USGS splib06 (Clark *et al.*, 2007b).

Les sulfates monohydratés peuvent être repérés sans ambiguité par la bande d'absorption à 2.1 μm (Cloutis *et al.*, 2006). De même, l'augmentation de la réflectance entre 0.9 et 1.3 μm est caractéristique de la présence d'oxyde de fer (Fig. 3.40). Les sulfates polyhydratés montrent des bandes d'absorption à 1.4, 1.9 et 2.4 μm (Fig. 3.40). Les deux premières bandes sont caractéristiques de tous les minéraux hydratés et ne peuvent permettre de discriminer les sulfates. Seule la bande d'absorption large à 2.4 μm est typique de ces minéraux.

La détection par Lichtenberg *et al.* (2010) des sulfates polyhydratés dans Aram Chaos s'appuie pourtant majoritairement sur la bande d'absorption à 1.9 μm. Celle à 2.4 μm n'est détectée que sur les escarpements formés par les différentes strates de la SU1. Ceux-ci montrant également une signature à 2.1 μm, la bande à 2.4 μm peut donc être attribuée à la présence de sulfates monohydratés (Fig. 3.27.b). De plus, l'analyse des cubes CRISM sur la SU1 montre très clairement que celle-ci est riche en sulfates monohydratés. Les

bandes d'hydratation peuvent alors s'expliquer, soit par le mélange de sulfates poly- et monohydratés, soit par la présence d'un autre minéral hydraté. Afin de reproduire les spectres de la SU1, le modèle de mélange favorise ainsi un mélange d'hématite et/ou goethite et d'un oxyhydroxyde de fer comme la ferrihydrite, ou un sulfate de fer comme la schwertmannite (Chap. 3.2.4.2) (Fig. 3.40). L'hématite et la goethite ont été identifiées avec certitude par les rovers (Klingelhöfer *et al.*, 2004; Morris *et al.*, 2006), et la ferrihydrite pourrait expliquer le contenu en Fe^{3+} mesuré dans les sols martiens (Morris *et al.*, 2004). De plus, la ferrihydrite constitue généralement un précurseur de la formation de phases cristallines comme l'hématite et la goethite. Sa présence et donc très probable à la surface de Mars (Chevrier et Mathé, 2007), et expliquerait facilement l'association systématique des oxydes de fer et des minéraux hydratés dans Aram Chaos.

Pour conclure, la kiésérite s'hydratant facilement, il n'est pas impossible de trouver des signatures de sulfates polyhydratés dans Aram Chaos. L'hydratation des dépôts concernés doit cependant être faible car de fortes signatures de sulfates monohydratés sont également visibles dans toute la SU1. Il faut cependant noter que les spectres aquis sur les surfaces pouvant contenir des sulfates polyhydratés peuvent tout aussi bien être interprétées comme un mélange d'hématite, de goethite, de ferrihydrite et de sulfate monohydraté, dont l'association est chimiquement plausible (Chevrier et Mathé, 2007).

Enfin, si la composition de la SU1 semble bien différer de celle des deux autres unités, cela n'implique pas son dépôt tardif. Les dépôts stratifiés d'Aram Chaos semblent plutôt constitués d'un même matériel riche en sulfate monohydraté, dont les principales unités se distinguent par des concentrations variables en oxydes de fer.

3.4.2 Comparaison avec l'ensemble des terrains chaotiques

Les terrains chaotiques d'Aureum et Iani Chaos montrent également la présence de dépôts stratifiés. Les premières données TES et OMEGA semblent indiquer une composition similaire à celle d'Aram Chaos, avec un mélange de sulfates et d'oxydes de fer (Gendrin *et al.*, 2005; Glotch et Rogers, 2007). Les affleurements correspondant à ces dépôts sont cependant de petite taille, leur composition et leur stratigraphie est donc assez mal contrainte par les données à basse résolution. Les données à haute résolution comme CRISM apportent donc de nouvelles informations sur la caractérisation de ces dépôts.

Aureum Chaos : Sur les dépôts stratifiés d'Aureum Chaos, les données TES ont détectées une signature d'oxydes de fer (Glotch et Rogers, 2007), tandis que les données OMEGA ont montré la présence de bandes d'absorption à 1.94 et 2.4 μm, attribuées à des sulfates polyhydratés (Noe Dobrea *et al.*, 2008).

Les dépôts d'Aureum Chaos reposent dans le nord de la partie centrale des terrains chaotiques, entre les altitudes -4900 et -3300 m. Ils ne constituent pas une seule grande unité mais s'éparpillent sur une centaine de kilomètres sous forme de petites buttes globalement orientées NO-SE. Celles-ci font une dizaine de kilomètres de long sur quelques kilomètres de large pour 800 m d'épaisseur au maximum (Fig. 3.4). Ces petites buttes semblent avoir été formées par l'érosion et correspondaient sans doute auparavant à un dépôt plus large et cohérent. L'orientation et l'allongement de ces buttes sont similaires à ceux des couloirs d'érosion éolienne dans Aram Chaos, et proviennent donc probable-

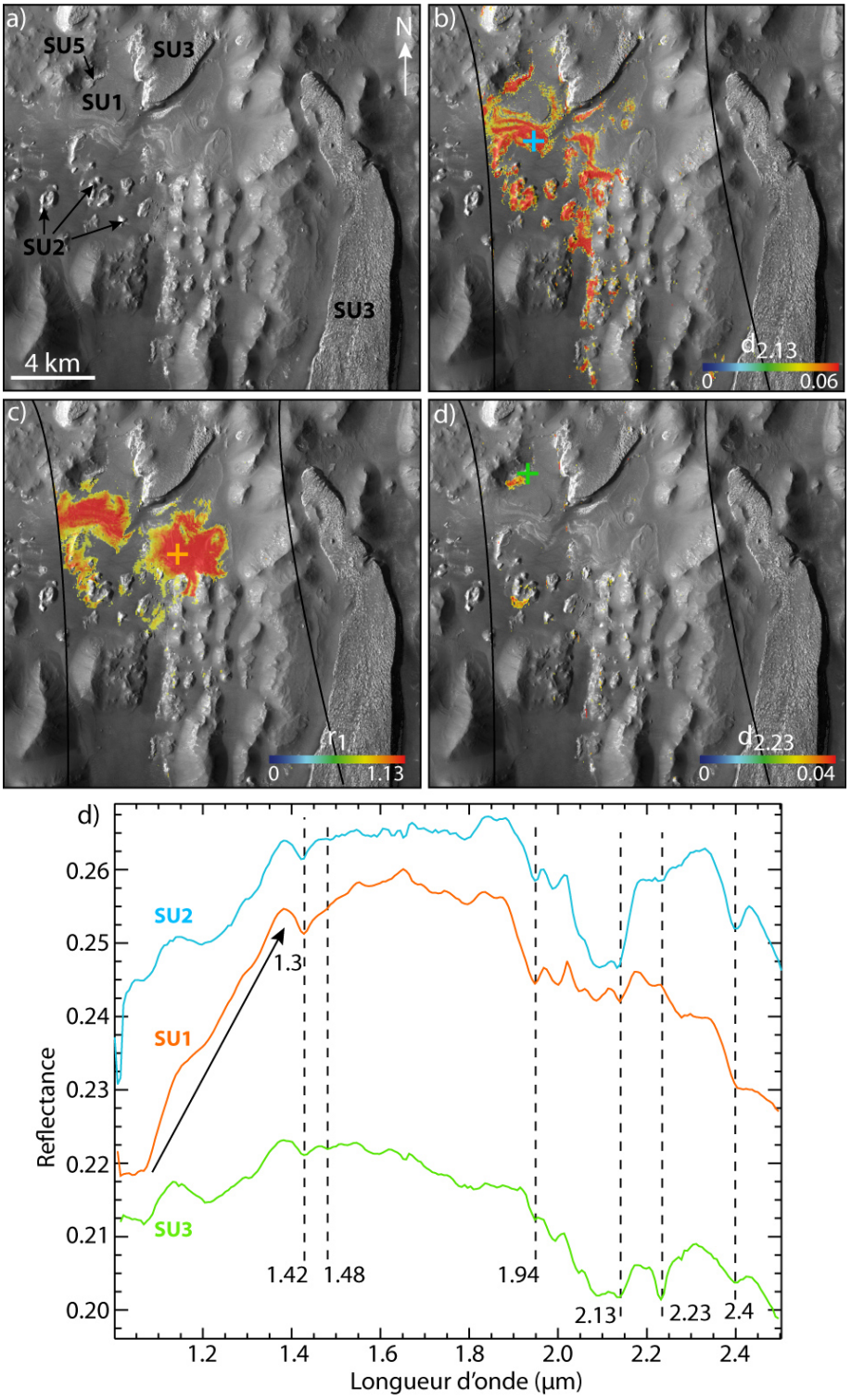

FIGURE 3.41 – Aureum Chaos : a) Mosaïque d'images CTX. b), c) et d) Cartes de critères spectraux appliqués au cube CRISM HRL6181. Les lignes noires représentent les contours du cube. d) Spectres acquis sur le cube CRISM HRL6181 et localisés sur les images précédentes par des croix de même couleur.

ment d'un même épisode d'érosion.

L'observation détaillée de ces dépôts montre que leur stratigraphie st en tout point similaire à celle d'Aram Chaos.

Tout d'abord, la surface des buttes peut s'assimiler à la SU3. Celle-ci est couverte de poussière et présente des figures d'érosion de type sastrugi. Les falaises incisant ces surfaces montrent que cette unité supérieure est constituée d'un matériel clair (Fig. 3.41.a).

A une altitude intermédiaire, on peut voir des surfaces lisses, couvertes de sédiments superficiels sombres, et dont les escarpements laissent apparaitre des affleurement clairs. Ces formations semblent s'apparenter à la SU1 (Fig. 3.41.a).

La base des dépôts, pouvant correspondre à la SU2, n'apparait que sous forme de petites buttes arrondies de quelques centaines de mètres de large et constituées d'affleurements clairs (Fig. 3.41.a).

L'analyse CRISM d'une région d'Aureum, où ces différentes structures sont exposées, est également parfaitement en accord avec les résultats obtenus sur Aram Chaos.

Ainsi, la surface de ces dépôts ne présente aucune signature particulière. Les cartes de critères spectraux montrent cependant, sur les falaises entaillant cette surface, quelques pixels où des signatures de sulfates monohydratés (2.1 μm) et d'oxydes de fer (remontée entre 0.9 et 1.3 μm) sont détectées (Fig. 3.41.b et .c).

Les dépôts superficiels recouvrant l'unité intermédiaire révèlent une très forte signature d'oxyde de fer (hématite ou goethite) (Fig. 3.41.c et .e). Des signatures de sulfates monohydratés se voient également sur cette unité et sont particulièrement fortes là où affleure un matériel clair au niveau des escarpements (Fig. 3.41.b).

Les buttes claires à plus basse altitude montrent une forte signature de sulfate monohydraté (Fig. 3.41.b et .e). Ces buttes sont entourées de sédiments superficiels sombres dont les plus proches présentent également une forte signature d'oxyde de fer (Fig. 3.41.c).

L'application du critère spectral à 2.23 μm sur cette région montre que cette bande d'absorption existe également sur Aureum Chaos (Fig. 3.41.d et .e). Sa détection est visible sur deux petites zones se situant à la base des dépôts.

Il semble donc qu'exactement le même type de formation ait été déposé sur Aureum et Aram Chaos, probablement par les mêmes processus. Les deux régions ont également subi le même type d'érosion éolienne formant une morphologie de type sastrugi en surface et incisant les dépôts dans une direction NO-SE.

Iani Chaos : Les dépôts stratifiés de Iani Chaos sont dispersés sur une région d'environ 600 m^2 (Fig. 3.42.a) et présentent une configuration légèrement différente des deux autres terrains étudiés. La plupart de ces dépôts, situés dans les régions a et c (Fig. 3.42.a), ne correspondent pas à des structures massives sous forme de buttes. Ils constituent plutôt une surface lisse qui s'étale entre et sur les buttes arrondies des terrains chaotiques (Fig. 3.42.c). Ceci montre clairement que les dépôts stratifiés ne reposent pas de manière planaire mais drappent les terrains chaotiques. Cette formation est constituée d'un affleurement clair recouvert de sédiments superficiels et de dunes sombres (Fig. 3.42.c).

Dans les régions b et d se trouvent deux buttes plus massives d'affleurements clairs d'une trentaine de kilomètres de long pour une dizaine de kilomètres de large (Fig. 3.42.a).

Celles-ci présentent un profil en dôme et peuvent atteindre 700 m d'épaisseur. Contrairement aux bordures des dépôts d'Aram et d'Aureum Chaos, qui forment des falaises abruptes, celles d'Iani Chaos forment des terrasses étagées correspondant à différentes strates (Glotch et Rogers, 2007) (Fig. 3.42.b). Leurs surfaces montrent une intense érosion éolienne d'orientation générale NW-SE pour la région b et SW-NE pour la région d (Sefton-Nash et Catling, 2010). Cette érosion suggère l'existence de plus larges dépôts dans le passé.

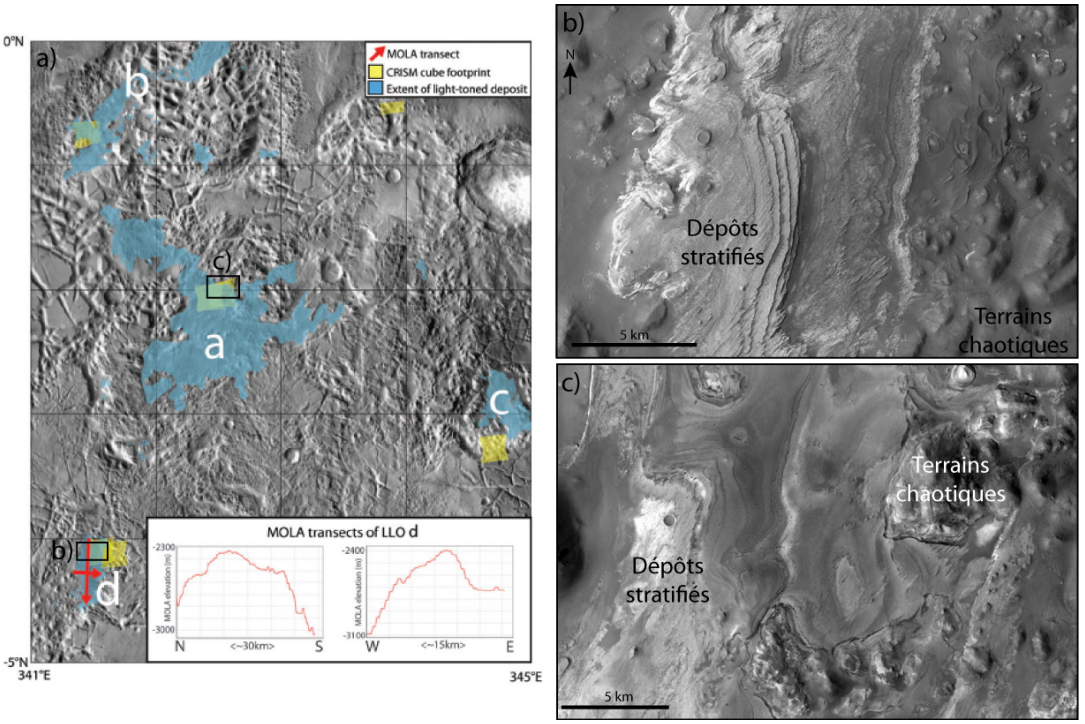

FIGURE 3.42 – a) Carte des dépôts trouvés dans Iani Chaos (Sefton-Nash et Catling, 2010). Les cadres noirs correspondent à la localisation des Figures b) et c). b) Image CTX (P03_002206_1758). c) Image CTX (P07_003907_1780).

D'un point de vue minéralogique, grâce aux données TES et OMEGA, Glotch et Rogers (2007) et Noe Dobrea *et al.* (2008) observent, sur les niveaux intermédiaires des dépôts, la présence d'hématite associée à de possibles signatures de sulfates polyhydratés. Les analyses réalisées à partir des données CRISM s'accordent également à trouver des signatures de sulfates monohydratés sur les niveaux inférieurs, sous les couches riches en oxydes de fer (Gilmore *et al.*, 2010; Sefton-Nash et Catling, 2010). Ces deux observations révèlent donc une stratigraphie très similaire à celle rencontrée dans Iani et Aureum Chaos. La partie supérieure des dépôts est cependant sujette à controverse. Peu de données CRISM existent sur cette unité ou celles-ci sont particulièrement bruitées. Gendrin *et al.* (2005) semblent observer avec OMEGA des signatures de gypse ($CaSO_4.2H_2O$) au sommet des buttes. Aucune donnée n'a cependant réussi à confirmer cette détection, les bandes d'absorption typiques de ce minéral étant en général trop petites pour être distinguées du bruit. Les quelques données CRISM acquises sur ces surfaces mettent effectivement en évidence certaines bandes d'absorption typiques du gypse mais toutes ne sont

pas visibles. Kuzmin *et al.* (2009) soutiennent que la présence de gypse est peu probable thermodynamiquement au niveau de Iani Chaos. Cependant, du gypse a été trouvé dans les dunes de la calotte polaire Nord (Langevin *et al.*, 2005a), ainsi que dans les roches analysées par Opportunity sur les dépôts de Meridiani (Clark *et al.*, 2005). Sa présence dans d'autres dépôts stratifiés reste donc plausible.

La stratigraphie des dépôts stratifiés de Iani Chaos est donc similaire à celle d'Aram et d'Aureum Chaos. Ceux-ci montrent une unité inférieure riche en sulfate monohydraté et une unité intermédiaire riche en oxydes de fer et, peut-être, en sulfate polyhydraté. La partie supérieure des dépôts de Iani Chaos semble cependant différente. Sa surface ne présente pas de morphologie d'érosion de type sastrugi et sa composition reste inconnue avec une présence possible de gypse. Iani Chaos pourrait cependant avoir été semblable aux deux autres régions, mais avoir subi une érosion éolienne plus intense, supprimant la majeure partie de l'unité supérieure. Cette importante érosion éolienne semble confirmée par la morphologie de surface des dépôts (Sefton-Nash et Catling, 2010).

Si Iani Chaos montre peut-être quelques différences, les dépôts stratifés reposant sur les terrains chaotiques présentent globalement la même stratigraphie, et se sont probablement formés dans les mêmes conditions et par des processus similaires.

3.4.3 Apports sur le mode de formation des sulfates équatoriaux

Les dépôts riches en sulfates trouvés sur les terrains chaotiques semblent présenter des caractéristiques très semblables aux dépôts observés sur Meridiani Planum et Valles Marineris. Tous montrent des affleurements riches en sulfates (mono- ou poly-hydratés) et en oxydes de fer, ces derniers s'accumulant en surface par érosion des dépôts riches en sulfates. La formation des sulfates au niveau des terrains chaotiques soulève donc probablement les mêmes problèmes chimiques que ceux présentés dans le Chap. 1.3.2, impliquant un pH acide et une faible quantité d'eau.

De même, la similitude de ces dépôts, à l'échelle de la zone équatoriale comme à celle des terrains chaotiques, suggère un processus commun, capable de former de grandes quantités de dépôts sur une large surface. Cette ressemblance est particulièrement bien visible à l'échelle des terrains chaotiques, où les dépôts présentent exactement la même stratigraphie, avec une composition chimique et une morphologie identiques. Ceux-ci sont pourtant dispersés sur une large région d'environ 600 km de large sur 800 km de long. Ils ne s'étalent pas sur toute cette région mais se localisent dans les parties topographiquement les plus basses. Cependant, si on trouve bien majoritairement les dépôts des terrains chaotiques dans les dépressions, ceci n'est pas une règle générale. En effet, ce sont principalement les régions d'Aram, d'Aureum et de Iani Choas qui sont recouvertes de ces dépôts. Certains terrains chaotiques adjacents, comme Hydraotes Chaos, qui correspondent pourtant à des dépressions plus profondes, ne révèlent aucun indice de la présence de telles accumulations sédimentaires.

A plus petite échelle, l'étude détaillée d'Aram Chaos montre que les dépôts semblent circonscrits à l'intérieur d'un dôme d'environ 140 km de diamètre. A l'intérieur de cette zone, les dépôts stratifiés drappent des buttes et mesas d'altitudes variées. A l'extérieur de cette zone, les terrains chaotiques forment de profondes fractures ainsi que des dépres-

sions (Fig. 3.8), parfois plus importantes qu'au niveau du dôme, et au fond desquelles aucune trace de dépôt n'a été trouvée. Glotch et Christensen (2005) expliquent cette localisation par une activité tectonique importante dans la région d'Aram Chaos. Celle-ci aurait entrainé, suite à la mise en place des dépôts sur l'ensemble du cratère, le soulèvement de la région (par une intrusion volcanique par exemple), puis l'érosion aurait permis la création du dôme. Une autre possibilité est que ces dépôts n'aient jamais été déposés sur l'ensemble du cratère mais aient été dès l'origine mis en place uniquement au niveau de ce dôme.

Les mêmes hypothèses que dans le Chap. 1.3.2 peuvent être proposées et discutées pour la formation des dépôts stratifiés riches en sulfates trouvés au niveau des terrains chaotiques.

Dépôt évaporitique : L'un des arguments les plus forts en faveur de ce mode de formation est la présence de dépôts stratifiés sur des sites à la source de chenaux de débâcle. Ces chenaux montrent effectivement bien l'existence passée d'eau liquide (Andrews-Hanna *et al.*, 2010). Cependant, si Iani et Aureum Chaos sont bien à la source d'Ares Vallis, Aureum Chaos n'est directement relié à aucun chenal. De même, d'autres régions des terrains chaotiques, comme Hydraotes Chaos, sont parfois connectées à plusieurs chenaux de débâcle mais ne présentent pas de dépôts stratifiés. De plus, il a été amplement démontré que les chenaux de débâcle de cette région étaient liés à la formation des terrains chaotiques et non à celle des dépôts (Carr, 1980; Costard et Baker, 2001; Rodriguez *et al.*, 2006; Meresse *et al.*, 2008). L'étude d'Aram Chaos n'a pas non plus révélé d'autres indices morphologiques d'une ancienne présence d'eau liquide à la surface des terrains chaotiques, sur lesquels les dépôts du dôme se sont mis en place.

Le scénario le plus probable proposé pour un mode de dépôt évaporitique est celui de Andrews-Hanna *et al.* (2010), basé sur la remontée de nappes d'eau souterraines. Cette hypothèse implique que les dépressions les plus profondes, et particulièrement les vallées, soient les premières à se remplir de sédiments. Cependant, les dépressions les plus profondes comme Hydraotes Chasma, le chenal d'Ares Vallis, ou certaines zones d'Aram Chaos n'indiquent aucun remplissage. Ce mode de formation impliquerait également plutôt un dépôt planaire des sédiments et n'explique pas le fait que ceux-ci drappent les terrains chaotiques à différentes altitudes.

La présence importante de kiésérite, restée stable depuis sa formation, implique également une faible quantité d'eau car celle-ci s'hydrate très facilement pour former des sulfates polyhydratés (Roach *et al.*, 2009). Les conditions de stabilité de ce minéral indiquent donc qu'il est peu probable que la surface ait subi, après le dépôt, d'importants cycles d'hydratation et de dessiccation (Gendrin *et al.*, 2005). Il semble alors improbable que, comme le suggèrent Lichtenberg *et al.* (2010) deux épisodes de remontée de nappe d'eau souterraine aient provoqué la formation de sulfates monohydratés puis de sulfates polyhydratés. Les sulfates monohydratés se seraient en effet alors très probablement destabilisés lors du deuxième épisode.

Enfin, il faut noter que les dépôts stratifiés, trouvés sur les terrains chaotiques, semblent avoir été mis en place à la fin de l'Hespérien ou au début de l'Amazonien. De nombreuses études concordent sur le fait que le climat à cette époque était plutôt froid et sec (Carr et Head, 2010). Ce résultat est compatible avec le mode de formation des terrains chaotiques qui requiert, dans la plupart des scénarios, un climat froid et une cryosphère épaisse

(Chapman et Tanaka, 2002; Chapman *et al.*, 2003; Rodriguez *et al.*, 2005; Meresse *et al.*, 2008). Un mode de dépôt évaporitique demanderait alors, soit des changements climatiques apportant des conditions plus chaudes à la fin de l'Hespérien, après la formation des chenaux, soit des conditions locales dans la région d'Aram Chaos permettant la formation de dépôts évaporitiques malgré le climat froid. Cette dernière solution paraît plus probable et pourrait impliquer la présence de flux hydrothermaux plus chauds.

Si l'hypothèse d'un dépôt évaporitique au niveau des terrains chaotiques n'est pas à exclure complètement, celle-ci soulève cependant de nombreux problèmes qui n'existaient pas forcément dans les canyons de Valles Marineris ou sur Meridiani Planum.

Altération de sulfures : Ce mode de dépôt fonctionne très bien d'un point de vue chimique mais, comme expliqué dans le Chap. 1.3.2, pose le problème de la formation d'accumulations sur des sites localisés.

Origine volcanique : Ce scénario permet bien de reproduire la chimie des dépôts et explique également leur formation sur des endroits localisés. Les sites de formation des dépôts doivent en effet être reliés à une activité volcanique. Le principal argument en défaveur de ce scénario est l'absence d'activité volcanique visible. Cependant, la plupart des hypothèses proposées pour former les terrains chaotiques impliquent l'existence de processus volcaniques (Chap. 3.1.1). Des structures volcaniques ont même été observées dans Hydraotes Chaos (Meresse *et al.*, 2008). S'il est à nouveau possible d'opposer à ce mode de formation que des dépôts n'ont pas été observés dans tous les terrains chaotiques, la présence d'une activité volcanique semble cependant plausible dans cette région. Cette activité est toutefois plutôt reliée à la formation des terrains chaotiques qu'à celle des dépôts strafiés.

Formation par impact : Ce mode de formation parait très improbable étant donné l'âge des dépôts. Ceux-ci se sont en effet formés après la création des larges cratères d'impact se trouvant dans cette région. Aucune trace d'impact ne semble reliée à la formation des dépôts stratifiés.

Origine glaciaire : Comme expliqué dans le Chap. 1.3.2, l'origine glaciaire présente l'avantage de pouvoir très bien reproduire la chimie des dépôts. Elle permet également la création des sulfates avec une faible quantité d'eau, ce qui est donc compatible avec la formation et la stabilité de la kiésérite.

Ce type de formation pourrait peut-être expliquer le dépôt localisé des formations riches en sulfates. Les dépressions pourraient ainsi avoir été remplies par de petits dômes de glace localisés, semblables à ceux observés dans les cratères de l'hémisphère Nord (Chap. 1.4).

Ce scénario est également compatible avec le climat froid et sec de cette époque. De plus, de nombreux indices montrent une action de la glace dans la région des terrains chaotiques. La plupart des scénarios proposés pour expliquer la formation des terrains chaotiques font en effet intervenir une importante cryosphère (Costard, 1990; Costard et Baker, 2001; Carr, 1979; Chapman et Tanaka, 2002; Chapman *et al.*, 2003).

Plusieurs indices morphologiques semblent également montrer la possibilité de l'existence passée de glace dans cette région. Costard et Baker (2001), Warner *et al.* (2010) et

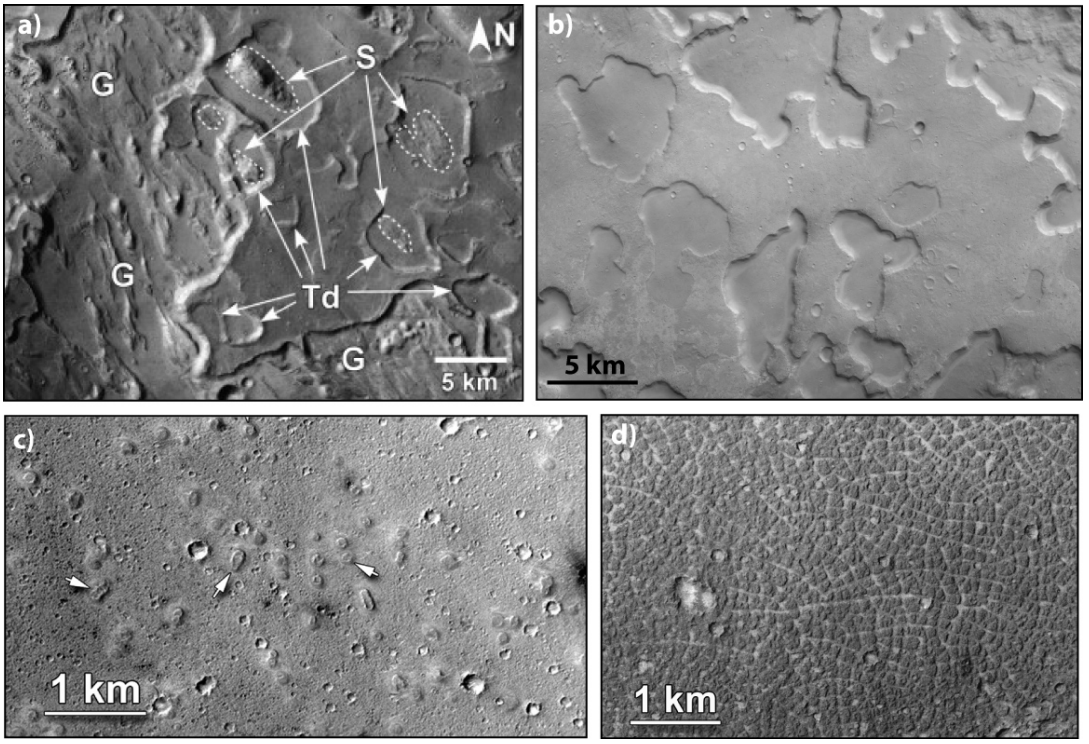

FIGURE 3.43 – a) Structures similaires aux kames terrestres (image MOC M2001237) (Pacifici *et al.*, 2009). Ceux-ci sont perturbés par des thermokarsts (Td). Sous les kames apparaissent des structures dues à l'écoulement catastrophique d'Ares Vallis (G et S). b) Structures interprétées comme des thermokarsts (image CTX P01_001520_1825) (Warner *et al.*, 2010). c) Buttes coniques détectées au fond d'un cratère (image CTX P21_009313_1877) (Warner *et al.*, 2010). d) Polygones détectés au fond d'un cratère (image CTX P17_007863_1881) (Warner *et al.*, 2010).

Pacifici *et al.* (2009) ont ainsi détecté la présence de thermokarsts sur la région d'Ares Vallis (Fig. 3.43.b). Ceux-ci forment des dépressions circulaires qui coalescent et sont généralement dues à la dégradation (par la fonte ou la sublimation) de glace proche de la surface. Warner *et al.* (2010) montrent également la présence de polygones sur quelques surfaces de cette région (Fig. 3.43.d). Ceux-ci ressemblent fortement à ceux observés à moyenne latitude (Chap. 1.4) et indiquent probablement l'existence de glace en subsurface. Dans Athabasca Vallis, l'étude de petites buttes coniques (Fig. 3.43.c) révèle que celles-ci se sont soit formées par un écoulement de lave sur un substrat riche en glace ou en eau, soit correspondent à des pingos dont l'intérieur est constitué de glace (Warner *et al.*, 2010). Enfin, Pacifici *et al.* (2009) identifient des mesas qui sont superposées aux structures formées par l'écoulement catastrophique d'Ares Vallis (Fig. 3.43.a). Celles-ci sont de formes diverses, font jusqu'à 500 m d'épaisseur, montrent des morphologies de type thermokarst en surface, leurs bordures sont abruptes, se soulèvent et montrent une stratification. Tous ces indices morphologiques semblent indiquer que ces mesas présentent des caractéristiques très similaires aux kames observés sur Terre. Ceux-ci se forment par le dépôt de sédiments dans les dépressions à la surface d'un glacier puis, suite à la fonte ou à la sublimation de la glace, ces sédiments se déposent en surface.

Enfin, l'étude des dépôts stratifiés d'Aram Chaos montre la présence de dépressions fermées, non déformées, présentant des bords irréguliers et lisses et où aucune trace du matériel excavé n'est visible (Fig. 3.28). L'une des explications permettant de former ces dépressions serait la sublimation de glace préalablement présente dans cette unité.

Si toutes ces morphologies glaciaires ne révèlent pas forcément de lien clair avec les dépôts stratifiés, celles-ci prouvent néanmoins qu'une forte interaction avec une importante cryosphère a existé dans le passé au niveau des terrains chaotiques.

Conclusion

Les dépôts stratifiés présents au niveau des terrains chaotiques martiens ont été observés dans trois principales régions : Aram, Aureum et Iani Chaos. L'étude de ces dépôts montre que ceux-ci drappent les diverses structures des terrains chaotiques et présentent tous la stratigraphie suivante :

- Unité inférieure : Cette unité est constituée d'affleurements clairs riches en sulfates monohydratés (kiésérite) et pauvres en oxydes de fer. La surface de ces affleurements est souvent couverte de dunes présentant la même minéralogie mais enrichie en oxydes de fer. Une deuxième unité, peu épaisse, est interstratifiée dans l'unité inférieure et possède des signatures spectrales qui peuvent être attribuées à la présence d'hydroxysulfate ferrique.

- Unité intermédiaire : Cette unité est également constituée d'affleurements clairs riches en sulfate monohydraté mais enrichis en oxydes de fer (de type hématite ou goethite) ainsi qu'en ferrihydrite et/ou en sulfates polyhydratés. L'érosion de cette couche induit l'accumulation de sédiments superficiels sombres et enrichis en oxydes de fer, qui recouvrent la quasi-totalité des affleurements de cette unité. La surface de celle-ci montre des morphologies d'érosion typiquement éolienne comme les « yardangs », ainsi que des mesas et des dépressions peut-être formées par des processus glaciaires.

- Unité supérieure : Cette unité est constituée également d'affleurements clairs, riches en sulfates monohydratés et plus pauvres en oxydes de fer que l'unité intermédiaire. Ces affleurements ne se voient que lorque cette unité est entaillée par l'érosion car sa surface est couverte de poussière et montre des structures d'érosion éolienne de type « sastrugi ». L'unité supérieure de Iani Chaos ne présente pas cette morphologie de surface particulière et pourrait contenir du gypse.

Les dépôts stratifiés des trois régions sont donc globalement similaires et sont constitués d'affleurements clairs riches en sulfates monohydratés, et plus ou moins enrichis en oxydes de fer et/ou en sulfates polyhydratés suivant les unités. L'érosion de ces affleurements induit l'accumulation de sédiments superficiels sombres et enrichis en oxydes de fer.

Les dépôts observés sur les terrains chaotiques sont très proches de ceux observés dans Valles Marineris et sur Meridiani Planum, confirmant ainsi que leur mode de formation est probablement commun.

En ce qui concerne ce mode de formation, un dépôt évaporitique semble soulever de nombreux problèmes dans la région des terrains chaotiques. Les processus paraissant les mieux fonctionner pour permettre l'accumulation de sédiments riches en sulfates sur ces structures singulières sont les modes de dépôt volcaniques et glaciaires. Le mode de dépôt glaciaire proposé par Niles et Michalski (2009) permet en effet de reproduire la chimie complexe et la morphologie des dépôts. Il est également plus compatible avec le climat de la fin de l'Hespérien, et de nombreux indices morphologiques attestent que la glace a été présente dans cette région. Il permettrait également de former des dépôts similaires, à une grande échelle et dans des environnements divers. Plusieurs arguments manquent cependant pour prouver cette hypothèse. Il est par exemple important de regarder si la formation de sulfates dans une masse de glace existe dans la réalité, sur Terre ou sur Mars, ou peut être démontrée en laboratoire. Il est également primordial de savoir si un tel processus est capable de déposer une quantité aussi importante de sédiment.

D'autres accumulations de sulfates sont cependant présentes sous forme de dunes au-

tour de la calotte polaire Nord. La proximité de ces dépôts et de la calotte semble indiquer un lien probable entre les deux formations. L'origine de ces dépôts pourrait donc peut-être nous apporter d'importantes informations sur la plausibilité d'un mode de formation glaciaire des sulfates martiens. De tous les modes de formation proposés pour les sulfates, ce processus est également le seul dont la plausibilité peut être testée par des processus encore actifs aujourd'hui.

Chapitre 4

Les sulfates polaires : étude de la calotte polaire Nord

A la différence des sulfates équatoriaux, les sulfates polaires ne se trouvent pas au niveau d'affleurements clairs, mais ont été détectés sur des dunes sombres proches de la calotte.

Ces dunes appartiennent à la plus grande accumulation éolienne martienne, qui entoure entièrement la calotte polaire Nord sur près de 4,7.10^6 km^2. Une signature de gypse (sulfate de calcium, $CaSO_4.2H_2O$) n'a été trouvée jusqu'à présent que sur la partie la plus dense de ce champ circum-polaire, dans la région d'Olympia Planum (Langevin *et al.*, 2005a). Le reste des dunes montre plutôt une composition riche en minéraux mafiques (probablement des pyroxènes) et en minéraux hydratés (Poulet *et al.*, 2008b; Horgan *et al.*, 2009; Calvin *et al.*, 2009), dont la composition précise reste inconnue.

La présence de ces dunes riches en gypse soulève au moins deux questions telles que : (1) quelle est la source d'une aussi grande quantité de sédiment superficiel ? et (2) quelle est l'origine du gypse ?

La proximité entre la calotte polaire et les dunes laisse supposer qu'un lien pourrait exister entre les sulfates circum-polaires et l'activité présente et passée de la calotte de glace.

S'il est communément admis que le matériel constituant les dunes provient de la calotte polaire, l'origine du gypse reste très controversée. Celui-ci étant un minéral très tendre, il se dégrade rapidement avec le transport (Langford, 2003; Fishbaugh *et al.*, 2007). Le gypse trouvé sur les dunes d'Olympia Undae s'est donc soit formé in situ, soit provient d'une source proche. Les différentes implications des deux scénarios peuvent avoir des répercussions importantes sur la compréhension de Mars. En effet, dans le cas d'une formation in-situ, les sulfates polaires auraient donc été créés très tard dans l'histoire de Mars. Cette hypothèse n'est pas compatible avec la chronologie martienne proposée par Bibring *et al.* (2006) où les sulfates ne pourraient se former que durant l'Hespérien et le début de l'Amazonien. L'hypothèse d'une source extérieure serait donc plus compatible avec une formation plus ancienne des sulfates polaires. L'une des sources extérieures possibles est la calotte polaire (Roach *et al.*, 2007; Calvin *et al.*, 2009). Ainsi, la détermi-

nation précise de l'origine du gypse polaire pourrait apporter d'importantes informations sur la plausibilité d'un mode de formation glaciaire des sulfates martiens.

Le but de la présente étude est donc d'identifier les liens possibles entre la calotte polaire et les dunes qui l'entourent. L'interaction possible entre ces deux formations est la plus facile à étudier au niveau des escarpements, généralement en forme d'arc, qui entaillent la calotte à sa périphérie. Ceux-ci sont en effet très souvent associés à des champs de dunes.

La première partie de ce chapitre s'attachera à essayer de comprendre le lien entre la calotte et les dunes là où il est le plus facile à mettre en évidence, au niveau des escarpements. Cette partie présentera donc en détail l'analyse morphologique et minéralogique d'un escarpement et du champ de dunes qui lui est associé.

La deuxième partie de ce chapitre étendra les résultats obtenus par l'étude locale à l'ensemble de la calotte polaire et du champ de dunes, ainsi qu'à tous les escarpements marginaux.

Ces résultats seront discutés dans une troisième partie.

4.1 Contexte et évolution géologiques de Planum Boreum

La région polaire Nord de Mars montre une histoire géologique complexe qui s'étend sur tout l'Amazonien. Ces différentes structures, actuellement visibles dans Planum Boreum (Fig. 4.1), sont décrites ci-dessous par ordre chronologique de formation (résumé sur la Fig. 4.2).

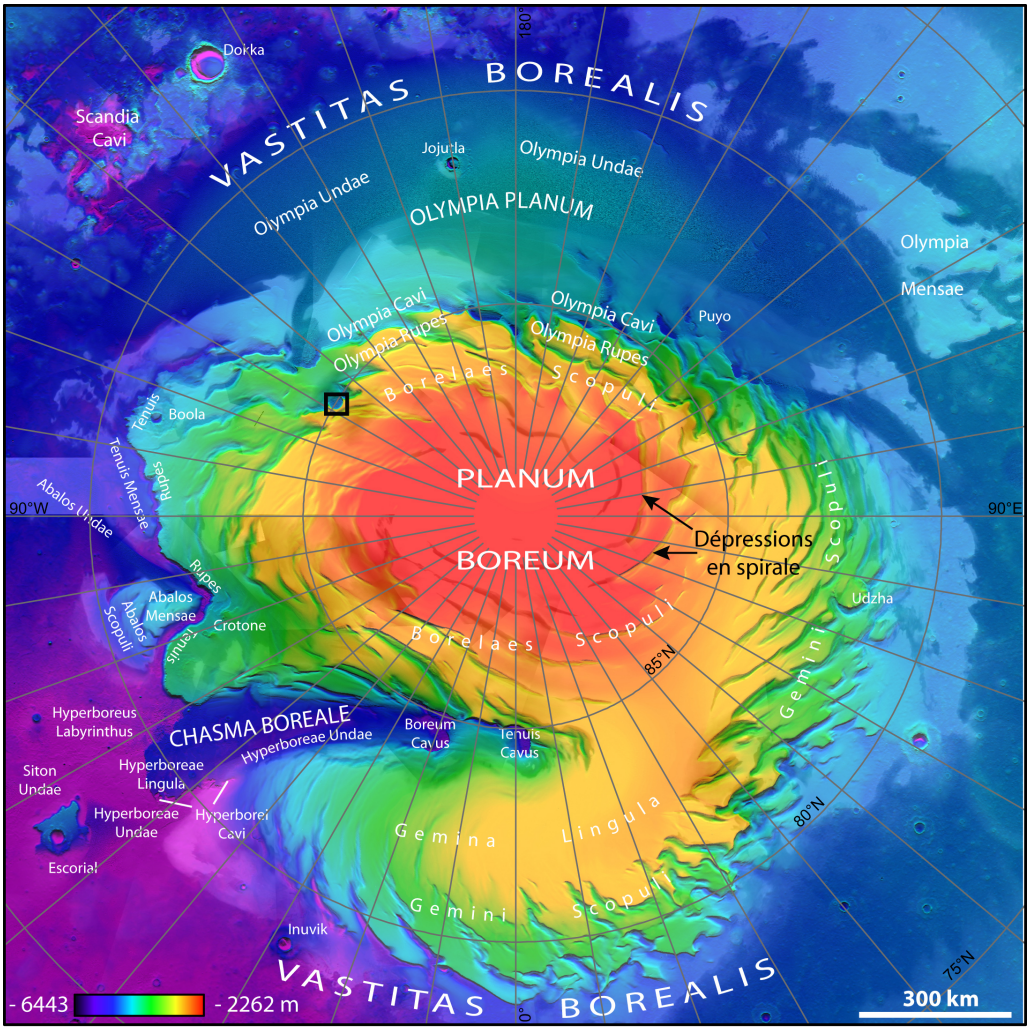

FIGURE 4.1 – Carte topographique en relief ombré de la calotte polaire Nord (réalisée à partir de données MOLA à 512 pixels/degré). Le cadre noir indique la localisation de la Fig. 4.3.

Vastitas Borealis : La plaine de Vastitas Borealis domine l'hémisphère Nord et s'étend sur environ 1500 km du pôle Nord vers l'équateur, avec des altitudes variant entre -5200 et -4500 m. Ces plaines représentent l'unité la plus ancienne des régions polaires Nord et définissent la base de l'Amazonien (Tanaka, 2005). Elles constituent des surfaces lisses qui semblent recouvrir des terrains plus anciens d'âge hespérien (indiqués par exemple par des cratères « fantômes ») (Head *et al.*, 2002; Buczkowski *et al.*, 2005).

D'abord interprété comme des coulées volcaniques hespériennes (Scott et Tanaka, 1987), les données à plus haute résolution ont montré que le matériel recouvrant les plaines du Nord serait plutôt constitué de sédiments apportés par les chenaux de débâcle de Xanthe Terra et de Chryse Planitia (Tanaka, 2005; Tanaka *et al.*, 2008). Le recouvrement des plaines aurait alors eu lieu au début de l'Amazonien, suite à la fin de l'activité des chenaux. Les terrains ainsi formés auraient enfin subi des processus périglaciaires, entrainant le développement des polygones et autres morphologies glaciaires observées à ces latitudes (voir Chap. 1.4).

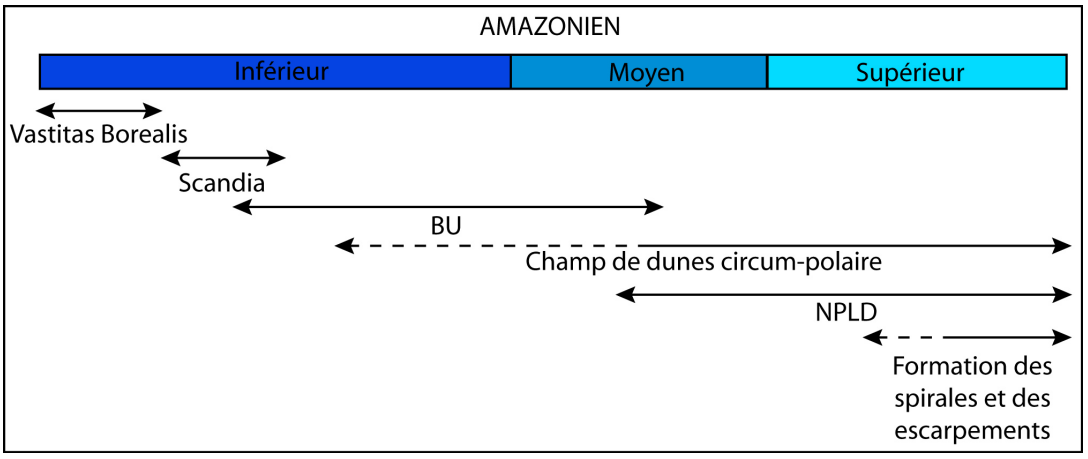

FIGURE 4.2 – Activité géologique de Planum Boreum en fonction du temps (simplifié d'après Tanaka *et al.* (2008)).

Scandia : La formation de Scandia se superpose aux terrains de Vastitas Borealis et couvre une large zone s'étalant de 300 km au Nord d'Alba Patera jusqu'à la marge Sud d'Olympia Planum (Fig. 4.1). Sa surface est beaucoup plus perturbée que celle de Vastitas Borealis et présente de nombreuses dépressions irrégulières surmontées par des petites buttes (Scandia Cavi), des mesas d'environ 10 m de haut et des buttes éparses (Scandia Colles), ou des mesas ovoïdes également d'une dizaine de mètres de hauteur (Scandia Tholi). La formation de cette seconde unité polaire est elle aussi datée du début de l'Amazonien. L'histoire de la région de Scandia a donné lieu à deux interprétations principales :

- Une anomalie thermique régionale associée à l'activité volcanique d'Alba Patera aurait entraîné l'apparition de processus comme des diapirs sédimentaires, des volcans de boue, des pingos, ou des éruptions phréatiques ou cryoclastiques (Tanaka *et al.*, 2003; Tanaka, 2005; Tanaka *et al.*, 2008). Ceux-ci auraient modifié la surface de Vastitas Borealis et auraient créé les différentes unités de Scandia.

- L'accumulation de glace de Planum Boreum aurait été autrefois plus étendue, les mouvements et la fonte de cette calotte auraient induit la perturbation des terrains de Vastitas Borealis et la formation de Scandia (Fishbaugh et Head, 2001).

La calotte polaire actuelle s'est déposée sur ces deux dernières unités au cours de l'Amazonien. Deux principaux épisodes d'accumulation peuvent être distingués dans la calotte polaire Nord :

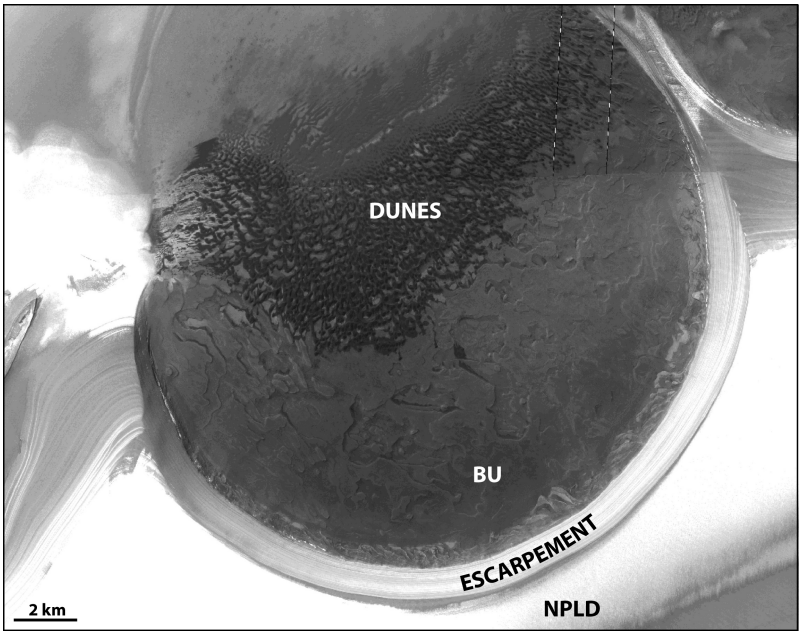

FIGURE 4.3 – Images CTX d'un escarpement en forme d'arc entaillant la calotte polaire Nord et montrant les différentes unités la constituant (localisation sur la Fig. 4.1). On notera que les formes visibles à la surface de la BU sont similaires à celles visibles sur Aram Chaos (Fig. 3.28).

Unité basale ou BU (« Basal Unit ») : La BU constitue la partie inférieure de la calotte polaire et présente une épaisseur maximale de 1 km. Les dernières études réalisées à partir des données radar MARSIS et SHARAD (Putzig *et al.*, 2009; Selvans *et al.*, 2010) montrent que la BU ne s'étend pas sur toute la surface occupée par la calotte polaire, mais s'étend sous le lobe d'Olympia, sous une majeure partie du lobe principale de Planum Boreum, et sous une petite partie de Gemina Lingula (Fig. 4.4).

Ces dépôts sont difficiles à dater car ils sont généralement recouverts par les dunes circum-polaires et par la partie supérieure de la calotte. Les quelques comptages de cratères réalisés datent la surface de la BU entre $\sim$100 Ma et 2 Ga (Pathare *et al.*, 2005; Tanaka *et al.*, 2008). Tanaka *et al.* (2008) séparent la BU en deux unités nommées Rupes Tenuis et Planum Boreum Cavi, datées respectivement du début et du milieu de l'Amazonien. Cette division n'a cependant pas été repérée avec les données radars et la plupart des études gardent l'appellation globale de BU. Si une datation de la surface de la BU est difficile, le fait que ces dépôts inférieurs de la calotte polaire reposent directement sur les plaines de Vastitas Borealis indique un âge maximum de $\sim$3 Ga (Tanaka, 2005; Tanaka *et al.*, 2008). Cette datation, quoique peu précise, révèle que la BU est suffisamment ancienne pour avoir subi des variations d'obliquité importantes. Ceci soulève la question de la manière dont ces dépôts de glace ont pu perdurer durant les périodes de haute obliquité.

L'analyse morphologique montre que cette unité se distingue par un albedo sombre (Fig. 4.3) qui indique une quantité importante de sédiment. Les observations récentes, réalisées à partir des images à haute résolution, révèlent que la BU n'est pas constituée de couches de glace enrichies en poussière, mais plutôt de couches de glace presque pure, interstratifiées à des dépôts de sédiments sombres (Herkenhoff *et al.*, 2007; Selvans *et al.*,

2010). Les strates constituant ces dépôts apparaissent comme planes et irrégulières et présentent parfois des structures interprétées comme des stratifications entrecroisées (Byrne et Murray, 2002; Herkenhoff *et al.*, 2007).

La BU étant probablement la source des dunes circum-polaires, les sédiments la constituant ont généralement été interprétés comme du sable (Byrne et Murray, 2002). Ce sont cependant généralement des poussières qui sont déposées en même temps que la neige dans une calotte polaire. Or, la granulométrie de celles-ci est trop fine pour pouvoir s'accumuler sous forme de dunes. Ainsi, soit la formation de la BU fait appel à des processus complexes permettant le dépôt de sable, soit les sédiments contenus dans la BU sont bien des poussières, celles-ci formant des agrégats avec la glace de la taille de grains de sable lors de la sublimation (Herkenhoff et Vasavada, 1999).

Compte-tenu de la structure particulière de la BU et de la présence possible de sable en son sein, différents scénarios ont été proposés pour la formation de cette unité basale (Fishbaugh et Head, 2005) :

- Chenaux de débâcle ou océan : Les sédiments sont apportés par des chenaux de débâcle qui sont ensuite gelés. La sublimation de la glace entraîne le transport et le gel de l'eau vers les pôles. La couche de glace ainsi formée protége les sédiments qu'elle recouvre. Kreslavsky et Head (2002) proposent également une sédimentation dans un océan créé par les effluents des chenaux de débâcle. Ces différentes hypothèses sont cependant peu probables car ce mode de formation induirait le dépôt de sédiment sur d'autres zones des plaines du Nord que le pôle. De plus, dans le cas des chenaux de débâcle, le dépôt se ferait plutôt à proximité du chenal et non du pôle.

- Glace basale : Sur Terre, la base des glaciers présente souvent une concentration en sédiment pouvant atteindre plus de 50%. Cette glace basale peut être due à différents processus comme la regélation, la congélation, l'entrainement de glace pré-éxistante, le mélange ou la formation de crevasses. Tous ces processus induisent généralement des quantités diverses d'eau de fonte qui regèle ensuite. Si l'apparence et la stratigraphie de la glace basale terrestre semble similaires à la BU, ce scénario semble cependant peu plausible, principalement car la BU est beaucoup plus épaisse que les glaces basales terrestres, ce qui impliquerait une grande quantité d'eau de fonte.

- Ancien dépôt polaire : Cette hypothèse suggère que la BU correspondrait à une ancienne calotte polaire, ce qui expliquerait la stratification de cette unité et son association avec la calotte actuelle. Le contact entre la partie supérieure et inférieure de la calotte représenterait alors une discontinuité dans le dépôt qui pourrait être expliquée par : (1) une quantité de poussière atmosphérique qui diminue et entraine la formation de dépôts glaciaires présentant un rapport sédiment/glace beaucoup plus faible ou, (2) une érosion à grande échelle par sublimation de la première calotte, induisant une augmentation relative du rapport sédiment/glace après sublimation de la glace. Dans les deux cas, ce mode de formation pourrait permettre la création de grains de type sable par la diagénèse. Il parait cependant improbable qu'une telle quantité de sable soit produite par ce processus. On pourrait également s'attendre à ce qu'une calotte ancienne similaire ait été déposée au niveau du pôle Sud, ce qui n'a pour l'instant pas été observé.

- Dépôt éolien : Ce mode de formation est généralement privilégié par la plupart des auteurs (Byrne et Murray, 2002; Fishbaugh et Head, 2005; Tanaka *et al.*, 2008). Dans cette hypothèse, les moyennes latitudes de l'hémisphère Nord subissent une érosion importante. Le sable résiduel migre alors vers le pôle et se trouve piégé dans le bassin de

Vastitas Borealis au pôle. Les champs de dunes ainsi formés seraient ensuite cimentés par de la glace. Ce scénario est tout d'abord basé sur l'observation de stratifications entrecroisées dans la BU. La présence de ces structures n'est cependant pas acceptée par tous les auteurs (Edgett *et al.*, 2003). Ce mode de dépôt a également l'avantage de créer une unité contenant du sable, pouvant être à l'origine des dunes circum-polaires. Ce processus explique cependant mal la stratification et l'épaisseur des dépôts, ainsi que les observations récentes montrant que les sédiments sont interstratifiés avec des couches riches en glace.

Herkenhoff *et al.* (2007) proposent une solution alternative où les strates de la BU s'accumulent lors de périodes à différentes obliquités. Ainsi, durant les périodes de haute obliquité, du sable sombre migrerait et s'accumulerait au pôle. Durant les périodes de plus basse obliquité, la glace se déposerait et empêcherait la saltation des grains sous-jacents. L'alternance de ces différentes périodes induirait l'accumulation de couches riches en glace puis riches en sédiments. Les dépôts sédimentaires permettent également de protéger de l'insolation la glace sous-jacente. Le passage à l'unité supérieure de la calotte serait alors dû à un arrêt de l'apport sédimentaire.

Si la formation de la BU reste discutée, cette unité semble cependant très différente des dépôts polaires Sud ou des dépôts supérieurs de la calotte Nord. Ceci tend à montrer que les conditions climatiques sous lesquelles la BU s'est formée étaient probablement différentes de celles à l'origine des autres dépôts polaires.

Dépôts stratifiés polaires ou NPLD (« North Polar Layered Deposits ») : La partie supérieure des dépôts polaires Nord s'est déposée à partir du milieu de l'Amazonien (Tanaka *et al.*, 2008) et peut atteindre une épaisseur de 2 km (Phillips *et al.*, 2008; Putzig *et al.*, 2009; Selvans *et al.*, 2010). Cette unité se distingue de la BU par un albédo beaucoup plus fort ainsi qu'une stratification plus fine et régulière (Fig. 4.3). La transition entre la BU et les NPLD est marquée par une discordance, ainsi qu'une rupture de pente au niveau des falaises d'érosion.

Les analyses radar s'accordent à montrer que les NPLD sont pauvres en poussière, avec une concentration d'environ 2 % pour la plupart des couches et de 30 % pour les réflecteurs les plus forts (Picardi *et al.*, 2005; Phillips *et al.*, 2008; Grima *et al.*, 2009). Les variations d'albédo entre les strates peuvent donc s'expliquer par des proportions variables de poussières incluses dans la glace, mais également par des changements de granulométrie des grains de glace, ainsi que par la variation de la topographie ou de la texture des différentes couches (Herkenhoff *et al.*, 2007; Calvin *et al.*, 2009).

Si Tanaka *et al.* (2008) montrent une succession de plusieurs unités définies selon des morphologies variées, les données radars divisent plutôt les NPLD en 4 unités principales (Putzig *et al.*, 2009). Smith et Holt (2010) révèlent également un changement dans le mode de stratification dans la partie supérieure des NPLD. Dans la partie inférieure, sur environ 1500 m d'épaisseur, les strates sont continues et sub-horizontales. Cette stratification régulière est interrompue par des discontinuités qui pénètrent entre 500 et 700 m sous la surface de la calotte, et présentent des pentes entre 0.33 et 1.65°, ainsi que des longueurs supérieures à 65 km. L'intersection entre ces discontinuités et la surface des NPLD correspond aux dépressions en forme de spirale observées sur la calotte polaire (Fig. 4.1). Les informations apportées par les données radar confirment le scénario proposé auparavant par Howard (1978), Howard *et al.* (1982), Howard (2000), Ivanov et Muhleman (2000) et Ng et Zuber (2006) pour expliquer la formation de ces spirales. Selon ce scénario, au fur

et à mesure du dépôt des couches de glace, le vent katabatique descendant le long de la calotte induit l'ablation de la glace sur les pentes face à l'équateur et le dépôt de cette glace sur les pentes face au pôle. La formation de ces spirales entraine également l'exhumation de la poussière contenue dans les NPLD. Celle-ci est transportée par le vent et s'accumule sur les pentes face au pôle, ainsi que sur la surface de la calotte sous la forme de pellicules sombres (Rodriguez *et al.*, 2007). La création de ces spirales ne s'initie qu'après le dépôt des 3/4 des NPLD. Un changement climatique, encore non déterminé, a donc nécessairement eu lieu afin de favoriser la formation de ces structures dans la partie supérieure des dépôts.

Des escarpements, généralement en forme d'arc (Fig. 4.3), entaillent également les NPLD, ainsi que les spirales et la BU. Leur formation est donc probablement postérieure ou contemporaine de celle des spirales.

Dunes circumpolaires : Le plus important champ de dunes trouvé sur Mars entoure entièrement la calotte polaire Nord entre 70°N et 85°N sur ∼844.000 km^2. Les analyses les plus récentes estiment le volume de sédiment constituant ces dunes entre 1300 et 3600 km^3 (Hayward *et al.*, 2010). Ces dunes polaires ont été définies comme possédant le plus faible albédo et la plus faible inertie thermique de tous les champs de dunes martiens (Thomas et Weitz, 1989; Herkenhoff et Vasavada, 1999). Les mesures de teneur en hydrogène effectuées par le spectromètre à neutron de Mars Odyssey montrent que ces dunes sont probablement constituées de dépôts nivéo-éoliens présentant des alternances de glace et de sable (Feldman *et al.*, 2008).

La plupart des études s'accordent à montrer que le matériel constituant les dunes provient de la calotte polaire et, plus particulièrement de l'érosion de la BU (Thomas et Weitz, 1989; Byrne et Murray, 2002; Fishbaugh et Head, 2005). Tanaka *et al.* (2008) suggèrent au contraite que ces dépôts résultent de l'érosion des régions de Scandia et de Rupes Tenuis et se sont formés tout au long de l'Amazonien.

C'est sur la partie la plus dense de ce champ circum-polaire, dans la région d'Olympia Undae, qu'une signature de sulfate de calcium identifiée comme du gypse ($CaSO_4.2H_2O$) a été détectée. Etant donné le faible albédo de ces dunes, d'autres minéraux sont mélangés au gypse et ont été identifiés comme des minéraux mafiques ainsi que d'autres minéraux hydratés (Poulet *et al.*, 2008b; Horgan *et al.*, 2009; Calvin *et al.*, 2009).

La suite de ce chapitre décrira plus précisément ces dépôts superficiels circum-polaires et portera plus particulièrement sur la détermination de leur origine et de la source du gypse. Cette étude se concentrera principalement sur l'interaction possible entre ces sédiments et les accumulations de glace polaire.

4.2 Origine du gypse polaire : Étude locale

Afin de déterminer précisément l'origine des dunes et du gypse polaire, une première étude locale a été réalisée au niveau d'une zone clé, où les dunes et la plupart des structures principales de la calotte polaire peuvent être observées. Cette étude locale a fait l'objet d'une publication dans « Icarus » en 2010 (Massé *et al.*, 2010). Ce chapitre sera donc constitué de cet article, précédé d'un bref résumé en francais.

4.2.1 Résumé

La calotte polaire Nord de Mars s'étend sur ∼1300 km de diamètre et présente une épaisseur maximale de 3 km. Elle est constituée d'une accumulation de couches de glace d'eau contenant des quantités plus ou moins importantes de sédiments. On distingue globalement une unité basale (BU) enrichie en sédiment, et une unité supérieure (NPLD) enrichie en glace (Fig. 4.4.c). La topographie de la surface de la calotte est dominée, au centre par des dépressions en forme de spirale entaillant les NPLD, et sur les marges par des escarpements entaillant les NPLD et la BU (Fig. 4.4.a et .c). Un champ de dunes entoure entièrement la calotte polaire où une signature de gypse a été trouvée dans la région d'Olympia Planum (Fig. 4.4.b). Une signature de minéraux hydratés a été détectée sur le reste du champ de dunes et pourrait peut-être également correspondre à du gypse (Calvin *et al.*, 2009; Horgan *et al.*, 2009).

La proximité de la calotte et des dunes suggère un lien possible entre l'activité de la calotte, la formation et l'accumulation de dunes riches en sulfates. Afin de déterminer la plausibilité de cette interaction, la présente étude s'est concentrée sur l'analyse détaillée de la morphologie, de la structure et de la composition d'une région située en bordure de la calotte, entre Olympia Cavi et Gemini Scopuli (Fig. 4.4.a). Cette région permet d'observer au même endroit le champ de dunes ainsi que toutes les structures principales de la calotte polaire (Fig. 4.5 et 4.6).

Description morphologique de la zone d'étude : La morphologie de la région étudiée a été analysée à partir des images à haute résolution HiRISE et CTX, et des données de topographie MOLA.

Ces données montrent que différentes structures peuvent être observées dans la zone d'étude : la surface des NPLD perturbée par les terminaisons de deux dépressions en forme de spirale, deux escarpements en forme d'arc entaillant les NPLD et la BU sous-jacente, des champs de dunes présents au pied des escarpements (Fig. 4.6). L'observation détaillée de ces objets entraine différentes conclusions :

- Le champ de dunes : La morphologie et l'orientation des dunes montrent un vent dominant catabatique descendant depuis la surface de la calotte vers le champ de dunes (Fig. 4.6).

- Les escarpements en forme d'arc : Ces escarpements se sont formés par l'ablation régressive de la calotte polaire principalement par sublimation. L'observation précise de ces escarpements montre que le sédiment constituant les dunes provient directement de la calotte polaire et s'échappe au niveau de l'escarpement au fur et à mesure que la glace sublime (Fig. 4.6).

- La surface des NPLD : Un plateau sub-horizontal à l'intérieur d'une des dépressions

en spirale à la surface des NPLD (Fig. 4.6.b) correspond à un paquet disséqué de couches de glace riches en poussière (Fig. 4.7.a et d.). Il est recouvert de sédiment et présente des figures de sublimation connues sous le nom de cupules d'ablation sur les glaciers terrestres (Fig. 4.7). Le sédiment recouvrant le plateau s'est donc accumulé à la surface de la glace lors de la sublimation de celle-ci.

L'étude morphologique de cette zone montre donc que le sédiment superficiel recouvrant la calotte et constituant les dunes provient directement de la calotte polaire elle-même. Les particules préalablement piégées dans la glace s'accumulent en surface après sublimation puis sont transportées par le vent catabatique en direction des dunes.

Analyse minéralogique : Deux hypothèses principales peuvent être émises sur l'origine du gypse circum-polaire : (1) comme les sédiments formant les dunes, le gypse peut provenir directement de la calotte polaire ou, (2) le gypse se forme comme minéral secondaire à l'intérieur même des dunes. L'évaluation de la première hypothèse nécessite de pouvoir détecter la composition des poussières sur les couches les plus riches en sédiments de la calotte. La signature spectrale de ces particules sédimentaires est cependant généralement faible et mélangée à celle de la glace. Afin de pouvoir mieux déterminer la composition des minéraux inclus dans la glace, différents outils ont été développés :

- Mesures expérimentales : Afin d'appréhender le comportement spectral d'un mélange gypse/glace, des spectres à différentes proportions de ce mélange ont été acquis en laboratoire dans des conditions de température et de pression martiennes. Ces spectres montrent que plusieurs bandes d'absorption typiques du gypse subsistent avec le mélange, mais que celles-ci sont généralement peu profondes et chevauchent les bandes d'absorption typiques de la glace (Fig. 4.8).

- Critères spectraux : Du fait du chevauchement des signatures de glace et de gypse, cette méthode n'a été utilisée que pour la détection des bandes d'absorption à 1.5 μm (typique de la glace) et 1.9 μm (typique des minéraux hydratés).

- Les dérivées spectrales : Cette méthode, initialement développée pour les données hyperspectrales terrestres (Verpoorter, 2009), est basée sur la dérivation des spectres (Fig. 4.9) et permet de distinguer les bandes d'absorption qui se chevauchent.

L'utilisation de ces différentes méthodes révèle que des signatures de gypse, et peut-être de perchlorate ou d'hannebachite ($2CaSO_3.H_2O$), peuvent être détectées sur tous les sédiments superficiels de la zone d'étude : les dunes, le sédiment s'échappant de l'escarpement, le sédiment recouvrant le plateau en surface de la calotte, et les couches de glace les plus riches en poussière (Fig. 4.11, 4.12, 4.13, 4.14 et 4.15). Tous ces sédiments présentent donc la même composition et contiennent du gypse.

Discussion : Ce résultat montre que les cristaux de gypse sont présents initialement à l'intérieur de la calotte polaire et font partie des sédiments contenus dans les NPLD et la BU. Suite à la sublimation, ces sédiments riches en sulfates s'échappent, et s'accumulent sous forme de till de sublimation à la surface de la calotte. Les sédiments sont également transportés par le vent catabatique et s'accumulent sous forme de dunes (Fig. 4.16). Cette interprétation est cohérente avec l'observation de sulfates, et plus particulièrement de gypse, dans les carottes glaciaires prélevées en Antarctique et au Groenland (Ohno *et al.*, 2006; Iizuka *et al.*, 2006, 2008). L'analyse de ces sulfates glaciaires terrestres amène également des contraintes sur l'origine ultime du gypse martien. Ceux-ci

semblent en effet s'être formés par l'altération de particules de poussière à la fois dans l'atmosphère, avant le dépôt, et à l'intérieur même de la glace. Un processus similaire pourrait donc être envisagé pour la formation des sulfates polaires martiens.

Cette étude est détaillée dans la publication ci-après.

MARTIAN POLAR AND CIRCUM-POLAR SULFATE-BEARING DEPOSITS : SUBLIMATION TILLS DERIVED FROM THE NORTH POLAR CAP

M. Massé, O. Bourgeois, S. Le Mouélic, C. Verpoorter, L. Le Deit, J.-P. Bibring

Introduction : Various kinds of sulfates have been discovered in several regions of Mars, both from in-situ ground observations by the Spirit and Opportunity rovers and from orbital observations by the OMEGA and CRISM imaging spectrometers. In equatorial and mid-latitude regions, Mg-, Fe- and Ca- sulfates have been detected in light toned layered deposits and in soils (Christensen *et al.*, 2004b; Gendrin *et al.*, 2005; Arvidson *et al.*, 2006b; Squyres *et al.*, 2006a; Le Deit *et al.*, 2008; Massé *et al.*, 2008; Roach *et al.*, 2009; Wray *et al.*, 2009). At higher latitudes, Ca-sulfates have been detected in dark dune fields in the vicinity of the North Polar Cap (Langevin *et al.*, 2005a; Roach *et al.*, 2007) and possibly in the permafrost of the Phoenix landing site (Hecht *et al.*, 2009). Understanding the origin of these various kinds of sulfate-bearing deposits is of importance because they constitute key elements to constrain the evolution of the Martian surface and past climate. Various hypotheses have been suggested so far to explain their formation. On Earth, large accumulations of sulfates commonly form in evaporitic environments (Rouchy et Blanc-Valleron, 2006) ; one of the classical hypotheses for the formation of sulfates on Mars is therefore evaporitic concentration and deposition in water bodies (Catling, 1999). Other classical hypotheses involve in-situ weathering of sulphide deposits or basaltic materials by acid fogs or acid groundwaters (see review in (Chevrier et Mathé, 2007). Recently, Niles et Michalski (2009) suggested that Martian equatorial sulfates have formed by weathering of dust trapped in ancient equatorial ice caps.

Interestingly, the largest accumulation of sulfates detected so far on Mars is located on Olympia Planum, a crescent-shaped dome, 500 km in radius, located at the present-day border of the North Polar Cap (Fig. 4.4.a and .b) (Langevin *et al.*, 2005a; Roach *et al.*, 2007). This dome corresponds to an ancient part of the North Polar Cap, which has been exhumed by erosional retreat of its upper part (Zuber *et al.*, 1998; Fishbaugh et Head, 2000, 2005). This dome is now extensively covered by superficial sediment and dark dunes. These correspond to the densest part of the Circum-Polar Dune Field that encircles the whole North Polar Cap (Fishbaugh *et al.*, 2007; Tanaka et Hayward, 2008). The spectral signature of hydrated Ca-sulfate (most likely gypsum) observed by OMEGA and CRISM in this region is correlated to the dark dunes that cover Olympia Planum (Fig. 4.4.b) (Langevin *et al.*, 2005a; Roach *et al.*, 2007).

The presence of gypsum in dunes resting on an erosional relict of the North Polar Cap raises the question of whether a link exists between the processes of formation and/or accumulation of these circum-polar sulfates and the past or present activity of the ice cap. The aim of our study is therefore to evaluate, by an integrated morphological, structural and compositional analysis, whether polar and circum-polar gypsum-rich deposits, such as those observed in Olympia Planum, derive from the North Polar Cap or not.

For that purpose, we focus on a key area located at the border of the North Polar Cap, between Olympia Cavi and Gemini Scopuli (Fig. 4.4.a and 4.5). This area provides a comprehensive view, on the same location, of (1) the Circum-Polar Dune Field, (2) the surface of the North Polar Cap and (3) a natural cross-section that reveals the internal structure of the ice cap. Morphological and structural information on this area is provided by the analysis of HiRISE and CTX images and MOLA topographic data, while compositional constraints are provided by the analysis of CRISM and OMEGA hyperspectral data.

In section 4.2.2, we briefly describe the North Polar Cap, the associated polar and circum-polar superficial accumulations of dark sediment (including the Circum-Polar Dune Field) and we review current hypotheses for the origin of the circum-polar sulfate deposits. Then, we introduce in section 4.2.3 the structure and landforms of the study area and discuss their significance. In section 4.2.4, we present the results of the spectroscopic compositional analysis. We finally discuss in section 4.2.5 the implications for the origin of polar and circumpolar sulfates.

4.2.2 Geological setting

4.2.2.1 The North Polar Cap

The North Polar Cap rests in the lowest part of the Vastistas Borealis topographic basin (Fig. 4.4.a and .c). It is 1300 km in diameter and reaches a maximum thickness of 3 km at its center (Zuber *et al.*, 1998). The formation of the whole ice cap took place during the Amazonian (Carr et Head, 2010). It is a stack of water ice layers containing various amounts of intermixed sediment (dust or sand) (Kieffer *et al.*, 1976; Tsoar *et al.*, 1979; Howard *et al.*, 1982; Fishbaugh *et al.*, 2008). Two distinct units have been recognized in this stack (Fig. 4.4.c). The first one corresponds to the Basal Unit (BU), which rests directly on the Vastistas Borealis Formation (VBF). High-resolution images reveal that the BU consists of a low albedo, 1 km-thick formation displaying platy interbedded sequences of ice-rich and sediment-rich layers (Byrne et Murray, 2002; Edgett *et al.*, 2003; Fishbaugh et Head, 2005). SHARAD and MARSIS radar soundings have confirmed the existence of this sediment-rich BU, and have revealed that it is largely confined to the major lobe of the North Polar Cap (Fig. 4.4) (Picardi *et al.*, 2005; Phillips *et al.*, 2008; Putzig *et al.*, 2009). The second unit corresponds to the upper (and younger) part of the ice cap, which is composed of the North Polar Layered Deposits (NPLD). On high-resolution images, the NPLD appear brighter and more finely layered than the BU. The majority of the NPLD is made of water ice and their layering results from varying fractions of included sediment and/or varying ice grain sizes (Kieffer *et al.*, 1976; Calvin *et al.*, 2009). Radar soundings have confirmed that the amount of sediment in the NPLD is small, with only $\sim$2% for most layers and $\sim$30% for a few strong radar reflective layers (Picardi *et al.*, 2005; Phillips *et al.*, 2008). On the basis of morphological and sedimentary interpretation of high-resolution images, Tanaka *et al.* (2008) subdivided the BU and the NPLD into a full suite of stratigraphic units.

The surface morphology of the North Polar Cap is dominated by interior spiral troughs and marginal steep arcuate scarps (Howard, 2000) (Fig. 4.4.a and .c). These spiral troughs and arcuate scarps provide natural cross-sections where the internal structure of the North Polar Cap can be observed. Spiral troughs only cut through the NPLD and do not reach the BU (Putzig *et al.*, 2009). The most widely accepted hypothesis for their formation

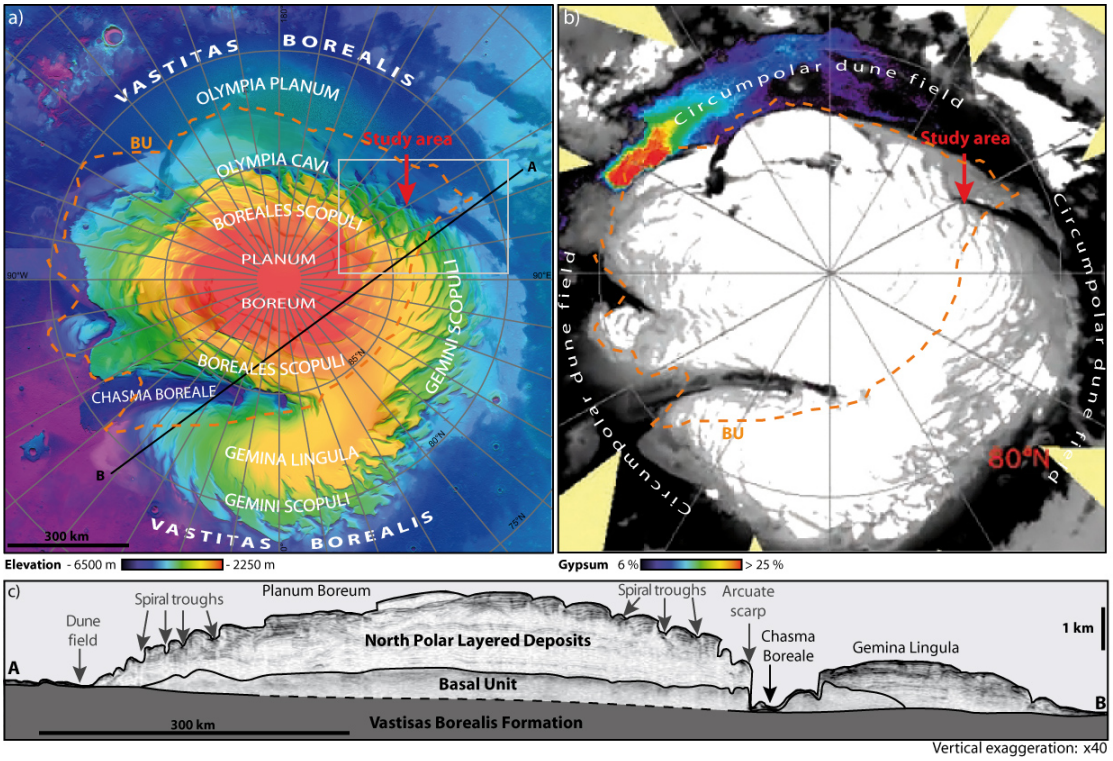

FIGURE 4.4 – a) Topographic map of the North Polar Cap (shaded and colored relief image computed from the MOLA DEM at ∼512 m/pixel overlain on a MOC mosaic at ∼221 m/pixel). The orange dotted line represents the extension of the Basal Unit (BU) inferred from radar soundings by Putzig *et al.* (2009). The grey box indicates the location of the Figure 4.5. b. Map of gypsum concentration in the Circum-Polar Dune Field, computed from 11 OMEGA observations by Langevin *et al.* (2005a). The North Polar Cap appears in white and grey, whereas the Circum-Polar Dune Field appears in black. Colors indicate the depth of the 1.927 μm absorption band, interpreted as a proxy for the distribution of gypsum. c) Interpretative cross-section of the North Polar Cap based on SHARAD radargrams Putzig *et al.* (2009). The dotted line indicates the top of the Vastitas Borealis Formation (VBF), as interpreted from scarce radar returns.

is ablation due to katabatic winds and sublimation (Howard, 2000; Ivanov et Muhleman, 2000). Katabatic winds and sublimation are most probably also responsible for the formation of the marginal arcuate scarps (Warner et Farmer, 2008). The correlation between the location of the arcuate scarps and the spatial extent of the BU has been attributed to preferential undermining of the scarp bases because of the presence of sand in the BU (Howard, 2000; Edgett *et al.*, 2003).

During Martian winters, a layer of CO2 and H2O frost, approximately one meter in thickness, covers the North Polar Cap. This seasonal frost coverage begins to sublimate in spring and has disappeared by the end of summer (Smith *et al.*, 2001b; Byrne *et al.*, 2008).

4.2.2.2 Polar and circum-polar superficial accumulations of dark sediment

In addition to sediment intermixed in the ice of the BU and of the NPLD, dark polar and circum-polar sediment has also been observed in the form of (1) superficial accumulations on the floors of some spiral troughs, (2) extensive superficial mantles (classically named dark veneers (Rodriguez *et al.*, 2007)) covering the surface of the NPLD, and (3) dunes located in the Circum-Polar Dune Field (Rodriguez *et al.*, 2007; Horgan *et al.*, 2009). The sources of the dark veneers and of the sedimentary accumulations in spiral troughs are sediment-rich layers of the NPLD (Rodriguez *et al.*, 2007; Tanaka *et al.*, 2008).

The Circum-Polar Dune Field is the largest dune field on Mars. It extends between 70°N and 85°N in latitude and entirely rings the North Polar Cap (Fig. 4.4.b). Most of the dark dunes constituting the Circum-Polar Dune Field have been classified as transverse and barchan dunes (Tsoar *et al.*, 1979). Based on the shape of these dunes and on their systematic association with arcuate scarps, Thomas et Weitz (1989) inferred that the source of the circum-polar dune material is sand that was initially contained within the North Polar Cap. Herkenhoff et Vasavada (1999) thus conjectured that the dune material might be composed of filamentary sublimation residue formed by concentration of dust in sand-size aggregates during sublimation of the ice cap. Alternatively, it has been suggested that the major source for the circum-polar dune material is sand derived from the BU rather than dust derived from the whole ice cap (Fishbaugh et Head, 2005; Herkenhoff *et al.*, 2007).

4.2.2.3 Sulfates in polar and circum-polar superficial sediment

Spectroscopic studies have revealed unambiguous signatures of a calcium-rich hydrated sulfate (most likely gypsum) on Olympia Planum (Fig. 4.4.b) (Langevin *et al.*, 2005a; Roach *et al.*, 2007). In this portion of the Circum-Polar Dune Field, the density of dunes is at its highest (Tanaka et Hayward, 2008). In the inter-dune substrate of Olympia Planum, Roach *et al.* (2007) detected gypsum signatures, which appear weaker than those found on dunes. These weak signatures indicate either that small amounts of fine-grained gypsum are present within the bulk of the inter-dune substrate or that a thin layer of gypsum-rich particles covers the inter-dune substrate.

Poulet *et al.* (2008b); Horgan *et al.* (2009); Calvin *et al.* (2009) detected spectroscopic signatures of hydrated minerals on the entire Circum-Polar Dune Field, on the NPLD dark veneers and on the sedimentary accumulations covering spiral troughs. It is unclear however whether these signatures correspond to gypsum, to another kind of hydrated sulfate or more generally to any other hydrated minerals. If these signatures do correspond to gypsum, as they do in Olympia Planum, their weakness has to be attributed either (1) to low gypsum concentrations, (2) to scattering effects due to texture, or (3) to spatial exposures of gypsum being too small to be resolved with the spatial resolution of the instrument (Calvin *et al.*, 2009).

The darkness of the circum-polar sediments suggests that they are not pure gypsum. Poulet *et al.* (2008b); Horgan et Bell (2009) have also identified signatures of mafic minerals, which could explain their low albedo. Alternatively, Fishbaugh *et al.* (2007) suggested that secondary oxides may darken these sediments.

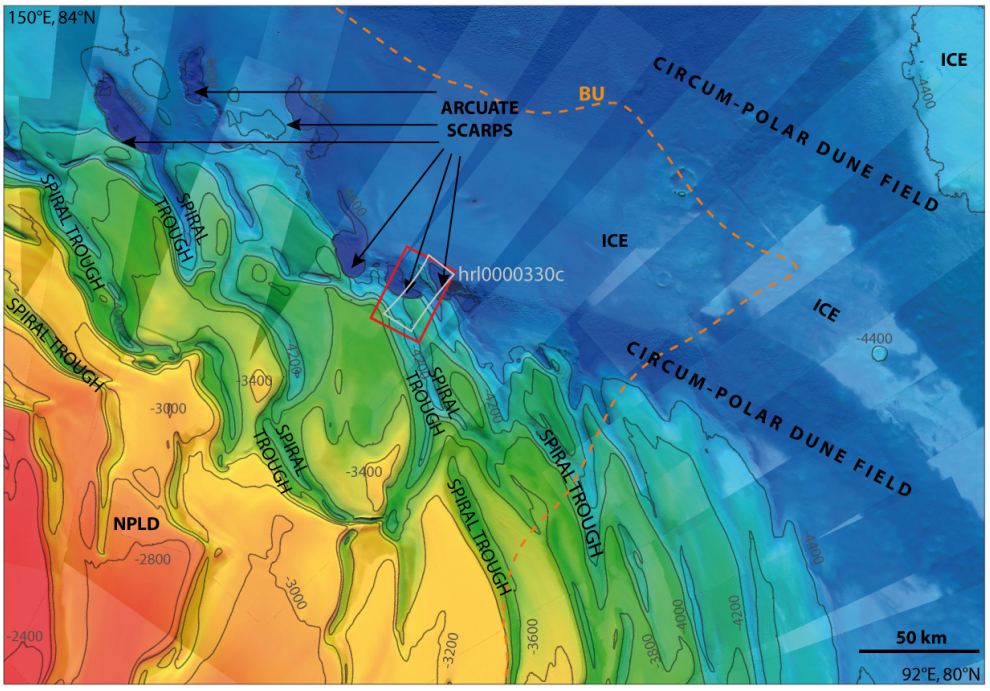

FIGURE 4.5 – Context map of the study area (shaded and colored relief image computed from the MOLA DEM at ∼512 m/pixel overlain on a CTX mosaic ; location indicated by a grey box in Figure 4.4). Topographic contours drawn at 200 m intervals underline the interior spiral troughs and the marginal arcuate scarps. The Circum-Polar Dune Field appears as a low-albedo unit, whereas ice appears as light outcrops. The study area (red box) encompasses the surface of the North Polar Cap, two spiral troughs, two arcuate scarps and a portion of the Circum-Polar Dune Field. The orange dotted line represents the extension of the Basal Unit (BU) inferred from radar soundings by Putzig *et al.* (2009).

4.2.2.4 Currently proposed origins for circum-polar sulfates

Because of its softness, gypsum is easily susceptible to physical weathering ; therefore the gypsum detected on Olympia Planum has probably formed in-situ or within a short distance from its current location (Fishbaugh *et al.*, 2007). On this basis, Langevin *et al.* (2005a) suggested two different hypotheses for the formation of gypsum in Olympia Planum : interaction of Ca-rich minerals with snow containing H_2SO_4 derived from volcanic activity or formation as an evaporite deposit after major meltwater outflows from the ice cap during warm climatic incursions. Fishbaugh *et al.* (2007) suggested that water from nearby channels percolated through dunes that cover the eastern end of Olympia Planum and attributed the formation of gypsum there to a combination of (1) in-situ aqueous weathering of sulfide- and high-calcium-pyroxene-bearing dune materials and (2) formation of evaporitic gypsum crystals in the pore spaces of these materials. Szynkiewicz *et al.* (2010) suggested that gypsum crystals were formed by evaporation of saline waters and were later transported by winds towards Olympia Planum.

Alternatively, it has been suggested that gypsum minerals could derive directly from the underlying BU (Roach *et al.*, 2007; Calvin *et al.*, 2009) ; this interpretation would be consistent with the possible existence of small amounts of gypsum in the inter-dune substrate (Roach *et al.*, 2007).

To further constrain the extent and the origin of polar and circum-polar sulfate deposits, we focus on a key area which encompasses all the features described above (Fig. 4.5) : (1) the surface of the North Polar Cap, (2) two spiral troughs, (3) two marginal arcuate scarps providing natural cross-sections through the NPLD and the BU and (4) a portion of the Circum-Polar Dune Field. This area is located at the border of the North Polar Cap, between Olympia Cavi and Gemini Scopuli, at the latitude of 83°N and the longitude of 118°E. The portion of the Circum-Polar Dune Field comprised in this study area is located outside the gypsum-rich area previously identified by Langevin *et al.* (2005a) (Fig. 4.4.b), but spectroscopic signatures of hydrated minerals have been detected there (Horgan *et al.*, 2009; Calvin *et al.*, 2009). Based on a detailed morphological and compositional analysis of this area, we will demonstrate that gypsum is present in all kinds of polar and circum-polar superficial accumulations of dark sediment, and that it derives from the ice cap.

4.2.3 Structure and landforms of the study area

4.2.3.1 Data and methods

We investigate the structure and landforms of the study area with complementary data sets, which provide different kinds of information. All these datasets have been incorporated into a geographic information system using the Mars 2000 geographic coordinate system and the polar stereographic projection.

Topographic information is provided by the Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA). The selected polar digital terrain model has a relative vertical accuracy of 1 m and an average spatial resolution of 512 pixel/degree (Smith *et al.*, 2001a). Geomorphological and structural information is provided by (1) images of the Context Camera (CTX) with a spatial resolution of 6 m/pixel over a swath that is about 30 km wide (Malin *et al.*, 2007), (2) images of the High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE) with a resolution up to 30 cm/pixel for a swath width of 6 km (McEwen *et al.*, 2007). Since we aim at observing sediment in the bulk and at the surface of the permanent ice cap, we use CTX and HiRISE images acquired in summer only, in order to minimize the effect of the seasonal CO_2 and H_2O frost coverage.

4.2.3.2 Description of landforms in the study area

A CTX image, an interpretative sketch-map and an interpretative cross-section of the whole study area are shown in Fig. 4.6.

The surface of the NPLD occupies the northern half of the image. The outer reaches of two spiral troughs strike NW-SE across the NPLD (Fig. 4.5 and 4.6). In the area encompassed by the image, these troughs are 300 to 500 m deep. Unlike other spiral troughs observed elsewhere on the North Polar Cap by Rodriguez *et al.* (2007); Horgan *et al.* (2009), the troughs of the study area are not covered by dark sediment. The internal layering of the NPLD is thus exposed in these troughs. Differences in albedo between the exposed

layers indicate either that they contain differing amounts of sediment intermixed with the ice or that they have differing ice grain sizes (Calvin *et al.*, 2009). Along the northern border of the northernmost trough, the surface of a dissected packet of ice layers forms a tabular outcrop covered by dark sediment and bordered by an escarpment 100 m-high (Fig. 4.6).

In the central-eastern and south-western parts of the image, two arcuate scarps, facing south, cut through the NPLD (Fig. 4.5 and 4.6). The northernmost arcuate scarp is ∼25 km wide and extends beyond the eastern border of the image ; its maximal height is 500 m. The southernmost one is ∼20 km wide and extends beyond the western border of the image ; its maximal height is 300 m. The average slope gradient is 30° in the steepest parts of both scarps. The two arcuate scarps intersect, hence were probably carved later than, the spiral troughs. These scarps provide vertical sections through the whole stack of NPLD present in this area, and the BU that has been exhumed at their base (Fig. 4.6). The BU is distinguishable from the NPLD by a break in topographic slope at the base of the scarps (Fig. 4.6.c and .d), by its darker tone due to its larger concentration in sediment, and by the fact that the beds of the BU form resistant shelves, and are organized in platy interbedded sequences of ice-rich and sediment-rich layers (Fig. 4.6.c). The fact that the BU crops out at the base of arcuate scarps in this region is consistent with the extension of the BU as inferred from radar soundings (Putzig *et al.*, 2009) (Fig. 4.4 and 4.5).

South of each scarp, the topographic surface dips gently northwards. In these latter regions, superficial sediment and dunes of the Circum-Polar Dune Field cover the NPLD and the BU, except for the southernmost part of the image where ice is visible (Fig. 4.6).

4.2.3.3 Release of dark superficial sediment towards dune fields by horizontal ablation of ice layers at arcuate scarps

On Earth, the formation of steep arcuate marginal scarps is typical of those glaciers where sublimation is the dominant process of ablation. These include equatorial glaciers such as those located on the Kilimanjaro in Africa and polar glaciers such as those located in the Dry Valleys in Antarctica. It has been shown that these steep terrestrial ice walls are erosional forms that move backward by horizontal regressive ablation of the ice under the effect of radiant heating (Fountain *et al.*, 2006; Hoffman *et al.*, 2008; Molg et Hardy, 2004; Molg *et al.*, 2003, 2008). We infer that the steep arcuate scarps observed in the study area have formed by a similar process of horizontal regressive ablation of the North Polar Cap. In the pressure and temperature conditions currently prevailing at these latitudes on Mars, sublimation is the most probable process by which ablation of ice and erosional retreat of the scarps may have occurred (Ivanov et Muhleman, 2000).

The substrate of the regions lying at the bottom of the two arcuate scarps comprises the BU and the NPLD (Fig. 4.6.a, .b, .d). This substrate is covered by a superficial mantle of dark sediment and by dark dune fields. These are separated from the corresponding scarps by distances of 0 to 6 km (Fig. 4.6.a and .b). The dunes belong to the barchan or barchanoid types defined by McKee (1979); Hayward *et al.* (2007), which are indicative of unidirectional winds (Bagnold, 1954). The orientation of the dunes indicates that the dominant wind blows down scarp from the NE (Fig. 4.6.a and .b).

The northern border of each dune field comprises a belt of large barchans, which is particularly well defined for the northernmost field (Fig. 4.6.a and .b). The presence of

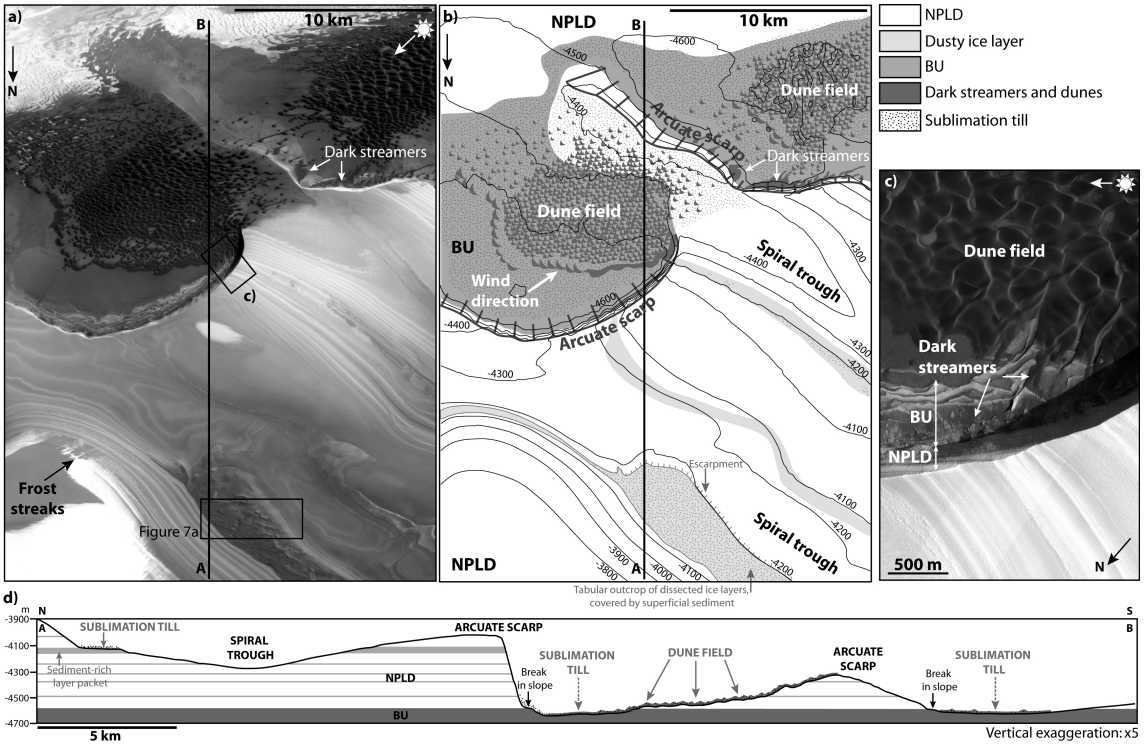

FIGURE 4.6 – Structure and morphology of the study area. a) CTX image P01_001593_2635_XI_83N241W (location indicated by a red box on Figure 4.5.) b) Interpretative sketch-map of Figure 4.6.a. The interval of MOLA elevation contours is 100 m. c) Close-up view of the northernmost arcuate scarp, showing the NPLD in its upper part, the BU in its lower part and superficial dark streamers extending from its base towards the associated dune field (location indicated by a black box on Figure 4.6.a. d) Interpretative cross-section of the study area (location on Figure 4.6.a and .b). The topographic profile is based on MOLA DTM.

this upwind belt is classical in terrestrial dune fields and can be explained by the fact that dunes of the first row lose less sand than they gain and turn into mega dunes (Bagnold, 1954; Tsoar *et al.*, 1979). At a distance of 0 to 900 m from their upwind border belts, both dune fields are constituted by smaller, closely packed, barchanoids. At the down-wind portions of the fields, the end barchans have a tendency to disperse. This organization is consistent with the wind blowing dominantly from the NE down the surface of the North Polar Cap and down the scarps. Frost streaks at the surface of the NPLD also indicate that the wind blows dominantly from the NE (Fig. 4.6.a).

At the feet of both scarps, dark streamers striking NE are visible (Fig. 4.6.a and .c). These features indicate that dark sediment that has been released from ice layers ablated by the retreat of the scarps was accumulated at their feet in the form of dark sublimation tills covering the NPLD and the BU. This sediment is then transported by the wind towards the dune fields.

All of our observations in this region are thus consistent with the systematic association, elsewhere around the North Polar Cap, of dune fields with arcuate scarps and with the corresponding interpretation that the material present in the Circum-Polar Dune Field

derives from the North Polar Cap (Tsoar *et al.*, 1979; Thomas et Weitz, 1989; Howard, 2000; Warner et Farmer, 2008). We infer that this material (1) was released from the ice cap as the arcuate scarps retreated by sublimation, (2) was then mobilized by katabatic winds descending along the surface of the North Polar Cap and (3) was eventually deposited in dune fields around the ice cap.

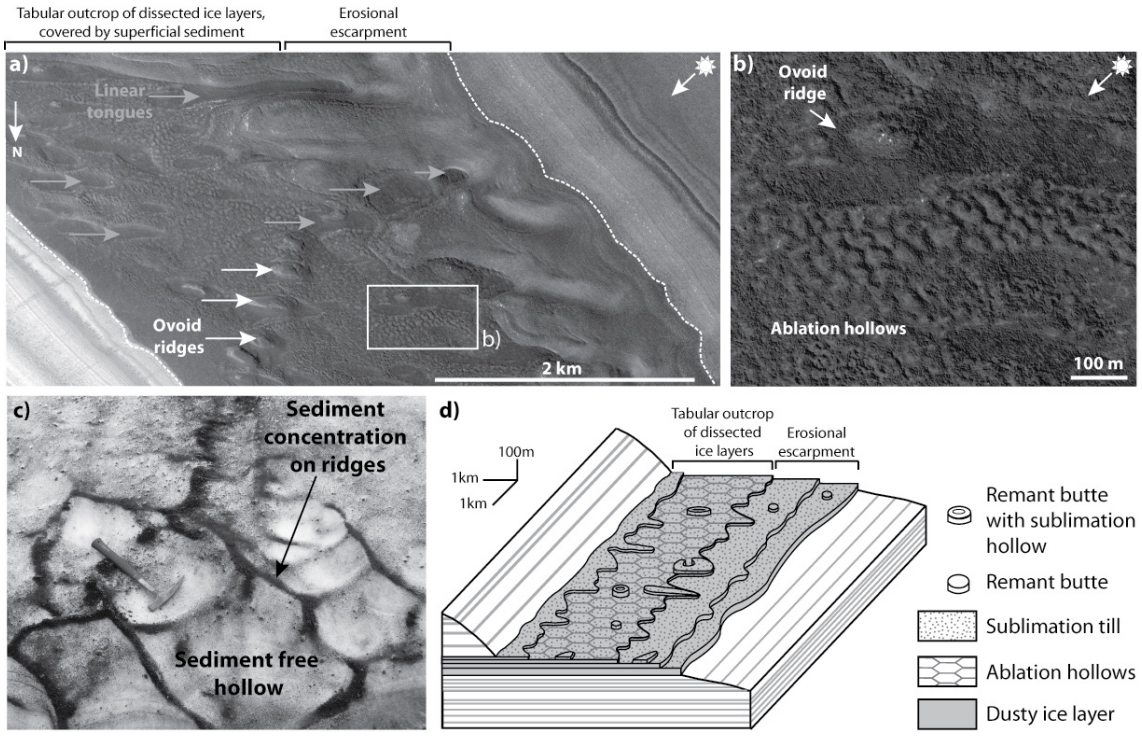

FIGURE 4.7 – a) Sublimation landforms observed on a dissected packet of sediment-rich ice layers in the NPLD (Portion of HiRISE image PSP_009267_2640, location indicated by a black box in Figure 4.6.a). The extent of the superficial ablation till released by sublimation of the packet of ice layers is delineated by the white dotted line. b) Close-up view on sublimation till and polygonal ablation hollows at the surface of the packet of ice layers (location indicated by the white box in Figure 4.7.a). c) Example of terrestrial ablation hollows with concentration of ablation till on ridges at the surface of the Vatnajökull glacier in Iceland (20 cm long hammer for scale) (photo M. Massé). d) Interpretative block diagram illustrating the internal structure of the packet of ice layers and the surface sublimation landforms produced by downward ablation of the ice layers.

4.2.3.4 Release of dark sediment at the surface of the NPLD by vertical ablation of ice layers

The northern (south-facing) slope of the northernmost spiral trough is interrupted by an escarpment 100 m high (Fig. 4.6). We interpret this scalloped escarpment as the erosional front of a dissected packet of ice layers (Fig. 4.7.a and .d). Above the escarpment is a 3 km wide topographic plateau entirely covered by dark sediment and corresponding to an erosional surface that developed at the expense of this packet of ice layers. Erosio-

nal remnants of the uppermost layers of the packet appear in the form of linear tongues and ovoid tabular ridges striking East-West, a few hundred meters in average width, that are entirely covered by dark sediment (Fig. 4.7.a, .b and .d). At the center of some of these ovoid ridges is a depression where the superficial dark sediment is less abundant (Fig. 4.7.a and .b). These remnant buttes indicate that some ice layers, which formerly covered the whole plateau, have now been extensively dissected by erosion. Sublimation is the major process by which near complete ablation of these layers can have occurred in this region (Ivanov et Muhleman, 2000). This interpretation is supported by the existence of similar landforms in terrestrial glaciers subjected to sublimation, such as on the Kilimanjaro (Molg et Hardy, 2004; Molg *et al.*, 2003, 2008).

Between the remnant buttes, the plateau has a specific roughness, composed of closely spaced, regular, polygonal hollows (Fig. 4.7.b). These hollows are 20 to 50 m in diameter and are separated from each other by ridges that form a « honeycomb-like network » (Milkovich *et al.*, 2006). Differences in albedo between the hollow centers and the boundary ridges reveal that the sediment is denser on the ridges than in the hollows. This specific kind of surface texture is common on terrestrial glaciers and snowfields (Fig. 4.7.c). It is known as ablation hollows or suncups (Rhodes *et al.*, 1987; Betterton, 2001). Terrestrial ablation hollows form through radiant heating of the ice surface due to direct or indirect sunlight, which causes ablation of the ice by melting or sublimation (Rhodes *et al.*, 1987; Betterton, 2001; Milkovich *et al.*, 2006). These features grow because hollow centers receive more reflected light than ridges. As surface lowering by ablation proceeds, any sediment particle that was initially present within the bulk of the ice will move in a trajectory perpendicular to the surface and the sediment will thus concentrate on the ridges (Rhodes *et al.*, 1987). Though they have not unambiguously observed them, Milkovich *et al.* (2006) postulated that ablation hollows likely exist on the North Polar Cap of Mars. On Earth, these features generally form by surface melting. By contrast, under the pressure and temperature conditions prevailing at these latitudes on Mars, the development of ablation hollows most probably involves sublimation (Ivanov et Muhleman, 2000; Milkovich *et al.*, 2006). The difference in size between terrestrial ablation hollows (typically 0.1 - 1 m in diameter) and those described here (20 - 50 m) is attributable to either (1) differences in initial sediment concentration within the ice, (2) differences in conditions of radiant heating, (3) differences in the process of ablation (melting on Earth versus sublimation on Mars) or (4) differences in the time available for their development (one season at most on Earth versus several years at least on Mars). The effect of each these various parameters on the size of ablation hollows is poorly known because of the lack of measurements and physical models on their development. Betterton (2001) however demonstrated that the amount of sediment strongly controls the size of suncups and it seems reasonable to assume that longer development times will help create larger features.

Our observations on this dissected plateau thus demonstrate the presence of a superficial accumulation of sediment on an ablation surface that developed at the expense of a packet of ice layers. The concentration of this superficial sediment on ridges forming a honeycomb-like network is best explained by a process, well known on terrestrial glaciers, according to which the sediment that was initially present within the bulk of the ice has concentrated at the surface by vertical ablation of the ice.

This interpretation is supported by the fact that this superficial accumulation of sediment can be traced from place to place, along the same sub-horizontal ice layers, throu-

ghout the study area (Fig. 4.6.a, .b and .d). Had this sediment been imported from elsewhere and had it been deposited unconformably from above after the formation of the ablation surface, its extent would not fit that of the ice layers. We thus infer that the superficial sediment covering the plateau has been released from the eroding packet of ice layers itself (Fig. 4.6.d) ; it has concentrated in the form of a sublimation till on the surface of the ice cap, as ablation by sublimation dissected this sediment-rich packet of ice layers.

4.2.3.5 Synthesis : origin of polar and circum-polar accumulations of dark sediment

We have shown that in the region under study, dune fields are fed by sediment released from arcuate scarps that develop by regressive ablation of the North Polar Cap. This sediment may derive either from the BU exhumed at the base of the arcuate scarps or from the NPLD that covered the area before erosional retreat of the arcuate scarps. We have also shown evidence that sediment accumulations at the surface of the NPLD are released by vertical ablation of sediment-rich ice layers of the NPLD.

As a conclusion, the superficial sediment present on the NPLD and in the Circum-Polar Dune Field derives from the North Polar Cap. This sediment, which was initially intermixed within the bulk of the ice, now forms ablation tills that have concentrated at the ice surface by sublimation. Katabatic winds are responsible for its re-mobilization and its deposition in the Circum-Polar Dune Field. Previous observations elsewhere on the North Polar Cap are consistent with this interpretation (Tsoar *et al.*, 1979; Thomas et Weitz, 1989; Herkenhoff et Vasavada, 1999; Howard, 2000; Fishbaugh et Head, 2005; Rodriguez *et al.*, 2007; Tanaka *et al.*, 2008; Warner et Farmer, 2008).

4.2.4 Mineralogical analysis

Two different hypotheses remain for the origin of gypsum crystals that have been observed in Olympia Planum and that are possibly present in the Circum-Polar Dune Field as a whole. Similarly to the dark sediment described in part 4.2.3, gypsum crystals may have been initially present within the bulk of the ice of the North Polar Cap, may have been released to the surface by ablation, and transported towards dunes (Calvin *et al.*, 2009). Alternatively, they may have formed as secondary minerals in dunes, at the expense or in the pore spaces of the dark sediment derived from the North Polar Cap (Langevin *et al.*, 2005a; Fishbaugh *et al.*, 2007). To evaluate the validity of the first hypothesis, we must be able to detect the presence of gypsum in the North Polar Cap from orbital hyperspectral data. For that purpose, we have first investigated the spectral behavior of experimental ice-gypsum mixtures in Martian pressure and temperature conditions. The results of this laboratory study were then used to derive the composition of sediments associated with the North Polar Cap from the available orbital hyperspectral data.

4.2.4.1 Spectral behavior of experimental ice-gypsum mixtures

Experimental procedure : In order to investigate the spectral behavior of ice-gypsum mixtures, we have acquired laboratory reflectance spectra of ice samples containing various volumetric proportions of gypsum. The ice was produced by condensation of liquid water on a cooled metal plate (Dupire *et al.*, 2009). It was then crushed to obtain grain

sizes between 500 and 600 μm. These ice grains were homogenously mixed with an industrial pure gypsum powder (producer : Merck Chemicals ; reference : 102160, commercial name : calcium sulfate dihydrate precipitated, chemical formula : $CaSO_4.2H_2O$, grain size : less than 10 μm). The samples were then placed in a liquid nitrogen cryostat (MicrostatN, Oxford Instruments) to reproduce the Martian pressure and temperature conditions (7 mbar, 150 K) and their spectra were acquired with a Nicolet 5700 Fourier Transform Infrared Spectrometer, which collects 4149 spectral channels from 1 to 5 μm.

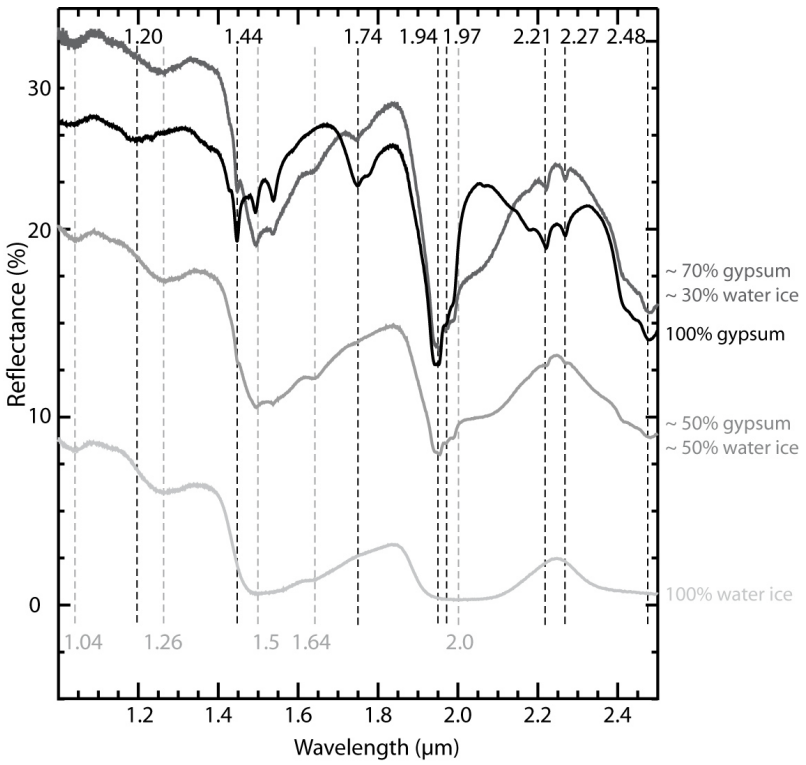

FIGURE 4.8 – Laboratory spectra of experimental water ice - gypsum mixtures acquired at 150 K and 7 mbar. Grey and black dotted vertical bars underline spectral features attributed to water ice and gypsum respectively.

Results : Fig. 4.8 displays the laboratory spectra obtained for pure water ice, pure gypsum, a mixture composed of ∼50% ice and ∼50% gypsum in volume and a mixture composed of ∼30% ice and ∼70% gypsum in volume. Pure water ice displays specific absorption bands at 1.04 μm and 1.25 μm, two broad absorption bands between 1.50 and 1.66 μm and between 1.96 and 2.05 μm and, one band at 2.55 μm. Pure gypsum exhibits one absorption band centered at 1.20 μm (due to H_2O combinations), a triplet of absorption bands of progressively decreasing intensity at 1.44, 1.49 and 1.53 μm (due to O-H stretches), and a band at 1.74 μm (due to an OH combination), a double band near 1.94 and 1.97 μm (due to H_2O combinations), a broad band centered at 2.2 μm constituted of two narrower components centered at 2.21 and 2.27 μm (due to H_2O combinations and/or S-O stretching overtones), and a band centered at 2.48 μm (due to S-O stretching combinations) (Cloutis *et al.*, 2006, 2008). When gypsum is mixed with water ice, the spectral behavior of the mixture may be described as follows.

- The gypsum absorption band at 1.20 μm is masked by the ice band at 1.25 μm even at high gypsum concentrations. Therefore the band at 1.20 μm cannot be used to detect gypsum when it is mixed with ice.

- Gypsum absorption bands remain visible at 1.44, 1.49 and 1.53 μm. However, the bands at 1.49 and 1.53 μm are small and are close to the center of the broad ice band at 1.50 μm. Therefore these two bands cannot be reliably discriminated from the 1.50 μm ice band. The 1.44 μm absorption band is sufficiently far from the center of the 1.50 μm ice band, that it remains visible at high gypsum concentrations and disappears progressively with increasing ice content.

- The gypsum absorption band at 1.74 μm turns into an inflexion at high gypsum concentrations and disappears at high ice concentrations.

- The 1.94 and 1.97 μm gypsum absorption bands remain visible even at high ice concentrations distorting the 2 μm water ice band.

- The broad gypsum absorption band at 2.2 μm disappears and only its two narrow components at 2.21 and 2.27 μm remain on the wings of the ice peak centered at 2.24 μm. At low gypsum concentrations, these two bands turn into residual inflexions on both sides of the ice peak.

- The 2.48 μm gypsum absorption band is close to the center of the broader 2.55 μm water ice band, and is therefore difficult to isolate.

To summarize, laboratory spectra show that, when gypsum is mixed with water ice, diagnostic gypsum absorption bands remain at 1.44, 1.74, 1.94, 2.21, 2.27 and 2.48 μm, but all of these bands are very shallow and may be overlapped by those of water ice. These bands are thus predictably difficult to detect in spectra acquired remotely of ice-rich regions on natural planetary surfaces. In addition, currently available Martian data are noisier than laboratory spectra and their spectral resolution is lower. We have therefore developed specific spectral processing methods to detect and to isolate these shallow diagnostic bands on Martian hyperspectral data.

4.2.4.2 Analysis of hyperspectral data in the study area

Data : The mineralogical composition of the study area was investigated from data acquired by the OMEGA and CRISM imaging spectrometers. We selected data acquired in summer (OMEGA cube ORB1056_2 and CRISM cube hrl0000330c) to minimize the contribution of the seasonal CO_2 and H_2O frost coverage.

OMEGA (Observatoire pour la Mineralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activite) (Bibring *et al.*, 2004), onboard Mars Express, acquires hyperspectral images at a spatial resolution ranging from 300 m to 4.8 km per pixel. A spectrum is acquired in 352 spectral channels from 0.38 to 5.2 μm for each pixel of an image, thus producing data cubes. CRISM (Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars) (Murchie *et al.*, 2007a) is onboard Mars Reconnaissance Orbiter (MRO). In the targeted hyperspectral mode, CRISM collects 544 spectral channels from 0.36 to 3.9 μm at a spatial resolution ranging from 15 to 19 m/pixel.

We restricted our analysis to the spectral domain comprised between 1.0 and 2.5 μm. In this wavelength range, the solar reflected light dominates the spectrum, and the thermal emission is negligible (Gendrin *et al.*, 2005). This range is also suitable for the detection of hydrated minerals commonly identified on Mars, and is particularly diagnostic for gyp-

sum. In order to avoid the effect of the CRISM smile (Murchie *et al.*, 2007a), we studied only the center of the image.

Extraction of the spectral information :

Data reduction : OMEGA and CRISM spectra are acquired remotely through the atmosphere. In order to extract the spectral contribution of the surface only, the atmospheric spectral contribution is removed by using an empirical atmospheric transmission law derived from the ratio between two spectra acquired at the summit and the base of the Olympus Mons volcano, and scaled to the depth of the CO_2 band (Langevin *et al.*, 2005b; McGuire *et al.*, 2009). The CRISM Analysis Toolkit (CAT) also corrects the photometric angles (Murchie *et al.*, 2007a). Custom software routines are used to georeference the OMEGA and CRISM images in the Mars 2000 coordinate system with a polar stereographic projection.

Denoising : The experimental study of the spectral behavior of gypsum-ice mixtures described in part 4.2.4.1 suggests that most bands diagnostic of gypsum are close to the noise level in unprocessed Martian data. Different kinds of denoising procedures have thus been applied to CRISM and OMEGA data.

The CIRRUS tool, available in the CAT, was applied to the CRISM cube. CIRRUS first removes isolated noise spikes with the « despiking » tool and then corrects the column bias with the « destriping » tool (Parente, 2008). We have also performed a Minimum Noise Fraction (MNF) transform on OMEGA and CRISM data. This procedure, available in the ENVI software, segregates the noise from the information in the data. An inverse MNF transform computed only on the components containing the information can be used to decrease the noise level in the data cube (Green *et al.*, 1988).

Definition of spectral criteria : To identify spectral features (e.g. absorption bands, spectral slopes) that are diagnostic of minerals, we have computed spectral criteria. These correspond to combinations of reflectance measured at different wavelengths. In order to further decrease the contribution of noise when computing these spectral criteria, the reflectance at a given wavelength was taken as the median of the values of reflectance measured in three adjacent instrumental channels centered on this wavelength. Spectral criteria were computed for each pixel of a cube, and maps of each spectral criterion were then produced.

We mapped the distribution of water ice with the calculation of the 1.5 μm absorption band depth. This criterion is defined as follows :

$$BD(1.50) = 1 - \frac{R(1.50)}{(0.7) * R(1.37) + (0.3) * R(1.82)} \tag{4.1}$$

where R(x) is the value of reflectance corresponding to the wavelength at x μm.

On Mars, hydrated minerals such as gypsum have classically been identified with spectral criteria based on the depth of the 1.4 and 1.9 μm absorption bands (e.g. Pelkey *et al.* (2007); Massé *et al.* (2008)). However, these criteria cannot be used to detect hydrated minerals when they are mixed with ice because the broad 1.5 and 2.0 μm water ice bands overlap the 1.4 and 1.9 μm mineral hydration bands. Therefore, we used the criterion defined by Horgan *et al.* (2009) to isolate the 1.9 μm hydration band. This criterion

is based on the assumption that the water ice band at 2.0 μm is symmetrical and that the addition of hydrated minerals imposes a slight asymmetry to this band. This criterion is defined as follows :

$$BD(1.934) = 1 - \frac{CR1934}{CR2108} \tag{4.2}$$

$$CR(x) = \frac{R(x)}{\frac{R(2.205)-R(1.842)}{2.205-1.842}(x - 1.842) + R(1.842)} \tag{4.3}$$

The same method cannot be used to isolate the 1.4 μm hydration band from the 1.5 μm water ice band because the broad water ice band centered at 1.5 μm is not symmetrical. Similarly, the 2.21 and 2.27 μm gypsum absorption bands interfere with the ice peak centered at 2.24 μm. In addition, the 1.74, 2.21 and 2.27 μm gypsum bands appear as inflexions rather than as deep bands when gypsum is mixed with ice. Therefore all these bands, which are diagnostic of gypsum, cannot be detected by computing simple spectral criteria. Hence, we have therefore used a complementary method to monitor these specific shallows bands.

Spectral derivative method : The spectral derivative method has been initially developed to analyze terrestrial hyperspectral data. It allows one to determine the wavelength position of narrow bands and to resolve overlapping absorption bands (Huguenin et Jones, 1986; Talsky, 1994; Tsai et Philipot, 1998; Louchard *et al.*, 2002; Verpoorter *et al.*, 2007; Verpoorter, 2009). This method has the advantage of being less dependent on the shape of the continuum and thus removes background signals caused, for example, by differences in grain sizes or variations in topography and illumination conditions. The method is based on the principle that absorption bands constitute local minima in the spectrum (Fig. 4.9). They will therefore appear as zeros in the first order derivative of the spectrum and as maxima in its second order derivative. On the other hand, peaks between absorption bands constitute local maxima in the spectrum. They will therefore appear as zeros in the first order derivative and as minima in the second order derivative (Fig. 4.9). Inflexions will appear as local maxima or minima in the first order derivative and as zeros in the second order derivative (Fig. 4.9). By the systematic detection of local minima, local maxima and inflexions in a reflectance spectrum, the derivative method thus allows the identification of the exact center of absorption bands, even for shallow or overlapping ones, and independently from background signals. This technique enhances subtle fluctuations in reflectance spectra and separates closely related absorption features.

We have adapted this method to detect all local minima in hyperspectral cubes and to produce maps of their geographical distribution (Verpoorter, 2009). The algorithm first detects the wavelengths of all local minima in the spectra of all pixels of a cube. Then it produces, for each identified wavelength, a map of the distribution of pixels where this wavelength corresponds to a local minimum. Finally, a density map is produced for each identified wavelength by counting, in a moving kernel (3x3), the number of pixels that display a local minimum at this wavelength.

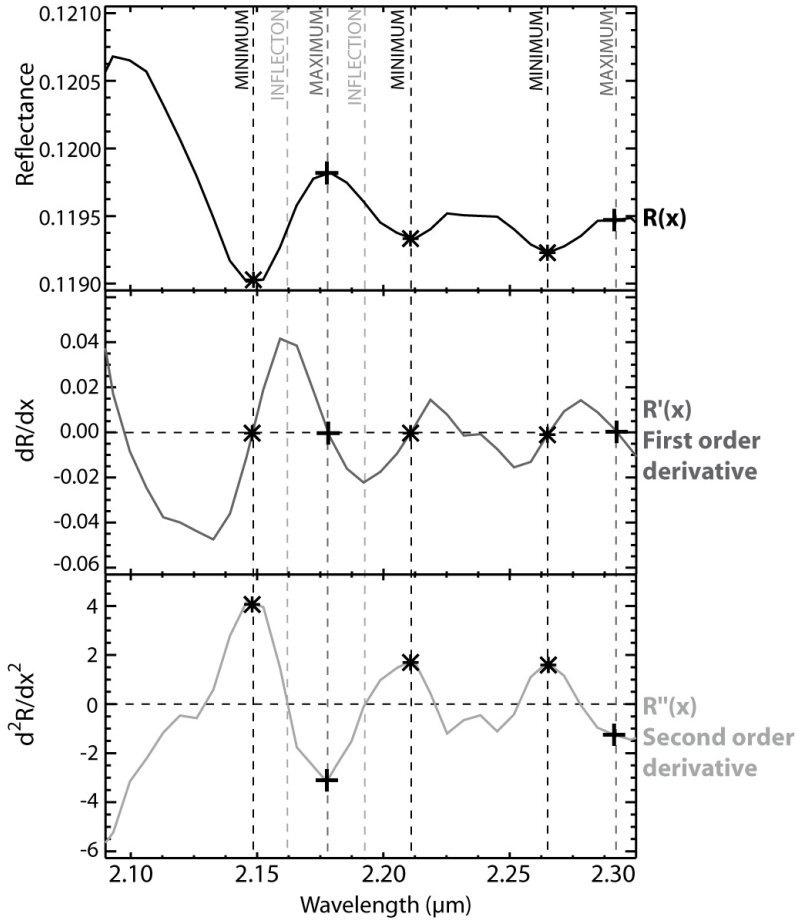

FIGURE 4.9 – First order (R′(x)) and second order (R″(x)) derivatives of a portion of a CRISM spectrum (R(x)).

4.2.4.3 Results

The histogram in Fig. 4.10 shows the frequency of all absorption bands detected by the spectral derivative method in the whole CRISM cube. Fig. 4.11 displays representative CRISM spectra of the morphological units described in part 4.2.3. Maps of spectral criteria and maps of absorption bands detected by the spectral derivative method are given in Fig. 4.12 and 4.13. Maps of spectral criteria provide quantitative information such as band depths, whereas maps derived from the spectral derivative method show the distribution of pixels where an absorption band is present at a given wavelength. The spectral derivative method enhances all the spectral fluctuations and is thus very sensitive. Therefore, overlapping absorption bands and weak spectral features that would not be detected by computing spectral criteria, are readily identified by the spectral derivative method. On the other hand, strong denoising must be performed before applying the spectral derivative method. In some cases, this denoising can lead to the loss of some of the faintest absorption bands. Our interpretation is therefore based on the joint analysis of both kinds of maps. To finally ensure that a given local minimum detected by the spectral derivative method corresponds to an absorption band rather than to residual noise, we check that

pixels displaying this local minimum define a spatially and geologically consistent area.

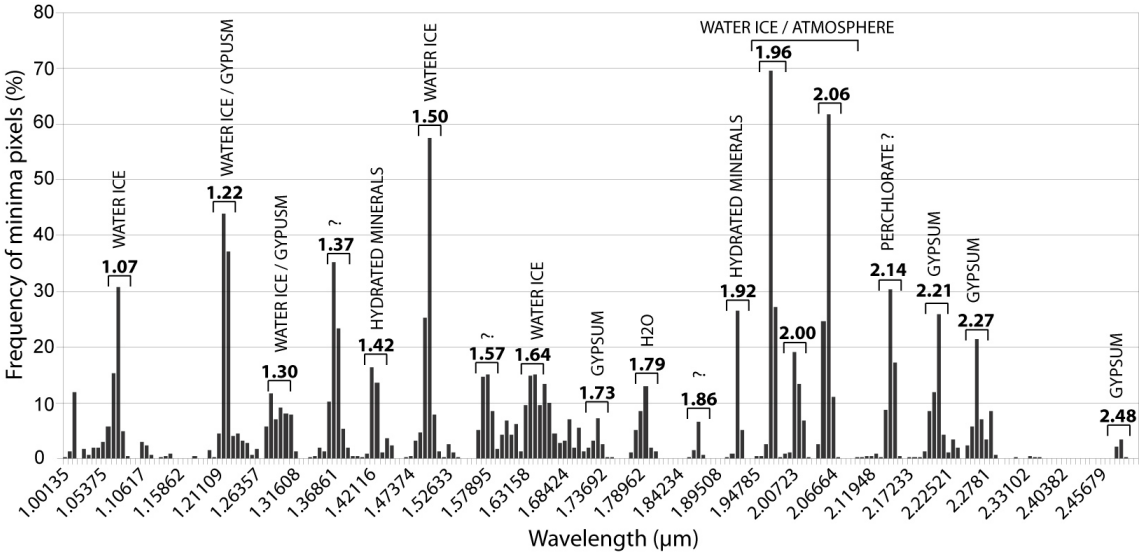

FIGURE 4.10 – Distribution of absorption bands detected by the spectral derivative method in the CRISM cube hrl0000330c. The most geologically plausible mineralogical interpretation is indicated above each frequency peak.

Absorption bands detected in the study area : Fig. 4.10 shows the distribution of absorption bands that more than 50% of the pixels in the image display absorption bands centered at 1.50, 1.96 and 2.06 μm. Between 20% and 50% of the pixels display absorption bands at 1.07, 1.22, 1.37, 1.92, 2.14, 2.21 and 2.27 μm. Absorption bands are also detected at 1.30, 1.42, 1.57, 1.64, 1.73, 1.79, 1.86, 2.00 and 2.48 μm on less than 20% of the pixels.

Mineralogical interpretation : The absorption bands detected at 1.07, 1.22, 1.30, 1.50, 1.64, 1.96, 2.00 and 2.06 μm are consistent with those of water ice. However, the absorption bands at 1.96, 2.00 and 2.06 μm may be artifacts due to the fact that the CRISM atmospheric correction fails between 1.97 and 2.08 μm. The absorption bands at 1.22 and 1.64 μm could also correspond to CRISM artifacts and the absorption bands at 1.07 and 1.30 μm could be attributed to other components. We have thus only used the 1.50 μm absorption band to discriminate the water ice signature. This water ice absorption band appears most distinctly on clean ice layers of the NPLD (Fig. 4.11, 4.12.a and 4.12.d). The 1.50 μm water ice absorption band is also shallower on sediment-rich ice layers of the NPLD and on the polar and circum-polar superficial accumulations of dark sediment (Fig. 4.11, 4.12.a and 4.12.d). These include the sublimation till covering the surface below arcuate scarps, the arcuate scarps themselves, the sublimation till covering the dissected packet of NPLD ice layers described in part 4.2.3.4 and the dunes.

The absorption bands detected at 1.42, 1.73, 1.92, 2.21, 2.27 and 2.48 μm are consistent with those of gypsum mixed with ice, as we have identified them experimentally (Fig. 4.8). These gypsum absorption bands are spatially anti-correlated to those of water ice

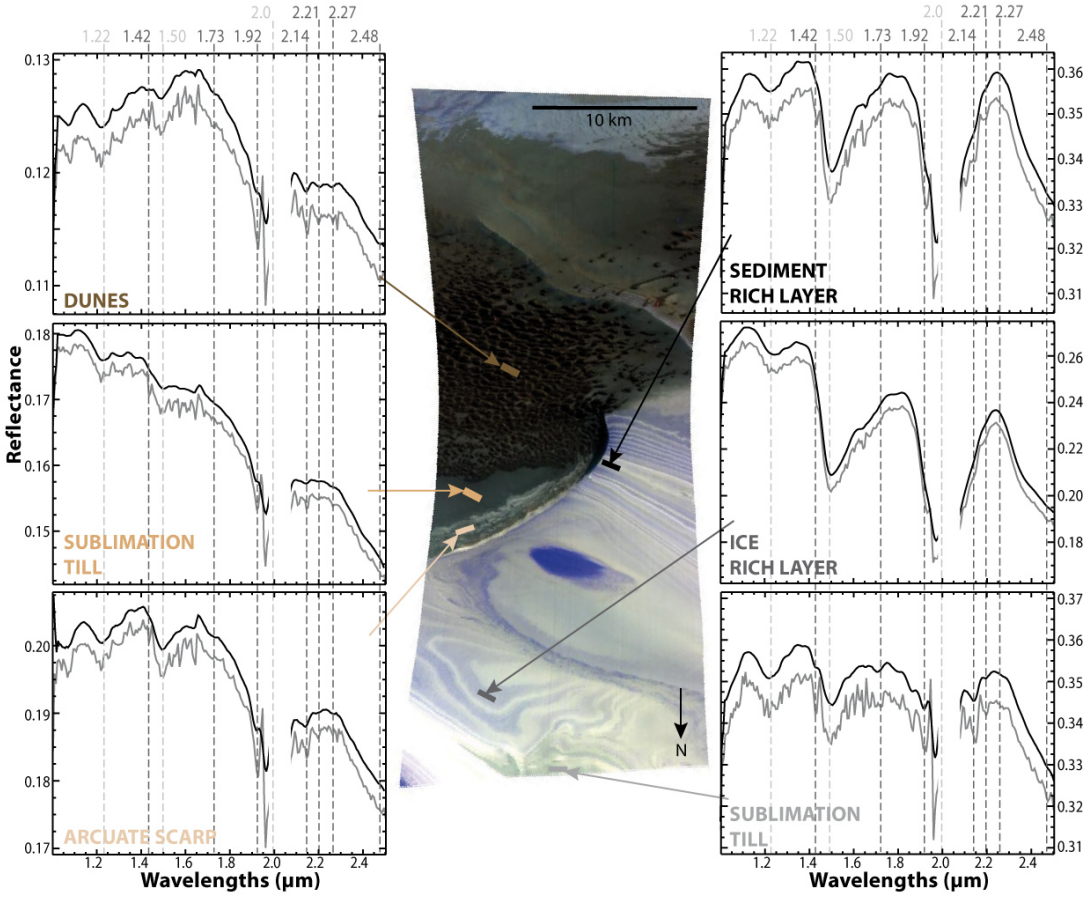

FIGURE 4.11 – Representative spectra of various morphological units of the study area. The central image is a color composition (R : 2.5295 μm, V : 1.5066 μm, B : 1.0800 μm) of the study area computed from CRISM cube hrl0000330c (location indicated by a grey box on Figure 4.5). Clean ice layers appear in blue, sediment-rich ice layers appear in white, superficial sublimation tills appear in various tones ranging from pale to medium brown and dunes appear in dark brown. Raw (grey) and denoised (black) spectra derived from this CRISM cube are shown to the left and right of the image. The reflectance values are given for the denoised spectra. For clarity, each raw spectrum is offset by a constant reflectance value with respect to the corresponding denoised spectrum. Grey and black dotted vertical bars underline spectral features attributed to ice and sediment respectively. To decrease the contribution of noise on the displayed spectra, these have been averaged over boxes (shown in the image) comprising several pixels located on the same morphological unit. All the spectra have been masked between 1.97 and 2.08 μm because the atmospheric correction fails in this wavelength range.

(Fig. 4.12). By contrast, they are correlated with the polar and circum-polar superficial accumulations of dark sediment (Fig. 4.11, 4.12.b, 4.12.c, 4.12.e, 4.12.f, 4.12.g, 4.12.h, 4.12.i, 4.12.j and 4.13). More specifically, they are present on the sublimation till covering the BU and the NPLD below arcuate scarps (Fig. 4.11, 4.13.e and 4.13.f), on the dunes

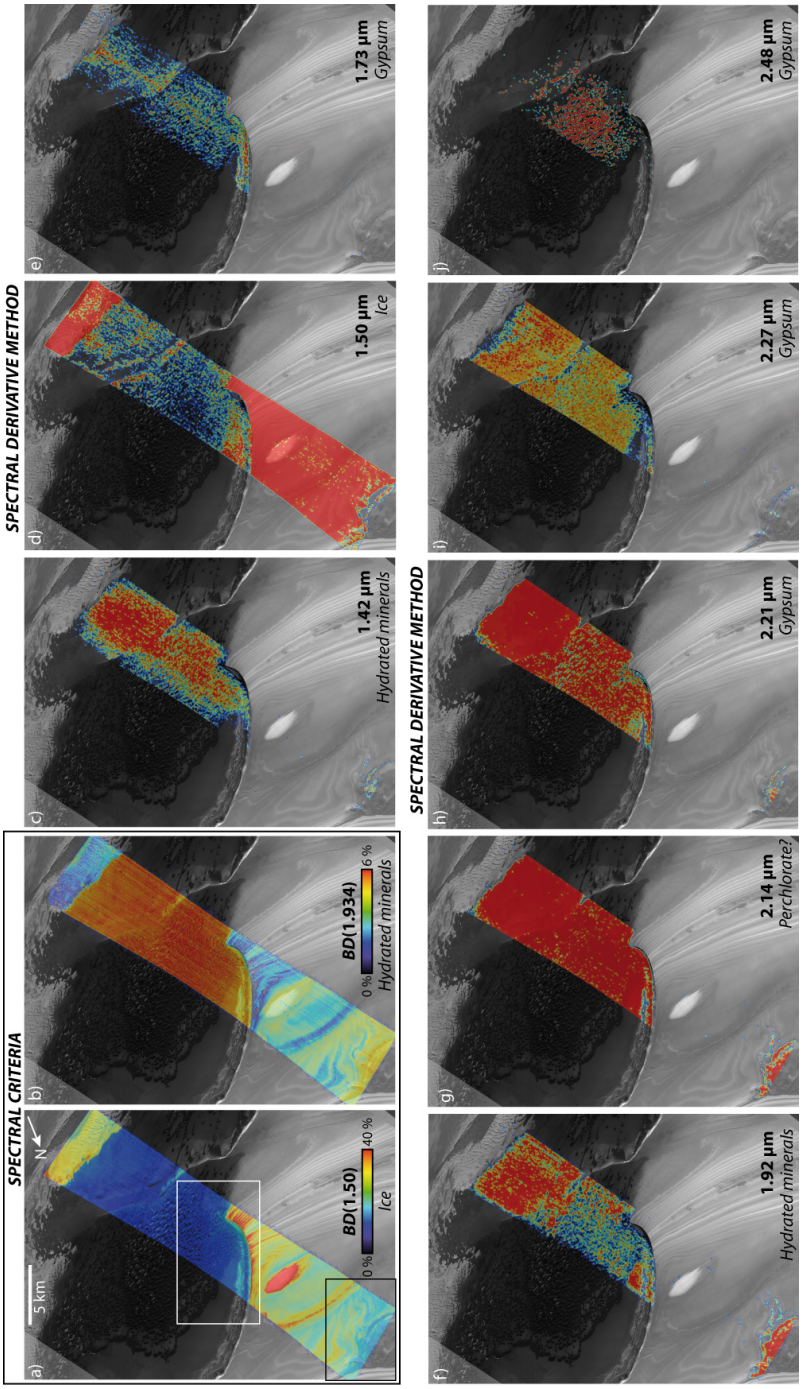

FIGURE 4.12 – Distribution of ice, gypsum and other hydrated minerals in the study area, computed from the CRISM cube hrl0000330c. a) Map of the spectral criterion BD(1.50). b) Map of the spectral criterion BD(1.934). c) to j) Maps of selected absorption bands detected by the spectral derivative method. On c) to j), pixels where the spectrum meets a local minimum at the displayed wavelength are colored. Colors represent the number of pixels (1 to 9 pixels from blue to red) where this minimum is detected in a moving kernel of 3x3 pixels.

(Fig. 4.11, 4.13.e and 4.13.f), on the dark streamers (Fig. 4.11, 4.13.e and 4.13.f), on the sediment-rich ice layers of the arcuate scarps (Fig. 4.11, 4.13.e and 4.13.f), and on the sublimation till covering the dissected packet of NPLD ice layers described in part 4.2.3.4 (Fig. 4.11, 4.13.b and 4.13.c).

The 1.42, 1.92, 2.21 and 2.27 μm gypsum absorption bands are well expressed on all of these superficial sedimentary accumulations (Fig. 4.12.c, 4.12.f, 4.12.h and 4.12.i) (corresponding to more than 20% of the pixels in the image, Fig. 4.10), while the 1.73 μm gypsum absorption band appears dominantly on sediment-rich layers of the arcuate scarps and on dune crests, and the 2.48 μm gypsum absorption bands appear dominantly on dune crests (Fig. 4.12.e and 4.12.j). As we have shown experimentally, this difference can be attributed to the fact that the gypsum/ice mixing ratio is higher in the dunes than in the sublimation tills. This interpretation is consistent with the observation in Olympia Planum that the strongest gypsum signature is located on dune crests rather than on interdunes (Roach *et al.*, 2007; Calvin *et al.*, 2009).

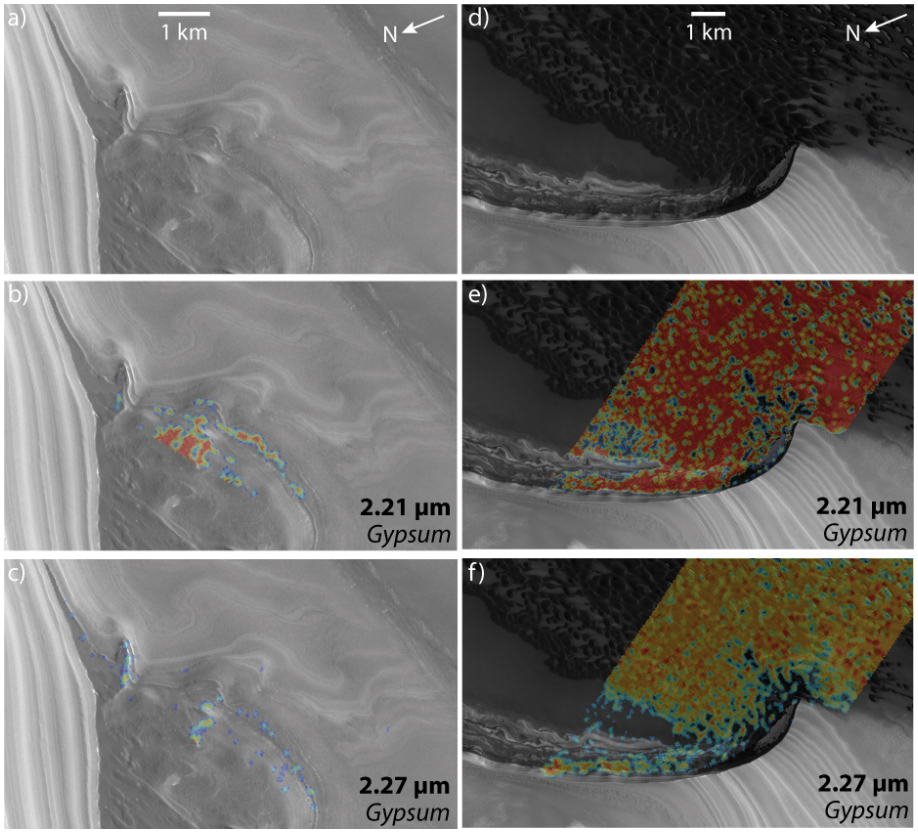

FIGURE 4.13 – Zooms on the CTX image P01_001593_2635_XI_83N241W (location indicated on Figure 4.12.a) and on maps of absorption bands detected by the spectral derivative method (Figure 4.12), showing the concentration of gypsum in a) to c) sublimation tills on the dissected packet of the NPLD ice layers and in d) to f) arcuate scarp and dunes.

An absorption band centered at 2.14 μm is present on 30% of the pixels in the image and is well visible both on raw and denoised CRISM spectral data (Fig. 4.10 and 4.11). This band is spatially correlated with the gypsum absorption bands and is characteristic of

the dark polar and circum-polar sediment (Fig. 4.11 and 4.12.g). Few common terrestrial minerals display an absorption band at this wavelength. This band could correspond to perchlorate, a mineral uncommon on Earth but that has been detected in the Martian permafrost at the Phoenix landing site (Hecht *et al.*, 2009) and that displays a deep diagnostic absorption band at this wavelength (Hanley *et al.*, 2009, 2010b; Morris *et al.*, 2009). It is interesting to notice that the possible presence of perchlorate could have some important implications on the flow of the North Polar Cap (Fisher *et al.*, 2010). As an alternative to perchlorate, the sulfite hannebachite ($2CaSO_3.H_2O$) has also a strong absorption band at 2.14 μm. As perchlorate has already been detected on Mars by the Phoenix lander, we favor perchlorate to interpret the absorption band at 2.14 μm. However, the presence of hannebachite cannot be ruled out since it would be consistent with the chemical model of Halevy et Schrag (2009) showing that SO2 on Mars prevents the formation of calcium carbonate in favor of this hydrated calcium sulfite.

Interestingly, gypsum and possibly perchlorate are present also in the bulk of sediment-rich ice layers of the NPLD. Absorption bands at 1.93, 2.21 (gypsum) and 2.14 μm (perchlorate ?) are visible directly on spectra acquired on sediment-rich ice layers (Fig. 4.11) and spectral criterion BD(1.934) computed on raw data recognizes the 1.93 μm band on all the sediment-rich ice layers (Fig. 4.12.b). With the spectral derivative method applied on denoised data, we detect the absorption bands at 1.93, 2.14 and 2.21 μm only in the most sediment-rich ice layers close to the dissected packet of NPLD (Fig. 4.12.f, 4.13.b and 4.13.c), because these very shallow, narrow bands are easily erased by the the denoising procedure.

Other local minima detected by the spectral derivative method at 1.37, 1.57, 1.79 and 1.86 μm are more difficult to interpret. They might correspond to unidentified minerals or to spectral noise (Fig. 4.10).

Regional validation with OMEGA data : In order to validate the absorption bands detected in the study area and to check the consistency of these detections over a wider portion of the North Polar Cap, we applied the same processing methods to OMEGA data.

Spectra acquired on dunes and on sublimation tills covering the North Polar Cap display the same absorption bands, both on CRISM and OMEGA data (Fig. 4.14). This demonstrates that they have similar mineralogical compositions. The most subtle bands barely show up on OMEGA data however, due to the lower spatial resolution of the instrument, which induces higher spatial mixing. On a regional scale, absorption bands at 1.42, 1.92, 2.21 and 2.27 μm, which are diagnostic of gypsum, and an absorption band at 2.14 μm, which might be attributed to perchlorate, are found to be systematically correlated to sediment-rich areas (Fig. 4.15.b, 4.15.d, 4.15.e, 4.15.f and 4.15.g) and anti-correlated with water ice-rich areas (Fig. 4.15.a and 4.15.c). These include the whole portion of the Circum-Polar Dune Field enclosed in the OMEGA cube and a significant number of pixels on the North Polar Cap, corresponding to sublimation tills, to arcuate scarps and to spiral troughs covered by superficial sediment (Fig. 4.15.b, 4.15.d, 4.15.e, 4.15.f and 4.15.g).

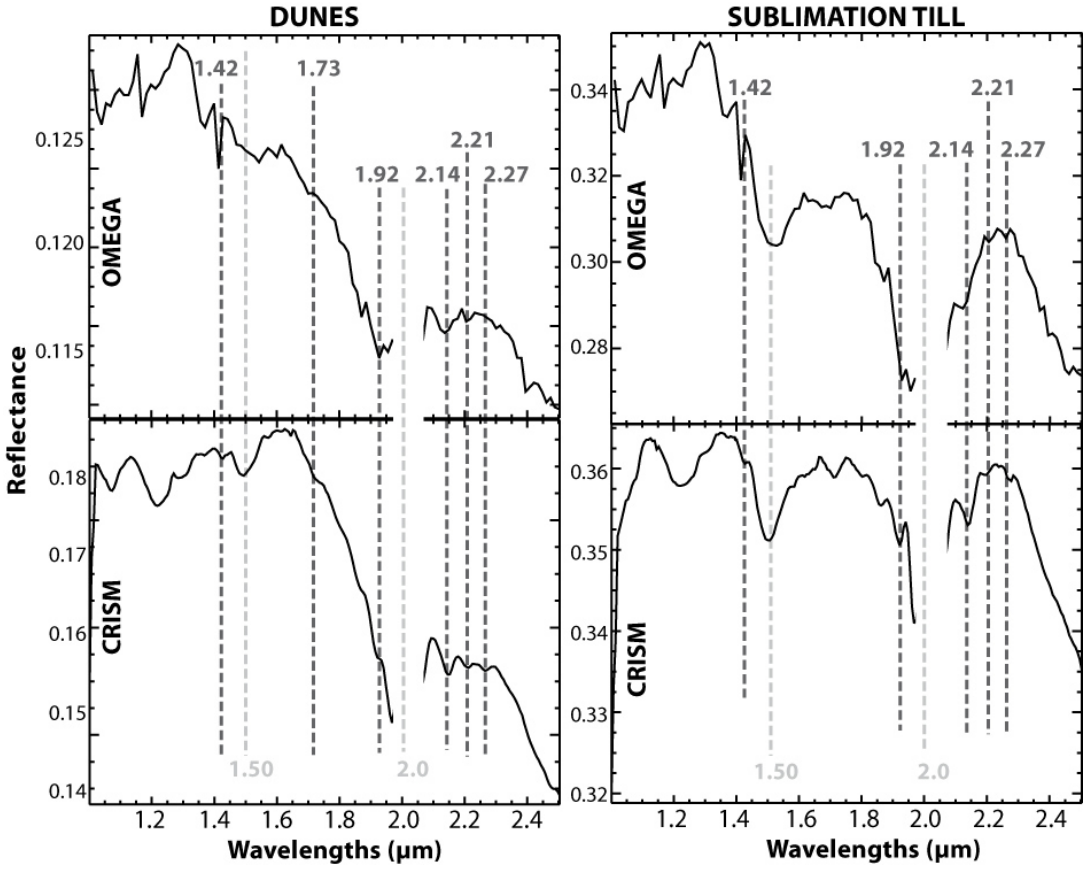

FIGURE 4.14 – Comparison of (denoised) CRISM and (raw) OMEGA spectra acquired on superficial accumulations of dark sediment in the study area (location indicated on Figure 4.11). To ensure consistency of spatial coverage between CRISM and OMEGA data, the displayed CRISM spectra have been averaged over spatial boxes corresponding to the ground coverage of OMEGA pixels. Grey and black dotted vertical lines underline spectral features attributed to ice and sediment respectively.

4.2.5 Discussion

The mineralogical interpretation of CRISM and OMEGA hyperspectral data reveals that all kinds of polar and circum-polar superficial accumulations of dark sediment present in the study area (including sublimation tills at the surface of the North Polar Cap and dunes in the Circum-Polar Dune Field) display similar absorption bands (Fig. 4.11, 4.12, 4.13, 4.14 and 4.15). This indicates that they have similar mineralogical compositions. They are a mixture of ice and various minerals including gypsum and possibly perchlorate. Sediment with a similar composition is intermixed in the ice of the North Polar Cap. The interpretation of landforms in the study area reveals that the gypsum-bearing sediment present at the surface of the ice cap and in the Circum-Polar Dune Field was released from the ice cap by sublimation. We infer that gypsum crystals that are now present in the Circum-Polar Dune Field derive also from the North Polar Cap (Fig. 4.16). Dunes are necessarily composed of grains with a size of a few hundreds of microns (Bagnold, 1954). This does not necessarily mean that the gypsum crystals derived from the ice cap must be

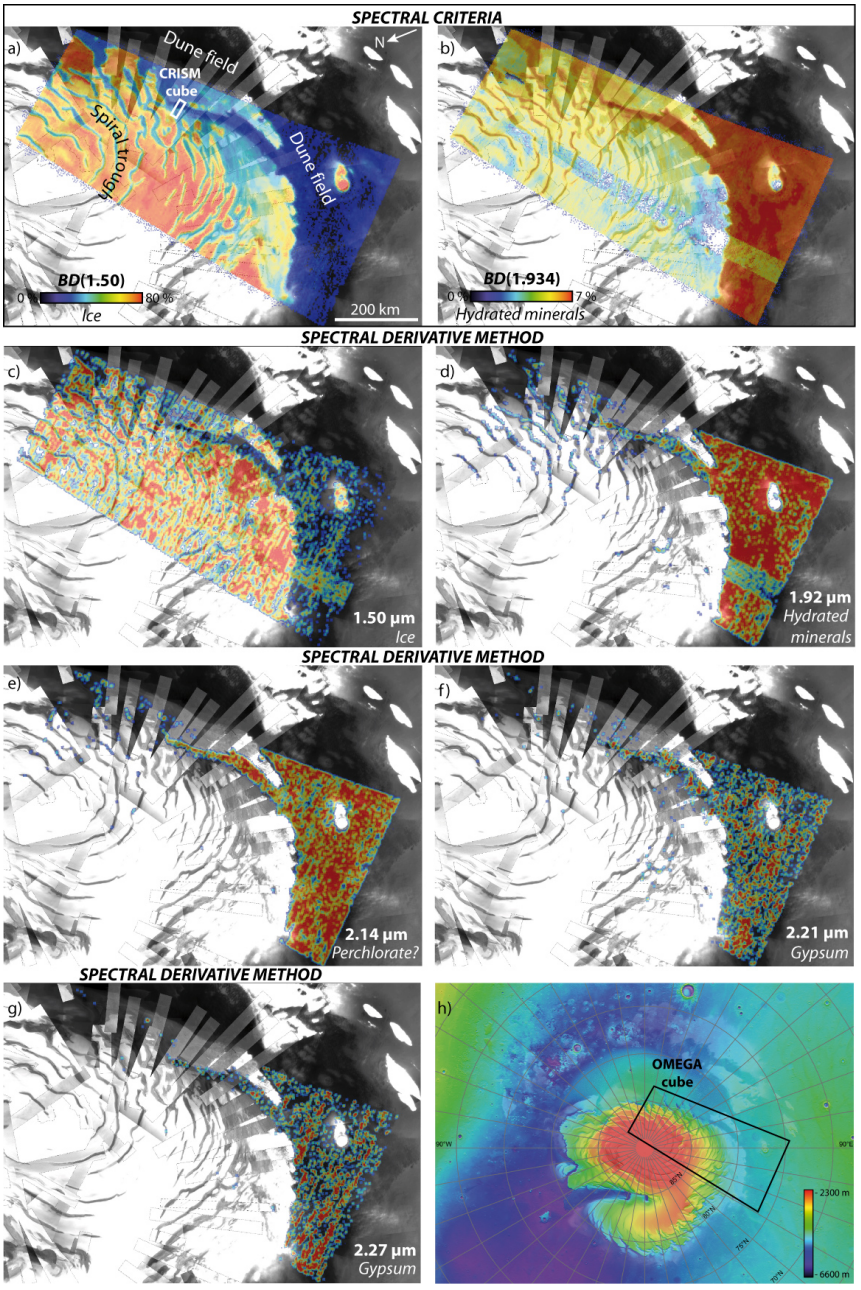

FIGURE 4.15 – Regional distribution of ice, gypsum and other hydrated minerals around the study area (shown by the white box in a), computed from the OMEGA cube ORB1056_2. a) Map of the spectral criterion BD(1.50). b) Map of the spectral criterion BD(1.934). c) to g) Maps of selected absorption bands detected by the spectral derivative method. On c) to g), pixels where the spectrum meets a local minimum at the displayed wavelength are colored. Colors represent the number of pixels (1 to 9 pixels from blue to red) where this minimum is detected in a moving kernel of 3x3 pixels. h) Location of the OMEGA cube indicated on a shaded and colored relief image computed from the MOLA DEM at ∼256 m/pixel.

so large. As suggested by Herkenhoff et Vasavada (1999), the grains in the dunes may be composed of smaller gypsum crystals aggregated with ice and other minerals.

Two hypotheses remain for the ultimate origin of the gypsum crystals in the ice cap. (1) Pre-existing gypsum crystals might have been deposited together with ice crystals during the formation of the ice cap or (2) authigenic gypsum crystals might have grown within the ice cap by weathering of sediment trapped in the ice. We have no means to answer this question directly from currently available observations on Mars, but comparisons with terrestrial analogues might be meaningful.

Sulfate salt inclusions have been found in Greenland and Antarctica ice cores, with gypsum being the dominant salt species in layers deposited during glacial stages and Na- and/or Mg-sulfates being dominant in layers deposited during interglacial stages (Ohno *et al.*, 2006). The amount of each salt species in the ice depends on the ion balance and the priority sequence of chemical reactions. This priority sequence has been identified to be (1) calcium sulfate, (2) other sulfates, (3) nitrates, (4) chlorides and (5) carbonates (Iizuka *et al.*, 2008). Sulfate crystals, and particularly gypsum, are thus common in terrestrial glaciers. On Mars, the sequence of salts formation may be slightly different, but Tosca et McLennan (2006) demonstrated that gypsum is the first salt to form when $S0_4^{2-}$ is sufficiently abundant.

Sulfate crystals found in terrestrial glaciers can form in the atmosphere, prior to their deposition, by the neutralization of volcanic H2SO4 on dust containing Ca^{2+}, Na^{+} or Mg^{2+} (Iizuka *et al.*, 2006, 2008). Postdepositional processes also can affect the abundances and forms of ion species. These postdepositional processes include : (1) reworking and mixing of the surface snow by winds, (2) sublimation, condensation and volatilization in surface snow and (3) molecular diffusion in firn or ice. By this way, sulfate crystals can also form directly in the ice when liquid-phase SO_4^{2-} diffuses to relatively immobile Ca^{2+}, Na^{+} or Mg^{2+} (Iizuka *et al.*, 2006, 2008).

To conclude, sulfate crystals that are present in the Earth's closest cold-desert analogs for the Martian North Polar Cap, have probably formed both in the atmosphere and in the ice (Iizuka *et al.*, 2006, 2008). By the same way, gypsum crystals that are present in the North Polar Cap of Mars may be both : (1) pre-existing gypsum crystals that have formed in the atmosphere and have been deposited together with ice crystals during the formation of the ice cap and (2) authigenic gypsum crystals that have formed in the ice cap by post-depositional processes.

A genetic link between sulfates and ice bodies has been suggested previously to explain the formation of ancient sulfate deposits in equatorial regions of Mars (Niles et Michalski, 2009). These authors argue that ice bodies with intermixed sediment, similar to the Polar Layered Deposits that are currently present in the North and South Polar Caps, have formed in equatorial regions of Mars during former periods of high obliquity or polar wander. Within these massive ice deposits, acid weathering of the intermixed sediment would have led to the formation of sulfates. Later, aeolian reworking of the sublimation residue of this mixture of ice and sulfates would have formed the equatorial sulfate-bearing sediments. This model is consistent with recent results of thermodynamical models, which indicate that low-temperature acid weathering of basaltic dust with small amounts of liquid water can lead to the formation of sulfates in a few decades only (Berger *et al.*, 2009). According to Niles et Michalski (2009), their ice-weathering model resolves many chemical and morphological problems highlighted by previous hypotheses

concerning the formation of equatorial sulfates on the Martian surface. In equatorial regions, the ancient accumulations of intermixed ice and sediment required by the model have disappeared. Therefore, the ice-weathering model is difficult to evaluate directly in these regions. Our results however demonstrate that recent polar and circum-polar sulfate deposits derive from the North Polar Cap and thus support the possibility that similar processes may have occurred at lower latitudes in the past.

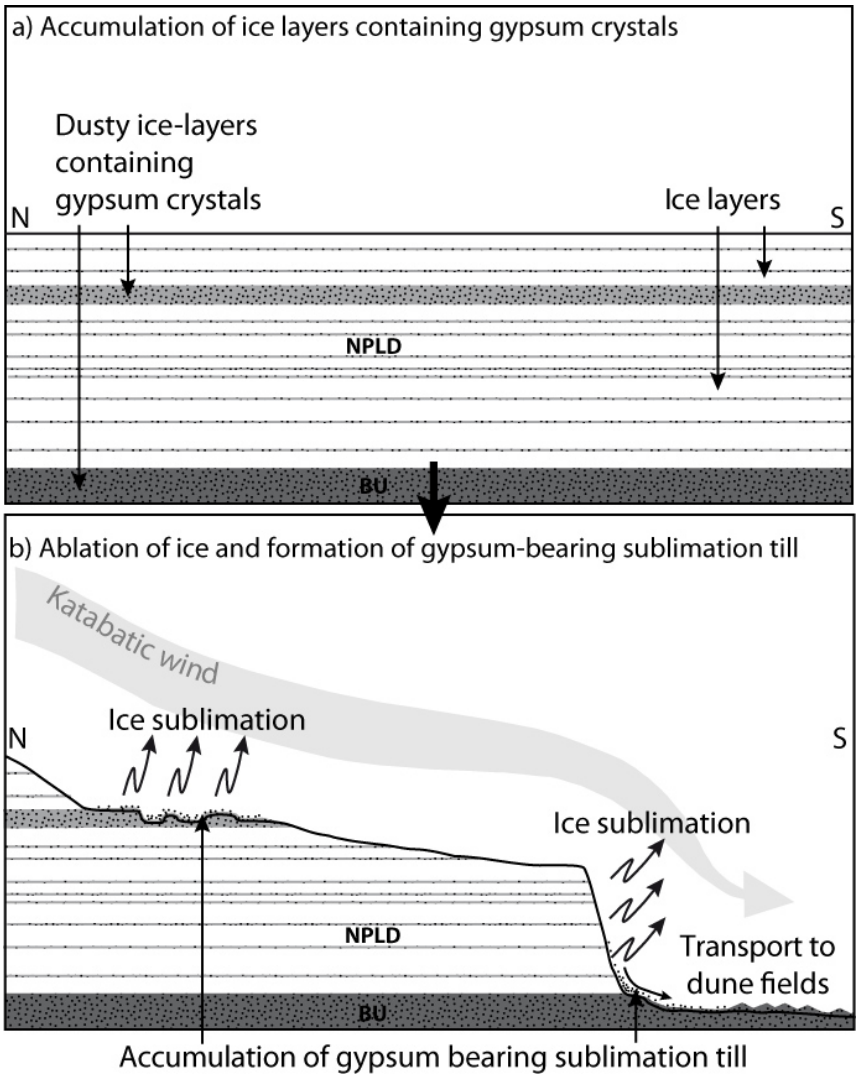

FIGURE 4.16 – scenario for the formation of gypsum in the North Polar Cap.

4.2.6 Conclusion

The development of a spectral processing method based on spectral derivation allows resolving overlapping absorption bands between water ice and sediment in the North Polar Cap and in the Circum-Polar Dune Field. We find that the hydrated minerals detected by Horgan *et al.* (2009); Calvin *et al.* (2009) in the study area correspond to gypsum and

possibly perchlorate. Therefore, the presence of gypsum is not restricted to the Olympia Planum dunes but can probably be extended to the whole Circumpolar Dune Field. Gypsum is also found on all the superficial sediment present in the study area including : sublimation tills at the surface of the NPLD and the BU, sediment-rich ice layers and dark streamers released from the polar cap. We thus deduce that circumpolar gypsum has not formed by in-situ weathering of the dunes but was initially present in the North Polar Cap and has been released to the surface by the ablation of the ice. This morphological and mineralogical study also shows that sediment constituting the circumpolar dunes originates both from the NPLD and the BU. The proportion of sediment intermixed with ice is smaller in the NPLD than in the BU (Picardi *et al.*, 2005; Phillips *et al.*, 2008), therefore the majority of the dune material is probably provided by the BU.

According to these results we propose the following scenario for the formation of polar and circum-polar sulfate-bearing deposits on Mars (Fig. 4.16).

1. Gypsum crystals form in the atmosphere and/or in the ice cap by neutralization of volcanic H_2SO_4 on Ca-bearing sediment.

2. These gypsum crystals are trapped in the ice.

3. Erosion of the ice cap by winds and sublimation leads to the formation of spiral troughs, arcuate scarps and other ablation landforms.

4. As erosion proceeds, gypsum crystals are released from the ice and they concentrate in sublimation tills at the surface of the ice cap.

5. Gypsum-bearing sublimation tills are reworked by winds and transported towards the Circum-Polar Dune Field.

This scenario is consistent with the observation of sulfate crystals, and particularly gypsum, in Greenland and Antarctic ices cores, which form both by predepositional processes in the atmosphere and postdepositional processes in the ice (Ohno *et al.*, 2006; Iizuka *et al.*, 2006, 2008). It may also provides a basis, derived from the analysis of processes recently active in the polar regions of Mars, to constrain the processes that were responsible for the formation of sulfate-bearing deposits at lower latitudes in the past.

4.3 Origine du gypse polaire : Étude régionale

L'étude locale présentée précédemment montre que le gypse polaire provient directement de la calotte. Celui-ci, piégé à l'intérieur des glaces, s'est vraisemblablement formé initialement par l'altération de particules de poussière, à la fois dans l'atmosphère avant le dépôt, et/ou à l'intérieur de la calotte après le dépôt.

Ce résultat suggère que le gypse n'est pas uniquement présent sur la région d'Olympia Planum mais se trouve probablement sur l'ensemble des sédiments superficiels de la calotte polaire. L'analyse minéralogique effectuée sur un site, localisé en-dehors de la zone de détection du gypse initialement reconnue par Langevin *et al.* (2005a), semble confirmer cette hypothèse et montre des signatures de gypse à la fois sur : les dunes, le sédiment s'échappant de l'escarpement, le sédiment recouvrant les NPLD, et les couches de glace enrichies en poussière (Chap. 4.2). Le but de cette section est donc d'étudier si ces observations se vérifient sur l'ensemble de la calotte polaire.

Les cartes minéralogiques globales, réalisées par les études antérieures, révèlent la présence de minéraux mafiques tels que les pyroxènes et l'olivine sur les dunes circum-polaires (Poulet *et al.*, 2008b; Horgan et Bell, 2009) (Fig. 4.17.a et .b). Poulet *et al.* (2008b), Horgan *et al.* (2009) et Calvin *et al.* (2009) détectent également des minéraux hydratés sur l'ensemble des dunes (Fig. 4.17.c), mais également sur les dépôts de poussière recouvrant la calotte, et plus particulièrement à l'intérieur des dépressions en spirale (Fig. 4.17.d).

Cependant, seules les dunes d'Olympia Planum montrent des signatures claires de gypse. L'identification précise des minéraux hydratés sur les autres sédiments superficiels, polaires et circum-polaires, reste inconnue. Sur les dunes, la détection de minéraux hydratés est plus faible en-dehors d'Olympia (Fig. 4.17.c). Les autres bandes d'absorption permettant une détermination minéralogique plus précise sont donc probablement faibles et difficiles à discerner. Sur la calotte, ces signatures semblent fortement mélangées à la glace et sont donc probablement également moins visibles (Fig. 4.17.d).

Compte-tenu des résultats obtenus dans le Chap.4.2, on peut cependant s'attendre à ce que les signatures de minéraux hydratés détectées dans les études antérieures correspondent également à du gypse. Le but de ce chapitre est donc de déterminer plus précisément la distribution du gypse sur l'ensemble de la calotte polaire, afin de mieux contraindre l'origine et les processus par lesquels les cristaux de gypse sont libérés de la calotte polaire, puis transférés dans le champ de dunes. Pour cela, une analyse morphologique et minéralogique a été réalisée sur les différents types de sédiments superficiels associés à la calotte polaire Nord : (1) le champ de dunes circum-polaire, (2) les plus petits champs de dunes intérieurs associés aux escarpements marginaux, et (3) les dépôts sédimentaires superficiels recouvrant la surface de la calotte. Afin de vérifier cette hypothèse, les méthodes développées précédemment pourraient permettre de résoudre les problèmes de mélange et la présence de bandes minéralogiques faibles.

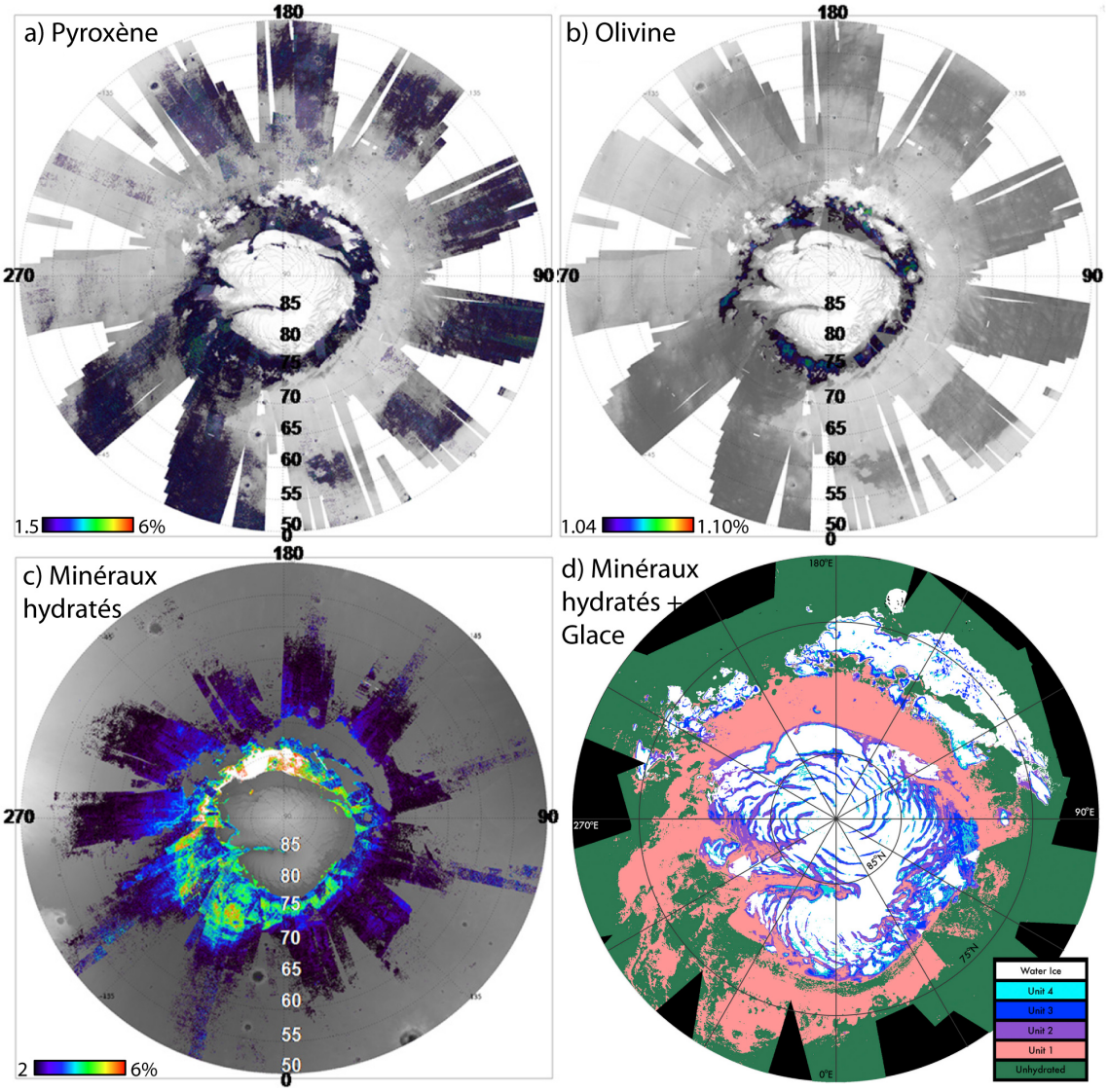

FIGURE 4.17 – Cartes minéralogiques globales de la calotte polaire obtenues à partir des données OMEGA. Les cartes a), b) et c) ont été réalisées par Poulet *et al.* (2008b) et la carte d) par Horgan *et al.* (2009). a) Carte de détection de pyroxènes, calculée à partir de la profondeur de bande à 2 μm. b) Carte de détection de l'olivine, basée sur le calcul d'un critère spectral à 1 μm. c) Carte de détection des minéraux hydratés, calculée à partir de la profondeur de bande à 2 μm. d) Carte de variation de la profondeur de bande à 1.5 μm, typique de la glace, en fonction de l'hydratation des terrains. Pour chaque unité, les valeurs des profondeurs de bande à 1.9 μm et 1.5 μm sont respectivement de : <4.5% et <3% pour l'unité « Unhydrated », >4.5% et <3% pour l'Unité 1, >4.5% et entre 3 et 10% pour l'Unité 2, >4.5% et entre 10 et 20% pour l'Unité 3, >4.5% et >20% pour l'Unité 4 et, <4.5% et >3% pour l'unité « Water ice ».

4.3.1 Données et méthodes

4.3.1.1 Analyse morphologique

L'analyse morphologique et structurale de la calotte polaire et des sédiments associés a été réalisée à partir des données topographiques MOLA (512 pixels/degrés) et des images à haute résolution MOC, CTX et HiRISE (voir Chap. 2). Toutes ces informations ont été assemblées sous un système d'information géographique.

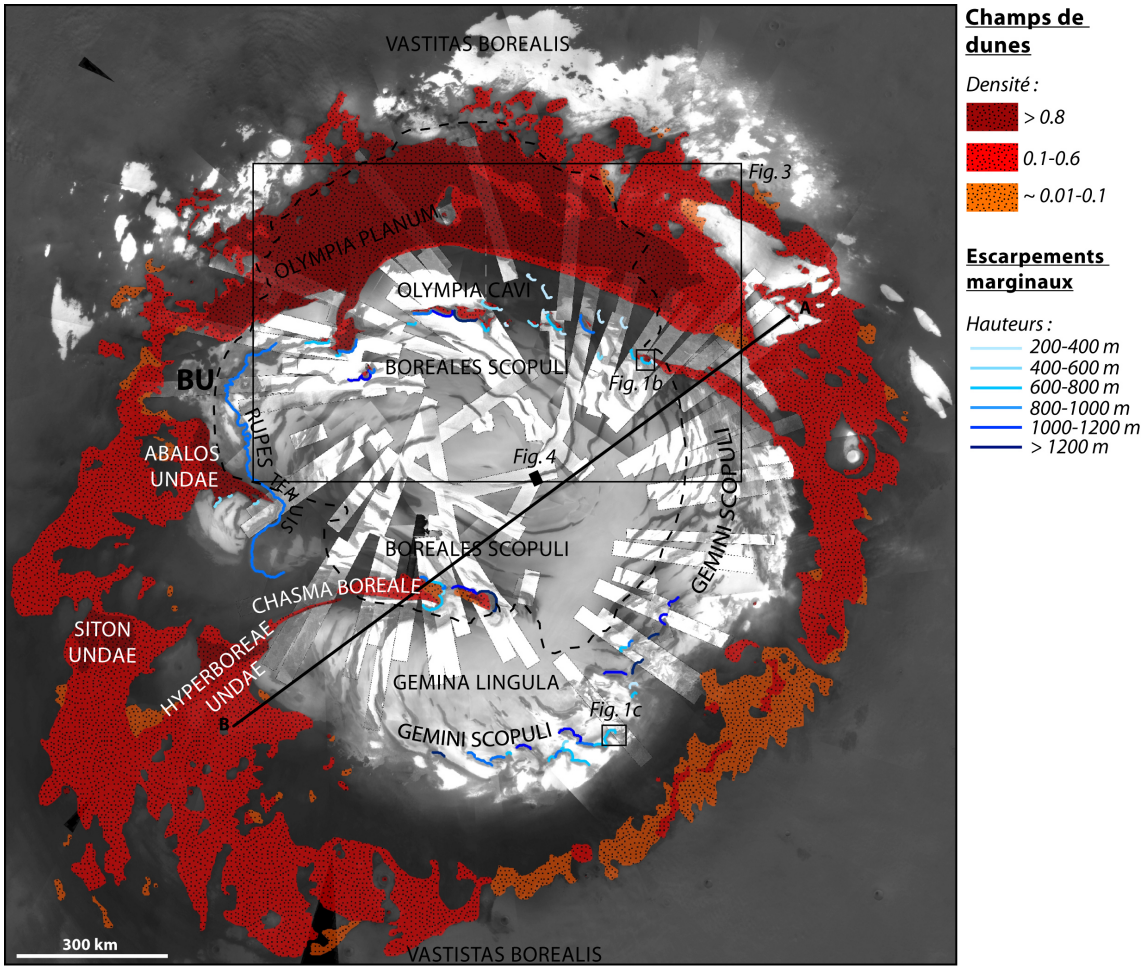

FIGURE 4.18 – Carte de la calotte polaire Nord et du champ de dunes circum-polaire, superposée à une mosaïque d'images MOC et CTX. Les sufaces rouges, oranges et jaunes correspondent aux champs de dunes présentant des densités de plus en plus faibles (modifiée, d'après Tanaka et Hayward (2008)). Les lignes bleues correspondent aux escarpements marginaux, l'échelle de couleur représente leur hauteur. L'extension de la BU est indiquée par une ligne noire pointillée et provient de l'interprétation des données radar faite par (Selvans *et al.*, 2010).

L'ensemble des dunes présentes à proximité de la calotte polaire ont été cartographiées et classées suivant la densité des champs de dunes (Fig. 4.18). Cette carte, basée sur celle réalisée par Tanaka et Hayward (2008), est complétée à partir de l'observation des images à haute résolution.

L'analyse locale présentée dans le Chap. 4.2 a montré qu'un lien important existait entre les escarpements marginaux et les champs de dunes. Afin de mieux comprendre l'interaction entre ces deux formations, une cartographie de tous les escarpements marginaux a également été réalisée (Fig. 4.18). Pour chacun de ces escarpements, différentes propriétés ont été relevées comme : les coordonnées, la hauteur, la pente maximum et moyenne, la longueur, ainsi que la présence ou non de la BU et d'un champ de dunes à la base de l'escarpement.

4.3.1.2 Analyse minéralogique

L'analyse minéralogique des sédiments superficiels de la calotte polaire utilise les données apportées par les spectro-imageurs OMEGA et CRISM. Dans le but de minimiser l'effet du recouvrement saisonnier de givre de CO_2 et d'H_2O, seuls les cubes acquis durant l'été boréal entre les longitudes solaires 90° et 180° ont été utilisés (Smith *et al.*, 2001b; Byrne *et al.*, 2008).

Afin de cartographier la distribution du gypse sur l'ensemble de la calotte polaire une mosaïque globale de cette région a été construite à partir des données OMEGA. Cette mosaïque utilise les mêmes cubes que ceux décrits par Horgan *et al.* (2009). Elle contient 48 cubes dont la résolution varie initialement entre 1.5 et 5.4 km/pixel, la résolution finale étant de 1.5 km/pixel (Fig. 4.19).

Cette résolution n'est généralement pas suffisante pour valider la détection de faibles signatures spectrales, ou résoudre la composition de petites surfaces. Les résultats obtenus seront donc vérifiés et complétés par l'étude de cubes CRISM ou de cubes OMEGA à plus haute résolution.

L'analyse de la distribution du gypse polaire a été réalisée à partir des critères spectraux et de la méthode des dérivées spectrales définis dans le Chap. 4.2.

4.3.2 Le champ de dunes circum-polaire

4.3.2.1 Description

Le champ de dunes circum-polaire est le plus large champ de dunes actuellement présent sur Mars. Il s'étend sur $\sim$844.000 km^2 et entoure entièrement la calotte polaire entre les latitudes 70°N et 85°N (Fig. 4.18), constituant ainsi un volume de sédiment d'approximativement 1300 à 3600 km^3 (Hayward *et al.*, 2010). Les parties les plus denses de ce champ de dunes sont majoritairement constituées de dunes transverses, et incluent les régions d'Olympia, Hyberboreae, Siton et Abalos Undae (Fig. 4.18) (Tsoar *et al.*, 1979; Tanaka et Hayward, 2008). La densité du champ de dunes décroit vers la région de Gemini Scopuli (Fig. 4.18), où les dunes sont plus dispersées et sont principalement des barchanes (Tanaka et Hayward, 2008).

4.3.2.2 Détection du gypse

La Figure 4.20 montre les cartes régionales, obtenues à partir de la méthode des dérivées spectrales, pour quelques bandes d'absorption typiques du gypse. Sur la Figure 4.20.a, les pixels colorés représentent ceux où le spectre rencontre un minimum local à la fois à 1.94 et à 2.21 μm. La bande d'absorption à 1.94 μm est typique des minéraux

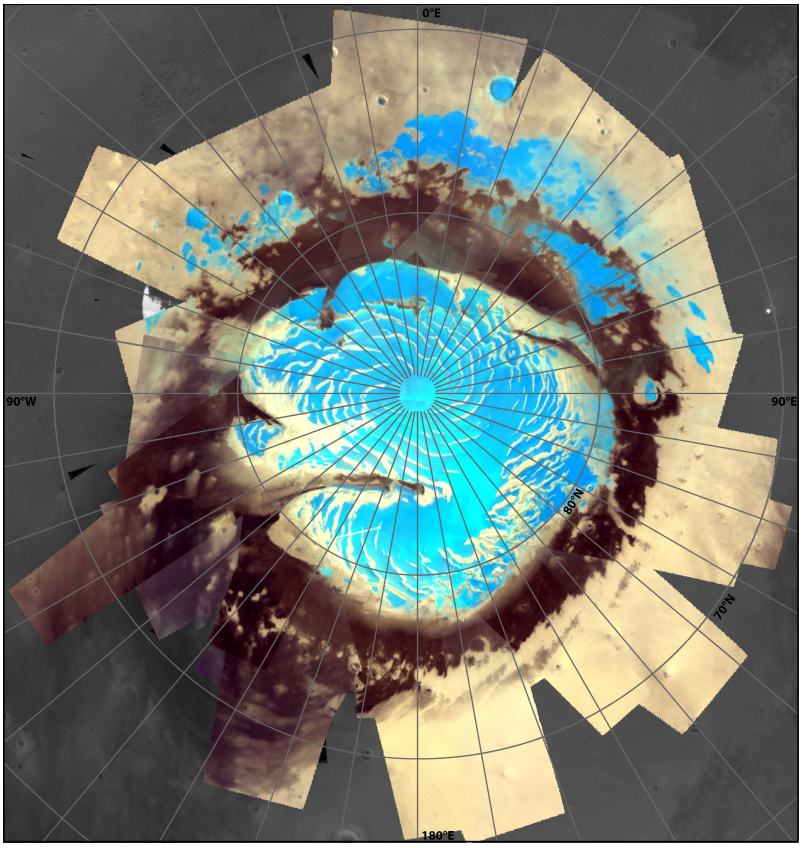

FIGURE 4.19 – Mosaïque OMEGA de la calotte polaire Nord (image en fausse couleur, rouge : 1.50 μm, vert : 1.30 μm, bleu : 1.01 μm).

hydratés, tandis que celle centrée à 2.21 μm est l'une des bandes d'absorption caratéristiques du gypse. Sur la Figure 4.20.b, les pixels colorés correspondent à ceux où le spectre rencontre un minimum local à la fois à 2.21 et à 2.27 μm. Ces deux signatures constituent les deux composantes étroites de la large bande d'absorption centrée à 2.2 μm typique du gypse. Compte-tenu du bruit présent sur les nombreux cubes OMEGA utilisés, les détections de ces différentes bandes d'absorption ont été associées afin de ne garder que les signatures correspondant réellement à la détection de gypse. Malgré l'utilisation des dérivées, la bande à 1.94 μm se confond également parfois avec la bande d'absorption centrée à 2 μm de la glace d'eau. L'utilisation de deux bandes d'absorption permet donc d'éliminer ces détections parasites.

Les cartes régionales révèlent que la présence de gypse n'est pas restreinte à la zone d'Olympia Planum mais se trouve sur l'intégralité du champ de dunes circum-polaire (Fig. 4.18.a et 4.20). On peut cependant remarquer que la densité des pixels sur lesquels les signatures de gypse sont détectées est plus forte sur la région d'Olympia Planum. Cette observation explique que les précédentes détections du gypse, réalisées avec les méthodes classiques, soient restreintes au site d'Olympia (Langevin *et al.*, 2005a) (la localisation de cette détection antérieure est entourée en rouge sur la Fig. 4.20). La plus faible densité de pixels où le gypse a été repéré correspond à la partie la moins dense du champ de dunes, située dans la région de Gemini Scopuli.

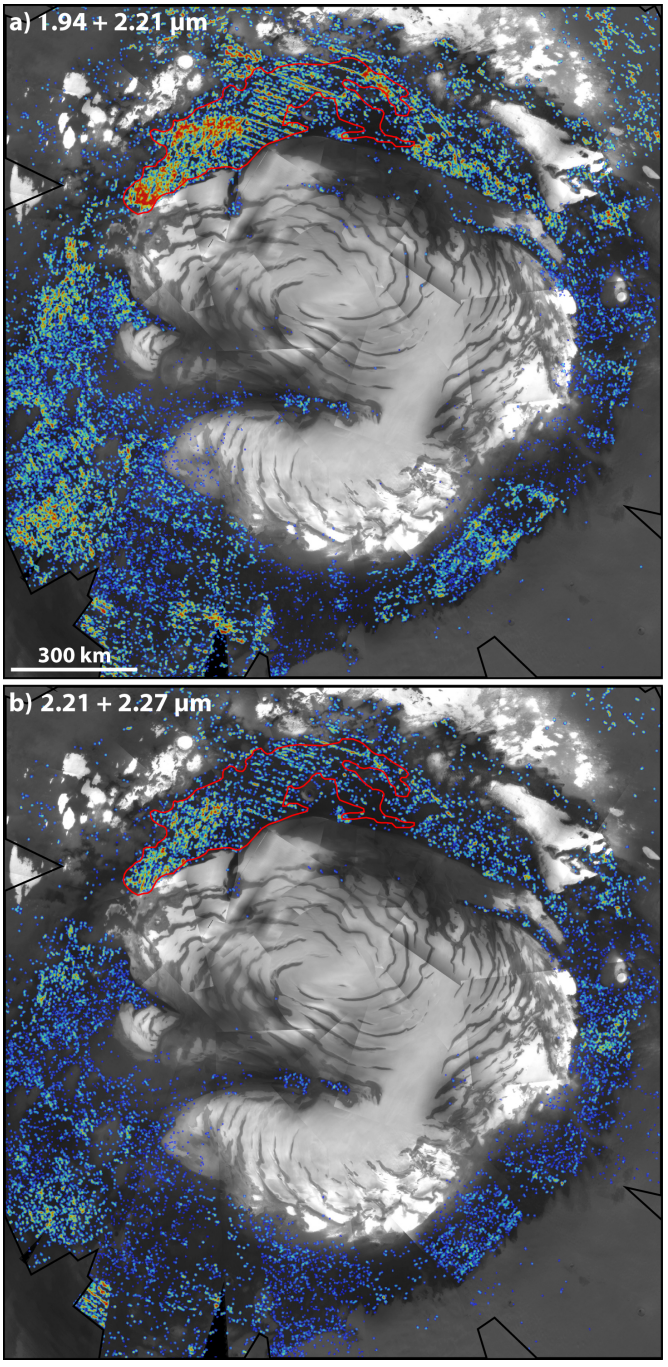

FIGURE 4.20 – Distribution du gypse obtenue à partir de la méthode des dérivées spectrales (Massé *et al.*, 2010) sur la mosaïque régionale OMEGA. L'extension de la mosaïque est dessinée par un trait noir. Les pixels colorés correspondent aux pixels où des minima locaux sont détectés à la fois à 1.94 et 2.21 μm (sur a), et à la fois à 2.21 et 2.27 μm (sur b). Les couleurs représentent le nombre de pixels (de 1 à 9 du bleu vers le rouge) où un minimum est détecté dans un kernel mobile de 3x3 pixels. La surface où le gypse a initialement été découvert par (Langevin *et al.*, 2005a) est entourée d'un trait rouge.

Les cartes régionales montrent également la présence de gypse sur quelques pixels éparpillés à la surface de la calotte, en particulier près des escarpements marginaux et des dépressions en spirale. Cette détection est cependant beaucoup trop faible pour être fiable et nécessite une étude plus détaillée à partir de données à plus haute résolution.

4.3.3 Les champs de dunes intérieurs

4.3.3.1 Description

En plus du champ de dunes circum-polaire, de petits champs de dunes isolés sont dispersés à la surface de la calotte polaire. Ceux-ci sont abondants dans la région de Boreales Scopuli, mais sont absents de la région de Gemini Scopuli. Certains de ces champs de dunes sont connectés au champ circum-polaire, tandis que d'autres se situent dans des dépressions entièrement fermées à l'intérieur de la calotte (Fig. 4.18 et 4.21.a). Tous ces champs de dunes intérieurs sont systématiquement associés avec les escarpements marginaux qui entaillent la calotte polaire (Fig. 4.18, 4.21.a et 4.23.a) (Thomas et Weitz, 1989; Howard, 2000; Byrne et Murray, 2002; Edgett *et al.*, 2003; Warner et Farmer, 2008; Massé *et al.*, 2010).

4.3.3.2 Détection du gypse

Les cartes régionales (Fig. 4.20) montrent la présence de gypse sur le plus large champ de dunes intérieur, déposé sur le fond de Chasma Boreale (Fig. 4.18). Cependant, la résolution de ces cartes est trop faible pour analyser la composition des champs de dunes intérieurs plus petits. La méthode des dérivées spectrales a donc été appliquée à un seul cube OMEGA (ORB1030_2), pris à sa résolution maximale, et incluant la plupart des champs de dunes intérieurs (Fig. 4.21.a, .b et .c). Les résultats obtenus montrent que les bandes d'absorption à 1.94 et 2.21 μm sont aussi détectées sur ces surfaces. Les bandes d'absorptions à 2.21 et 2.27 μm sont également observées, mais avec une distribution plus clairsemée (Fig. 4.21.b et .c). Cette plus faible détection est cohérente avec le fait que la bande d'absorption à 2.27 μm est moins profonde que celle à 2.21 μm sur les spectres de mélanges glace/gypse de laboratoire (Fig. 4.8).

Afin de vérifier la validité de ces cartes globales obtenues à partir des données OMEGA, des spectres CRISM à haute résolution ont été acquis sur différents champs de dunes (Fig. 4.21.a et 4.22). Sur ces spectres, les bandes d'absorption typiques du gypse apparaissent clairement, et sont compatibles avec les spectres de laboratoire de mélange gypse/glace (Fig. 4.8). L'analyse de ces spectres corrobore donc la détection du gypse sur les champs de dunes intérieurs. Cependant, la Figure 4.22 montre également bien que les signatures de gypse sont beaucoup plus fortes sur les dunes circum-polaires de la région d'Olympia Planum que sur les petits champs intérieurs (cube hrsc1c5, Fig. 4.22).

4.3.3.3 Origine des sédiments riches en gypse

Les champs de dunes intérieurs sont systématiquement associés aux escarpements marginaux (Fig. 4.21.a). Ce lien semble renforcer l'idée que le sédiment constituant les dunes était initialement piégé à l'intérieur de la calotte polaire (Thomas et Weitz, 1989; Howard, 2000; Byrne et Murray, 2002; Edgett *et al.*, 2003; Warner et Farmer, 2008). Ce

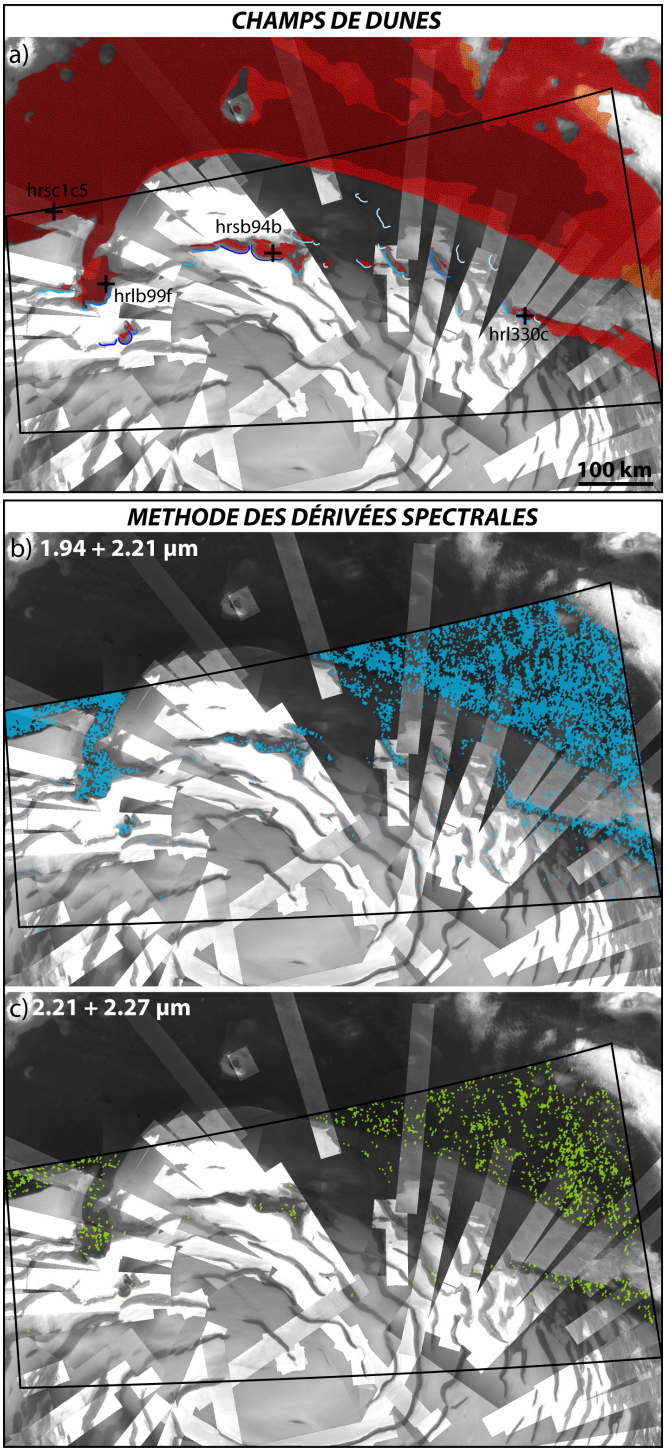

FIGURE 4.21 – Champs de dunes intérieurs. La Fig. a) correspond à un zoom des champs de dunes et des escarpements marginaux représentés sur la Fig. 4.20. Les Fig. b) et c) indiquent la distribution de gypse calculée par la méthode des dérivées spectrales sur le cube OMEGA 1030_2. Les pixels où le spectre rencontre un minimum local à la fois à 1.94 et 2.21 μm, et à la fois à 2.21 et 2.27 μm sont colorés respectivement en bleu et vert.

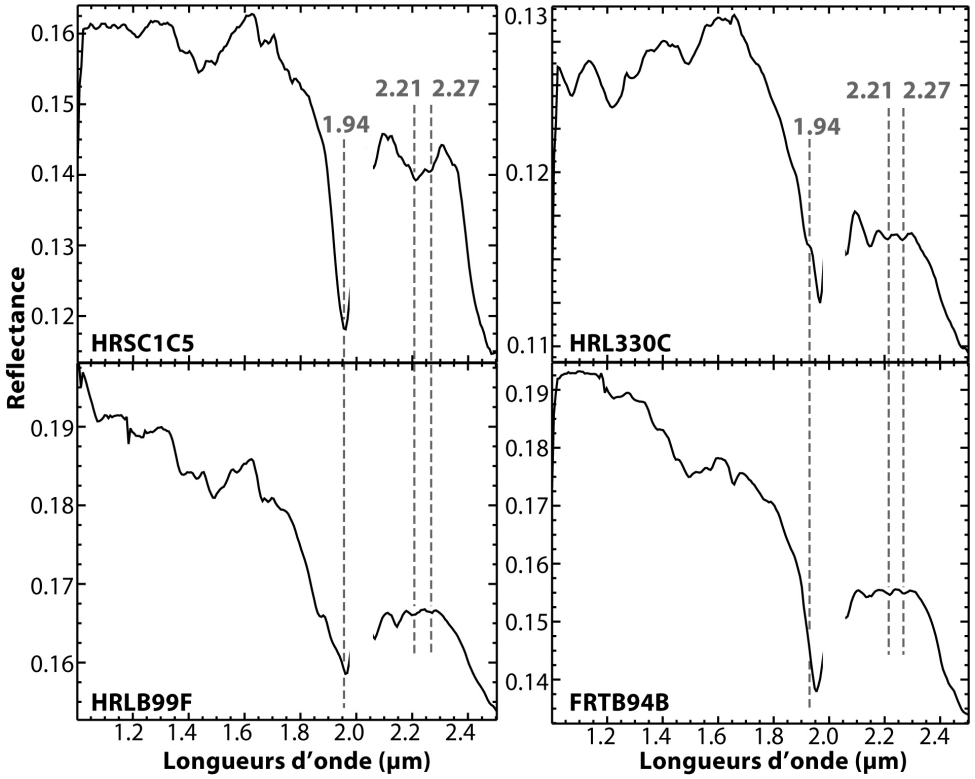

FIGURE 4.22 – Spectres CRISM acquis sur différents champs de dunes intérieurs (localisation indiquée par des croix sur la Fig. 4.21, le nom des cubes CRISM utilisés est indiqué pour chacun des spectres). Les lignes grises en pointillés indiquent quelques-unes des bandes d'absorption typiques du gypse.

matériel, contenant du gypse, a été libéré au niveau des escarpements au fur et à mesure que la glace a reculé par sublimation (Massé *et al.*, 2010). Cependant, il reste à déterminer si le matériel constituant les dunes provient de toute la calotte polaire, y compris les NPLD (Thomas et Weitz, 1989; Herkenhoff et Vasavada, 1999; Massé *et al.*, 2010), ou seulement de la BU enrichie en sédiment (Fishbaugh et Head, 2005; Herkenhoff *et al.*, 2007).

Pour répondre à cette question, tous les escarpements recoupant la calotte polaire ont été cartographiés (Fig. 4.18). Ces escarpements sont présents tout autour de la calotte polaire Nord et font face à l'équateur (Howard *et al.*, 1982). Cette étude globale montre que les escarpements polaires présentent une hauteur de 100 à 1400 m (avec une moyenne de 720 m), une longueur de 8 à 80 km (avec une moyenne de 30 km), et une pente comprise entre 5 et 65° au niveau des points les plus escarpés (avec une moyenne de 35°). Tous les escarpements associés à un champ de dunes présentent une forme arquée (Fig. 4.18.a, 4.21.a et 4.23.a) et ont été nommés « arcuate scarps » par Howard (2000). Cette forme a été attribuée au sapement préférentiel de la base des escarpements par la présence de sable dans la BU (Howard, 2000; Edgett *et al.*, 2003). Cette interprétation est compatible avec le fait que tous les escarpements situés dans la région de Boreales Scopuli, et donc à l'intérieur de l'extension géographique de la BU, présentent cette forme arquée. A l'inverse, les escarpements situés dans la région de Gemini Scopuli, et donc en-dehors de l'extension géographique de la BU, présentent des formes linéaires ou sinueuses (Fig. 4.18). De

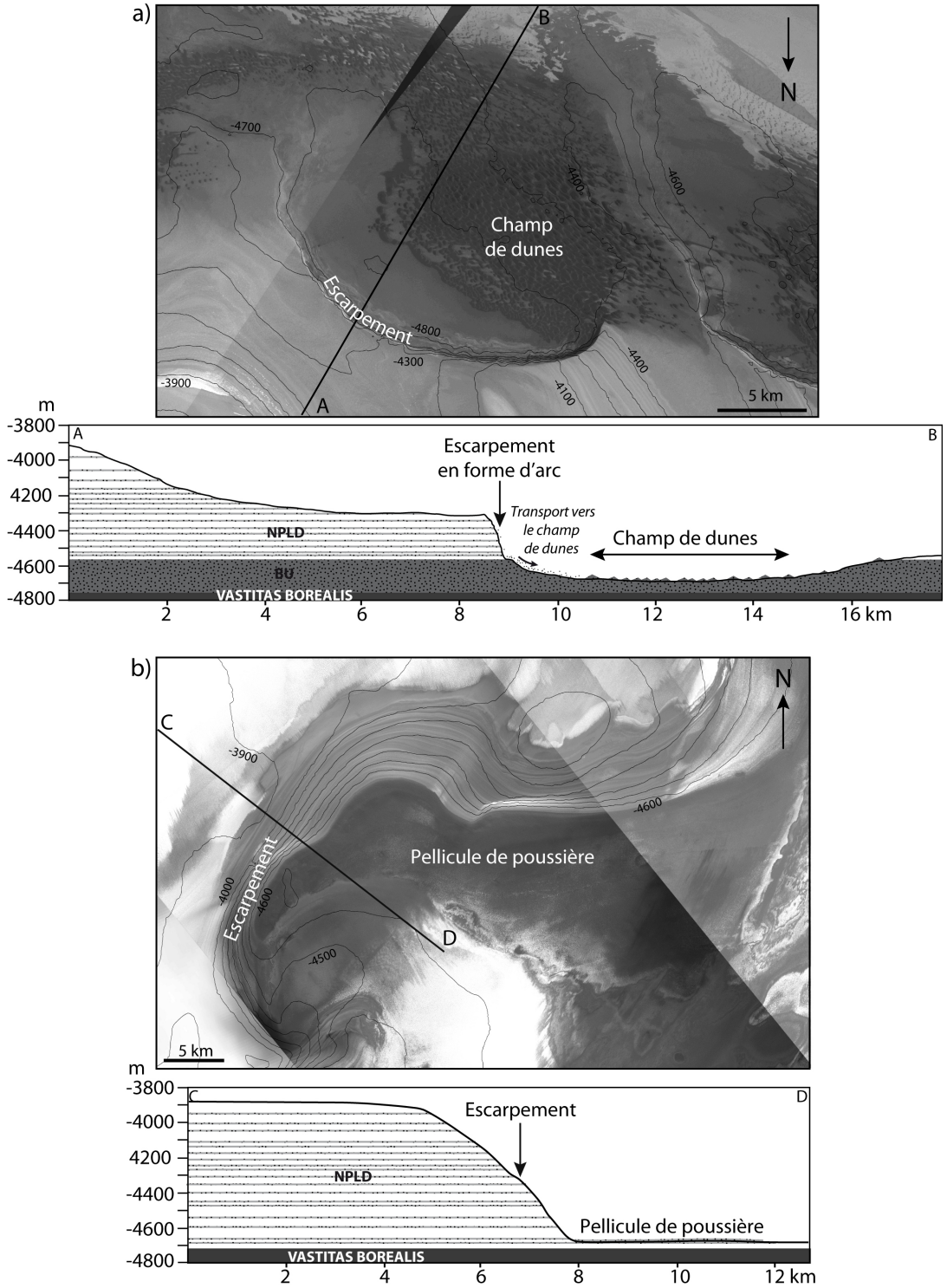

FIGURE 4.23 – Images CTX de deux escarpements marginaux accompagnés des coupes correspondantes. L'escarpement a) est situé sur une zone où la BU est présente, contrairement à l'escarpement b). Les contours topographiques proviennent des données MOLA et sont dessinés à des intervalles de 100 m.

plus, les champs de dunes intérieurs se trouvent uniquement dans la région de Boreales Scopuli, là où la BU a été exposée par le développement des escarpements (Fig. 4.18). Une observation détaillée des champs de dunes intérieurs, révèle donc que ceux-ci sont présents uniquement là où les escarpements sont développés suffisamment en profondeur à travers les NPLD pour atteindre la BU. Ces escarpements particuliers ont une hauteur minimale de 500 m et une pente minimale de 30° sur les points les plus escarpés.

Certains escarpements situés dans la région de Gemini Scopuli, où la BU est donc absente, sont plus hauts et présentent des pentes plus raides que les structures arquées de Boreales Scopuli. Ils ne sont cependant associés à aucun champ de dunes intérieur. Par comparaison, les Figures 4.23.a et .b montrent deux escarpements marginaux localisés à l'intérieur et à l'extérieur de la zone d'extension de la BU, et présentant respectivement des longueurs de 26 et 47 km et des hauteurs de 626 et 785 m. Le premier entaille à la fois les NPLD et la BU, et est associée à un champ de dunes intérieur contenant du gypse. Le matériel constituant ces dunes à été libéré de la calotte après son érosion au niveau de l'escarpement (Massé *et al.*, 2010). Le second entaille un volume similaire de la calotte, mais uniquement dans les NPLD. Au pied de cet escarpement, seule une mince pellicule de sédiment peut être observé. Les dunes les plus proches, appartenant au champ de dunes circum-polaire, sont à plus de 150 km de l'escarpement et ne semblent pas présenter de connection avec celui-ci (Fig. 4.18).

Cette observation suggère que l'érosion des NPLD n'entraine la formation que d'une fine pellicule de poussière, tandis que l'érosion de la BU entraîne la formation de champs de dunes. Cette interprétation est compatible avec une concentration plus importante de sédiments dans la BU, et une plus faible concentration de particules de poussière dans les NPLD (Picardi *et al.*, 2005; Phillips *et al.*, 2008; Putzig *et al.*, 2009). Les sédiments contenus dans la BU sont, soit sous forme de sable, soit sous forme de poussière se concentrant avec la glace pour constituer des agrégats de la taille de grains de sable (Herkenhoff et Vasavada, 1999).

4.3.4 Les dépôts sédimentaires associés aux dépressions en spirale

4.3.4.1 Description

Les dépressions en spirale observées à la surface des NPLD présentent une profondeur maximale de 800 m et une largeur maximale de 20 km (Fig. 4.18.a et 4.24). La pente moyenne des versants est en moyenne de 7° et peut atteindre 20° dans les parties les plus escarpées. Les strates des NPLD sont exposées sur les versants les plus escarpés qui font face à l'équateur, tandis que les versants face au pôle présentent des pentes plus faibles et ne montrent aucune strate (Fig. 4.24.g) (Howard *et al.*, 1982). Sur la base de ces observations, il a été proposé que ces dépressions en spirale se développent par l'ablation de la glace sur les pentes face à l'équateur, et le dépôt de la glace sur les pentes face au pôle (Howard, 1978; Howard *et al.*, 1982; Howard, 2000; Ivanov et Muhleman, 2000; Ng et Zuber, 2006). L'agent majeur permettant ce processus est très probablement le vent catabatique qui descend des régions les plus hautes de la calotte vers sa périphérie (Fig. 4.25). Ces vents érodent la glace des versants sous le vent (face à l'équateur), et accumulent ce matériel érodé sur les pentes face au vent (ou face au pôle). Cette interprétation a récemment été confirmée par l'analyse des données radar SHARAD à travers les NPLD (Smith et Holt, 2010).

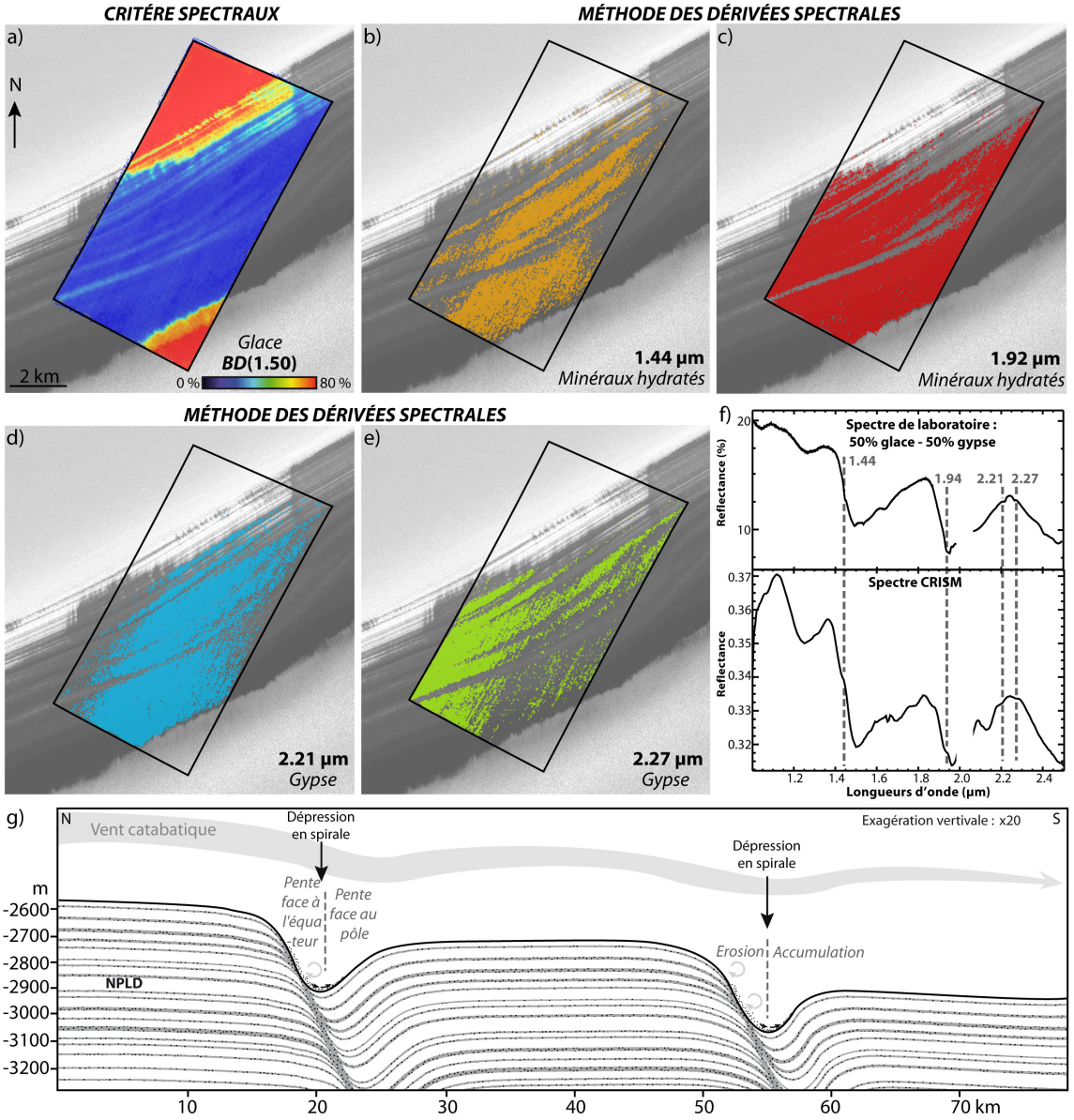

FIGURE 4.24 – Distribution des signatures de glace, de gypse, et de minéraux hydratés sur une dépression en spirale et calculée sur le cube CRISM hrs00002f12. Une carte du critère spectral BD(1.50) est montrée en a). Les cartes d'inflexions calculées par la méthode des dérivées spectrales sont représentées sur les figures b) à e). Les pixels où le spectre présente une inflexion locale à la longueur d'onde étudiée apparaissent en couleurs. f) Le spectre supérieur correspond à un mélange de 50% de gypse et 50% de glace d'eau obtenu en laboratoire (Massé *et al.*, 2010). Le spectre du bas correspond à un spectre CRISM acquis une une couche riche en poussière à l'intérieur de la dépression. g) Coupe interprétative des dépressions en spirale de la calotte polaire Nord.

Les versants face à l'équateur des dépressions en spirale constituent donc des coupes naturelles, où les couches de glace des NPLD, contenant des quantités diverses de poussière, sont exhumées. La poussière piégée dans la glace est également libérée par l'érosion

le long des versants face à l'équateur, et se trouve transportée et accumulée sur les pentes face au vent sous la forme de fines pellicules de poussière (Howard, 2000; Smith et Holt, 2010).

4.3.4.2 Détection du gypse

Dans le but de déterminer si le gypse est présent ou non dans la poussière libérée des NPLD au niveau des dépressions en spirale, le cube CRISM hrs1f12 a été analysé (Ls : 132.63°, localisation indiquée sur la Fig. 4.18). La Fig. 4.24.a correspond à la carte de la profondeur de bande à 1.5 μm. Cette carte montre la présence de glace presque pure (en rouge) sur les deux plateaux bordant la dépression. Le long du versant Nord (face à l'équateur), un paquet de couches alternativement riches en glace et en poussière a été exhumé. Le long du versant Sud (face au pôle), les strates ne sont plus visibles et sont recouvertes par une pellicule uniforme de poussière. La poussière formant cette pellicule et observée dans les strates est cependant mélangée à une importante quantité de glace. Cette observation est compatible avec la carte globale réalisée par Horgan *et al.* (2009) (Fig. 4.17.d).

Du fait de cet important mélange avec la glace, les bandes d'absorption typiques du gypse sont faibles et n'apparaissent que sous la forme d'inflexions sur les spectres CRISM acquis sur les couches de glace enrichies en poussière (Fig. 4.24.f). L'observation d'inflexions, et non de minima, est compatible avec les spectres de laboratoire de mélange gypse/glace contenant des concentrations importantes de glace (Fig. 4.24.f et 4.8). La distribution du gypse dans cette région a donc été cartographiée à l'aide de la méthode des dérivées spectrales par la détection d'inflexions et non de minima. Ces cartes ont été calculées pour les bandes caractéristiques du gypse à 1.44 μm (Fig. 4.24.b), 1.94 μm (Fig. 4.24.c), 2.21 μm (Fig. 4.24.d) et 2.27 μm (Fig. 4.20). Sur les cartes résultantes, la distribution des pixels présentant une bande d'absorption typique du gypse est spatialement anti-corrélée aux surfaces riches en glace d'eau (Fig. 4.24.a). Le gypse est observé dans les couches de glace enrichies en sédiment, exhumées sur le versant face à l'équateur, et sur la pellicule de poussière recouvrant le versant face au pôle. Il est également détecté dans les trainées de poussière sombre ayant pour origine les strates riches en sédiment, et descendant le long du versant face à l'équateur vers le fond de la dépression.

L'analyse de la poussière libérée de la glace au niveau des dépressions en spirales, révèle donc que les sédiments piégés dans les NPLD contiennent également du gypse. Cette conclusion est compatible avec l'étude précédente (Chap. 4.2) qui révèle la détection de gypse sur un till de sublimation à la surface des NPLD.

4.3.5 Discussion

4.3.5.1 Étude du vent polaire

Les résultats précédents montrent que le vent semble avoir un rôle primordial dans l'érosion de la calotte et le transport des sédiments riches en gypse vers les champs de dunes. Afin de mieux appréhender ce rôle, une carte globale du vent polaire a été réalisée.

Au niveau de la calotte, Howard (2000) avait déjà indiqué les directions apparentes du vent déterminées à partir de l'observation des trainées de givre à la surface. Cette carte montrait une direction du vent pour chacune de ces traces d'entrainement par le vent. De

même, au niveau du champ circum-polaire, Tanaka et Hayward (2008) avaient indiqué les directions locales du vent polaire à partir de la morphologie des dunes.

Afin d'observer les directions du vent polaire à une échelle régionale, toutes ces directions locales, indiquées par la morphologie, ont été interpolées, et les lignes de flux régionales obtenus sont représentées sur la Fig. 4.25.a).

Au niveau de la surface de la calotte polaire, les vents (tracés en traits pleins et noirs sur la Fig. 4.25) correspondent clairement à des vents catabatiques (Howard, 2000). Ceux-ci descendent et s'accélèrent à partir des parties les plus hautes de la calotte polaire vers sa périphérie. Au fur et à mesure de cette descente, les vents catabatiques sont déviés vers la droite par la force de Coriolis. Cette configuration des vents polaires martiens est similaire à celle qui peut être observée sur Terre en Antarctique (Parish et Bromwich, 1998; Guo *et al.*, 2002).

Au niveau des dunes circum-polaires, sur les surfaces les plus proches de la calotte, le vent (en traits pointillés et noirs sur la Fig. 4.25) suit majoritairement la direction des vents catabatiques et entoure la calotte polaire en formant des vents d'Est. En s'éloignant de la calotte, cette direction s'inverse complètement et forme majoritairement des vents d'Ouest. Cette dernière direction est compatible avec la présence du vent zonal caractérisé par un fort jet d'ouest dans les hautes latitudes de Mars (Haberle *et al.*, 1993; Forget, 1996). Des perturbations dans la direction des vents globaux obtenues à partir de la morphologie des dunes peuvent également intervenir par la présence des tempêtes de poussière saisonnières (Cantor *et al.*, 2010).

La carte représentée sur la Fig. 4.25.a, montre également les champs de dunes circum-polaires et intérieurs, les escarpements marginaux et les dépressions en spirale. L'observation des directions globales du vent polaire révèle que celui-ci est toujours perpendiculaire aux dépressions en spirale. Ce résultat est compatible avec le scénario de formation de ces structures proposé par Smith et Holt (2010). Le flux de vent est également généralement perpendiculaire aux escarpements marginaux. Ceci suggère que la formation des escarpements est aussi contrôlée par les vents. Ces vents entrainent le matériel libéré au niveau des escarpements, et forment les champs de dunes intérieurs qui rejoignent parfois le champ de dunes circum-polaire.

4.3.5.2 Origine des sédiments superficiels contenant du gypse

Les résultats obtenus précédemment révèlent que tous les sédiments superficiels, présents sur et autour de la calotte polaire Nord, contiennent du gypse. Ceux-ci ont pour origine le matériel initialement piégé dans les couches de glace. La BU et les NPLD jouent cependant un rôle différent dans l'alimentation de ces dépôts superficiels.

En effet, l'analyse systématique de l'interaction entre les escarpements et les champs de dunes intérieurs indique que la BU correspond à la principale source des dunes. Les champs de dunes intérieurs et le champ circum-polaire sont souvent reliés, présentent la même composition, et ont clairement la même origine. La source du matériel contenu dans les dunes correspond donc au sédiment préalablement piégé dans la BU et libéré par l'ablation de la glace. La formation de dunes implique cependant que la taille des grains présents dans la BU soit de type sable. Les particules se déposant en même temps que la neige sur une calotte polaire sont pourtant généralement plutôt de la poussière. Ces

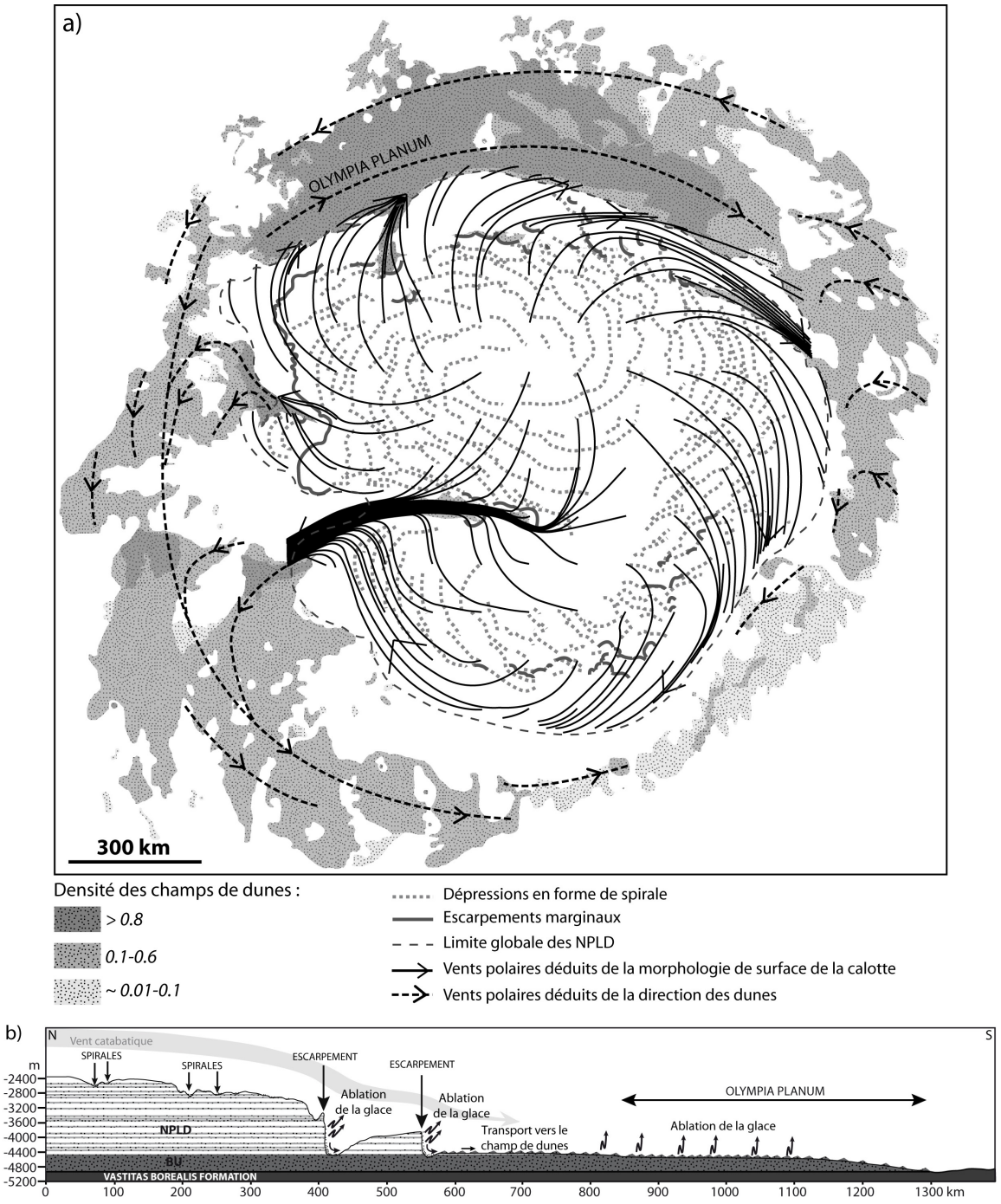

FIGURE 4.25 – a) Carte des champs de dunes, des dépressions en spirale, des escarpements marginaux et des vents polaires. La direction des vents est obtenue sur la calotte, par l'interprétation des différentes morphologies observées à la surface (d'après Howard (2000)) et, sur le champ circum-polaire, par la morphologie des dunes (d'après Tanaka et Hayward (2008)). b) Scénario interprétatif de la formation des sédiments superficiels contenant du gypse au niveau de la calotte polaire Nord.

grains plus grossiers proviennent donc soit de la formation d'agrégats glace/poussière (Herkenhoff et Vasavada, 1999), soit de la formation de grains plus gros par diagénèse (Fishbaugh et Head, 2005), soit de l'apport de matériaux extérieurs érodés et transportés sur la BU (Herkenhoff *et al.*, 2007).

Á l'inverse, les NPLD présentent une faible concentration en poussière. Lors de l'ablation de la glace, ces particules sont trop fines pour former des dunes et constituent de fines pellicules de sédiments à la surface de la calotte ou au pied des escarpements.

4.3.5.3 Origine des dunes circum-polaires

Si un lien clair a été établi entre l'érosion de la BU au niveau des escarpements marginaux et la présence des champs de dunes intérieurs, le champ de dunes circum-polaire n'est pas toujours clairement relié à la BU. On peut cependant observer que certaines des parties les plus denses de ce champ, sur Abalos et Hyperboreae Undae, semblent également reliées respectivement à l'érosion des escarpements de Rupes Tenuis et de Chasma Boreale (Fig. 4.18). Le matériel constituant ces dunes provient donc également de l'érosion de la calotte au niveau d'escarpements marginaux. Cette interprétation est compatible avec la direction des vents polaires qui indique bien que le sédiment libéré des escarpements est transporté vers le champ circum-polaire (Fig. 4.25).

Cependant, le volume le plus important de dunes, situé sur la région d'Olympia, n'est relié qu'à un seul escarpement qui ne peut vraisemblablement pas être à l'origine d'une telle quantité de sédiment superficiel (Fig. 4.25.a). Selvans *et al.* (2010) ont récemment démontré grâce aux données radar MARSIS que l'extension spatiale de la BU s'étendait sous les dunes d'Olympia (Fig. 4.25.a). On peut donc en déduire que le matériel constituant ces dunes provient directement de l'ablation verticale de la BU sous-jacente (Fig. 4.25.b).

Tous les sédiments exhumés par l'érosion de la BU au niveau des escarpements marginaux et de la région d'Olympia sont probablement retravaillés par le vent et transportés tout autour de la calotte. Cette hypothèse est compatible avec le fait que la densité des dunes décroit en suivant les lignes de vent depuis Chasma Boreale vers la région de Gemini Scopuli.

4.3.5.4 Origine des variations d'intensité dans la détection du gypse

Si le gypse existe sur tous les sédiments superficiels couvrant et encerclant la calotte polaire, l'intensité de sa détection est très variable suivant les régions. Les signatures les plus fortes se trouvent au niveau d'Olympia, tandis que les plus faibles sont observées sur les pellicules sédimentaires à la surface de la calotte et sur les parties les moins denses du champ de dunes circum-polaire. Plusieurs possibilités, non exhaustives, peuvent être proposées pour expliquer ces variations.

Tout d'abord, sur la mosaïque régionale OMEGA (Fig. 4.20), les surfaces présentant la plus grande densité de pixels où le gypse a été détecté, correspondent aux régions du champ de dunes circum-polaire où la densité des dunes est la plus importante (Fig. 4.18). Là où les dunes sont plus dispersées, la plus faible détection de gypse peut être expliquée par le fait que les surfaces où le gypse est exposé sont trop petites pour être résolues par l'instrument.

Il a également été démontré que, plus les grains de gypse sont petits, plus ses bandes d'absorption deviennent faibles (Ghrefat *et al.*, 2007). Or, comme le gypse est un minéral très tendre (sa dureté est de 2 sur l'échelle de Mohs), les grains de gypse se dégradent rapidement pour former de plus petits grains durant le transport éolien (Fishbaugh *et al.*, 2007). Par exemple, sur l'un des plus grands champs de dunes terrestres contenant du gypse (les « White Sands », New Mexico), il a été observé que la taille des grains de gypse diminue au fur et à mesure que la distance à leur source augmente (Langford, 2003). Dans le cas du champ de dunes circum-polaire martien, les grains de gypse présents sur Olympia Planum proviennent directement de la BU sous-jacente et n'ont donc presque pas été transportés. Les grains peuvent donc être assez gros et les bandes d'absorption plus fortes. A l'inverse, le matériel contenu dans les dunes de Gemini Scopuli a probablement été transporté sur une grande distance, depuis les régions où la BU est présente jusqu'à sa localisation actuelle (Fig. 4.25). Les grains de gypse contenus dans ces dunes sont donc probablement plus petits, car dégradés par l'érosion mécanique, et montrent de plus faibles bandes d'absorption que sur Olympia Planum. De même, les sédiments libérés au niveau des dépressions en spirale sont sous forme de poussière, leur granulométrie est donc très fine, et les bandes d'absorption sont, en conséquence, peu profondes.

4.3.6 Conclusion

Les études minéralogiques antérieures ont montré la présence de gypse sur les dunes d'Olympia et la présence de minéraux hydratés et mafiques sur le reste des sédiments superficiels polaires (Poulet *et al.*, 2008b; Calvin *et al.*, 2009; Horgan *et al.*, 2009; Horgan et Bell, 2009). L'utilisation de la méthode des dérivées spectrales, ainsi que l'observation de spectres de laboratoire de mélanges gypse/glace, révèlent que ces minéraux hydratés contiennent du gypse. La présence du gypse n'est donc pas restreinte aux dunes d'Olympia mais se trouve sur l'ensemble des sédiments superfiels polaires : la totalité du champ de dunes circum-polaire, les champs de dunes intérieurs, et tous les sédiments superficiels couvrant la surface de la calotte.

Par l'analyse des associations dunes/escarpements, il a également été démontré que les dunes polaires correspondent à du sable initialement contenu dans la BU. Ce matériel est libéré de la BU au niveau des escarpements marginaux ou par ablation verticale dans la région d'Olympia. Les vents polaires descendant des hauteurs de la calotte sont ensuite responsables de la mobilisation de ces sédiments riches en gypse et de la formation du champ de dunes circum-polaire (Fig. 4.25). Les cristaux de gypse sont transportés tout autour de la calotte, ce qui entraine une réduction de la taille des grains et de l'intensité de sa signature spectrale.

Le till d'ablation qui couvre l'intérieur des dépressions en spirale a pour origine la poussière initialement contenue dans les NPLD. Ce sédiment est libéré au niveau des pentes face à l'équateur par l'érosion due au vent catabatique. Ces vents entrainent ensuite la mobilisation de ce matériel et son accumulation sur les pentes opposées et, plus généralement, sur la surface de la calotte formant de fines pellicules sédimentaires (Rodriguez *et al.*, 2007). La poussière des NPLD est également libérée au niveau des escarpements marginaux formant une pellicule de poussière au pied des escarpements.

4.4 Discussion

4.4.1 Minéralogie possible des sédiments piégés dans la calotte polaire Nord

Si l'étude précédente s'est focalisée sur la détection du gypse, d'autres minéraux peuvent aussi être piégés à l'intérieur des glaces polaires martiennes. Ces minéraux peuvent s'être accumulés au cours du temps dans les différentes couches de glace, par le dépôt à la surface de la calotte des poussières initialement présentes dans l'atmosphère. Les nombreuses analyses réalisées sur les impuretés piégées dans les glaciers terrestres révèlent que ces poussières subissent des transformations minéralogiques à la fois dans l'atmosphère, avant le dépôt, et à l'intérieur même de la glace, après le dépôt. leur composition est caractéristique des variations climatiques passées (Ohno *et al.*, 2006; Iizuka *et al.*, 2008). La détermination précise des minéraux présents dans la calotte polaire Nord, ainsi que des variations possibles de leur composition entre différentes couches de glace, pourrait donc apporter des informations primordiales sur le climat Amazonien.

4.4.1.1 Détection d'autres minéraux possibles

Les analyses spectrales antérieures ont montré que les sédiments superficiels déposés sur et autour de la calotte polaire présentent des signatures de minéraux mafiques et de minéraux hydratés. L'étude décrite ici révèle que ces minéraux hydratés incluent du gypse sur tous les sédiments polaires. D'autres minéraux hydratés sont très probablement associés au gypse. Leur détermination précise peut cependant être complexe du fait du mélange avec la glace et avec les autres minéraux.

La Figure 4.10 présente la détection par la méthode des dérivées de toutes les bandes d'absorption présentes sur un seul cube CRISM. L'histogramme résultant montre l'existence d'autres bandes d'absorption que celles typiques du gypse ou de la glace.

L'une des bandes d'absorption les plus fréquemment détectées est celle centrée à 2.14 μm, identifiée sur près de 30% des pixels de l'image. L'analyse de sa distribution montre que cette bande est associée aux signatures de gypse et de minéraux hydratés, et parfaitement corrélée aux surfaces riches en sédiments (Fig. 4.12). Cette bande d'absorption ne correspond vraisemblablement pas à du bruit ni à une bande atmosphérique. En effet, sa détection n'est pas restreinte à un seul cube CRISM mais elle se retrouve sur d'autres cubes acquis en été, sur différents endroits de la calotte. Les données OMEGA montrent également cette signature sur les sites préalablement observés par CRISM (Fig. 4.14). Enfin, sa détection présente une forte cohérence spatiale, et se trouve toujours sur les surfaces enrichies en sédiments.

La détermination du minéral responsable de cette signature est toutefois complexe. En effet, cette bande d'absorption à 2.14 μm n'a jusqu'à présent été identifiée que sur deux minéraux : l'hannebachite ($2CaSO_3.H_2O$) et les perchlorates (ClO_4) (Fig. 4.26).

Concernant l'hannebachite, Halevy et Schrag (2009) montrent par des modèles chimiques et des expériences en laboratoire que, dans une solution contenant du Ca, du Na, du Cl, du CO_2, du SO_2, du Fe, du Mg et pour un pH presque neutre et une concentration

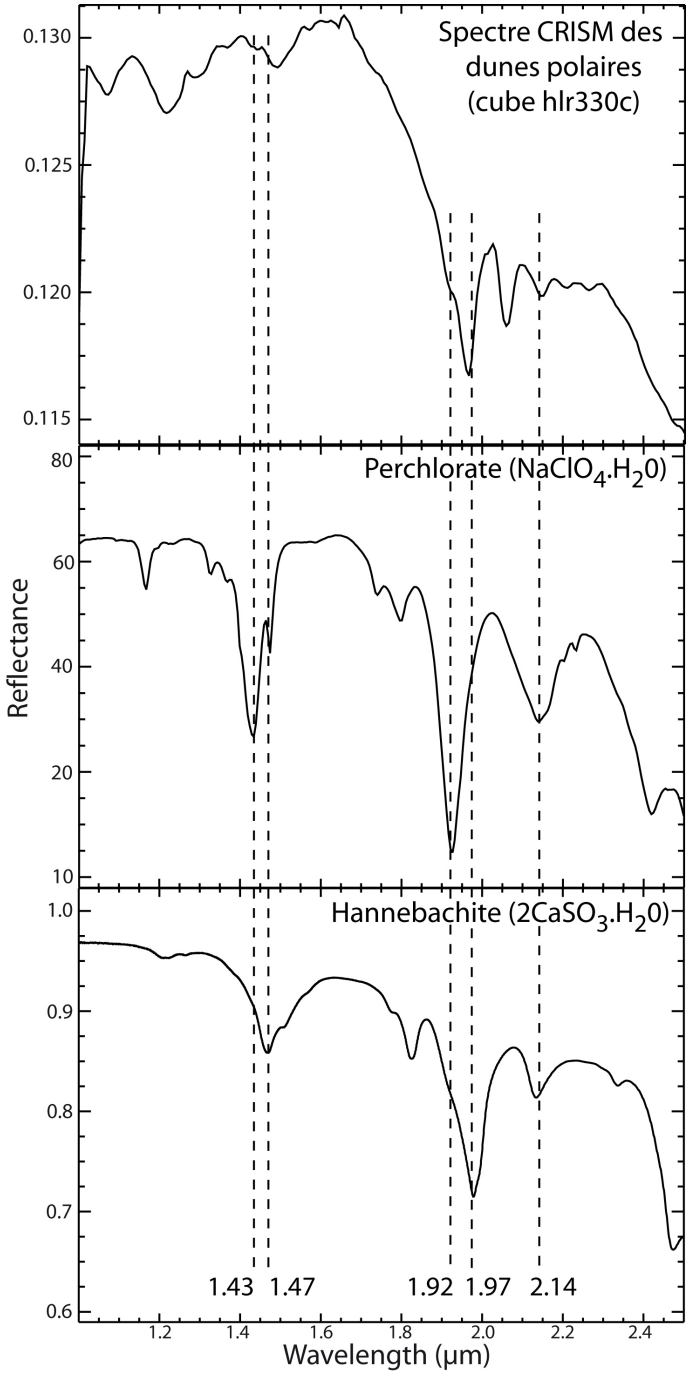

FIGURE 4.26 – De haut en bas : spectre CRISM acquis sur les dunes circum-polaires (cube HRL330c), spectre acquis en laboratoire de perchlorate (Hanley *et al.*, 2009, 2010b), spectre acquis en laboratoire d'hannebachite (Halevy et Schrag, 2009).

en SO_2 de quelques ppb, ce minéral précipite aux dépens des carbonates de calcium. La présence de l'hannebachite pourrait donc expliquer le fait que, jusqu'à présent, très peu de signatures de carbonate aient été détectées sur Mars. Un scénario possible serait que l'hannebachite se soit formée durant une période d'activité volcanique sous une atmo-

sphère peu oxydante. Suite à l'érosion de la surface et à la remobilisation par le vent, des particules de ce minéral auraient pu être transportées vers le pôle et déposées à la surface de la calotte.

Il est également intéressant d'observer que sous une atmosphère oxydante et en présence d'un peu d'eau, l'hannebachite s'oxyde rapidement en gypse (Halevy et Schrag, 2009). Ceci serait donc compatible avec la présence de gypse décrite précédemment. Cependant, l'hannebachite se transforme très facilement en gypse. La préservation de ce minéral demanderait donc probablement une exposition limitée à l'atmosphère, ou une quantité d'eau très faible.

Si ces différents résultats semblent indiquer que la présence d'hannebachite est plausible, une étude chimique plus approfondie serait cependant nécessaire pour affirmer sa présence dans la calotte polaire et son association avec le gypse. Etant donné le scénario proposé pour la formation de ce minéral, il semblerait également probable de trouver de l'hannebachite sur d'autres surfaces de Mars.

Enfin, le spectre d'hannebachite présenté sur la Figure 4.26 montre bien une bande d'absorption à 2.14 μm, mais celle-ci est associée à d'autres bandes centrées à 1.47 et 1.98 μm. Ces deux dernières bandes d'absorption étant beaucoup plus profondes on pourrait donc s'attendre à les observer sur le spectre CRISM présentant une signature à 2.14 μm (Fig. 4.26). Celui-ci révèle bien une signature à 1.98 μm mais celle-ci est peu significative car elle se superpose aux bandes de l'atmosphère et de la glace d'eau. De même, aucune bande à 1.47 μm n'est observée et celle centrée à 1.5 μm est plutôt attribuée à la présence de glace d'eau. Le fait que ces deux bandes d'hydratation soient difficilement identifiables peut néanmoins s'expliquer par le mélange avec d'autres minéraux hydratés ou la glace d'eau.

Concernant les perchlorates, un intérêt important a été porté à ces minéraux depuis leur détection par l'atterrisseur Phoenix sur le sol de Vastitas Borealis (Hecht *et al.*, 2009; Kounaves *et al.*, 2010a). La découverte d'une quantité significative de perchlorate sur les plaines boréales tend à privilégier sa présence par rapport à l'hannebachite.

Les perchlorates sont des ions fortement oxydés (le chlore est dans un état d'oxydation de $+7$) et sont extrêmement rares sur Terre. Dans son état naturel, il se trouve uniquement dans des environnements hyper arides comme le désert de l'Atacama au Chili, où il est associé à des dépôts de nitrates (Ericksen, 1981). Sur le site de Phoenix, les nitrates n'ont pas été détectés, mais les perchlorates semblent plutôt faire partie d'une paragénèse saline dominée par le chlore (Kounaves *et al.*, 2010b; Chevrier *et al.*, 2010). La formation des perchlorates fait l'objet de nombreuses interrogations. Deux principaux mécanismes ont jusqu'à présent été proposés : (1) l'oxydation dans l'atmosphère des aérosols, peut-être par les UV (Catling *et al.*, 2010), ou (2) la réaction d'oxydants forts, comme le H_2O_2, avec des chlorures sous leur forme liquide ou solide (Hanley *et al.*, 2010a).

Les perchlorates trouvés sur le site de Phoenix se trouvent également associés à des chlorures, des carbonates ainsi que des sulfates (Kounaves *et al.*, 2010a). Pour Kounaves *et al.* (2010b), ces sulfates semblent correspondre principalement à du $MgSO_4$ et du $CaSO_4$. Ceux-ci ont probablement initialement précipité sous la forme d'epsomite et de gypse lorsque l'atmophère était plus humide. Une association entre le gypse et les perchlorates semble donc plausible.

Les perchlorates n'avaient jamais été découverts par les spectro-imageurs orbitaux

OMEGA et CRISM mais ceci peut s'expliquer par l'absence de spectres de référence acquis en laboratoire. Suite à la découverte de ces minéraux par Phoenix, Hanley *et al.* (2010b) ont donc étudié les caractéristiques spectrales de différents chlorures et perchlorates. Cette analyse révèle que la bande à 2.14 μm s'observe sur tous les spectres de perchlorates et peut probablement être attribuée à la liaison Cl-O dans les ions perchlorates. Le spectre présenté sur la Figure 4.26 montre effectivement bien une importante bande d'absorption à 2.14 μm. Celle-ci est associée à deux profondes bandes d'hydratation à 1.43 et 1.92 μm. Ces deux dernières signatures n'apparaissent que sous la forme de faibles bandes sur les spectres CRISM. Cependant, ces bandes peuvent, comme pour l'hannebachite, être pertubées par la présence d'autres minéraux hydratés et de glace. De même, La Figure 4.26 ne présente qu'un seul type de perchlorate. Les autres spectres acquis par Hanley *et al.* (2010b) présentent parfois des bandes d'hydratation beaucoup plus faibles que la bande à 2.14 μm, celles-ci dépendant de l'hydratation des perchlorates.

La présence possible de perchlorates à l'intérieur de la calotte polaire pourrait avoir d'importantes conséquences sur sa dynamique. En effet, la température à la base de la calotte est estimée à -50°C (Larsen et Dahl-Jensen, 2000). A une telle température, de la glace pure devrait donc être entièrement gelée et la calotte ne pourrait subir qu'une très faible déformation (Fisher, 2000). Herkenhoff *et al.* (2007); Winebrenner *et al.* (2008) révèlent cependant plusieurs preuves d'écoulement de la calotte. Celui-ci entraîne la nécessité d'un mécanisme particulier permettant la déformation de la glace à une aussi faible température basale. Chevrier *et al.* (2010) et Hecht *et al.* (2009) démontrent que les perchlorates de Mg, Ca et Na peuvent former des saumures qui restent liquides à des températures minimales de -69, -74 et -32°C respectivement. Les perchlorates de Mg et de Ca peuvent donc rester liquide à la base de la calotte. Fisher *et al.* (2010) soutiennent qu'une concentration de perchlorate dans les poussières piégées dans la calotte, similaire à celle qui a été déterminée sur le site de Phoenix, permet la formation de saumures liquides à la base de la calotte. Celles-ci pourraient donc permettre la déformation de la calotte et expliquer les morphologies d'écoulement observées.

Les caractéristiques spectrales des perchlorates, leur présence dans les plaines boréales, et leur association possible avec du gypse tendent à favoriser ces minéraux par rapport à l'hannebachite. Une étude géochimique plus avancée sur la plausibilité de leur présence dans la calotte serait cependant nécessaire pour valider cette détection. L'acquisition de spectres de mélange perchlorate/glace serait également intéressante pour mieux caractériser les spectres CRISM et OMEGA observés.

Les minéraux piégés dans la calotte contiennent donc des minéraux mafiques, du gypse, et probablement des perchlorates ou de l'hannebachite. L'histogramme présenté sur la Fig. 4.10 indique la présence d'autres bandes d'absorption qui ne peuvent être attribuées à aucun de ces minéraux. Afin de déterminer la composition des autres constituants des sédiments polaires, il serait important de réaliser ce type d'étude sur d'autres zones de la calotte. La détermination minéralogique de ces signatures spectrales peut cependant être complexe du fait du mélange avec la glace. L'acquisition d'autres mélanges minéral/glace en laboratoire permettrait de mieux contraindre cette composition. De nombreuses études montrent également la présence de minéraux se formant classiquement dans les glaciers terrestres en fonction du climat de dépôt. Les résultats obtenus sur Terre peuvent donc apporter des informations sur les minéraux pouvant exister dans la calotte martienne.

4.4.1.2 Comparaison avec les glaciers terrestres

De nombreuses études ont été réalisées sur les poussières contenues dans les glaciers terrestres. Celles-ci montrent que les réactions chimiques qui ont lieu dans l'atmosphère, avant le dépôt, et dans le névé, après le dépôt, entraînent la formation de minéraux spécifiques. La chimie précise de ces minéraux peut varier en fonction des aérosols présents au départ dans l'atmosphère, et reflète les changements climatiques passés. Il est donc intéressant d'essayer de déterminer, d'une part, si le même type de réactions chimiques peut avoir lieu dans la calotte polaire martienne et, d'autre part, si les minéraux classiquement formés dans les glaciers terrestres peuvent également exister dans les glaces martiennes.

Analogue terrestre : L'Antarctique constitue actuellement le meilleur analogue climatique martien trouvé sur Terre (e.g. Anderson *et al.* (1972); Marchant et Head (2007)). La calotte polaire Sud terrestre correspond en effet, comme sur Mars, à un désert hyper-aride et froid. Le « Taylor Dome » (point TD sur la Fig. 4.27) et la région de Vostok (point EAIS sur la Fig. 4.27) présentent par exemple respectivement des températures annuelles moyennes de -40 et -58°C, pour des précipitations annuelles moyennes de 10 et 100 mm. Néanmoins, par comparaison, les conditions actuelles martiennes, aux moyennes et hautes latitudes (voir les points 30, 50 et 60 indiqués sur la Fig. 4.27), sont plus froides (de -60 à -95°C de température annuelle moyenne) et plus sèches (quasiment 0 mm de précipitation annuelle moyenne). Le climat sur les deux planètes a cependant changé au cours du temps. Ainsi, les conditions rencontrées durant le dernier maximum glaciaire en Antarctique (noté LGM sur la Fig. 4.27 et daté à 18 Ka) ont été estimées comme beaucoup plus froides et sèches (-68°C et $\sim$10 mm de précipitation annuelle), et sont donc plus comparables aux conditions actuelles martiennes. De même, les conditions climatiques martiennes ont évolué au cours du temps. Ainsi, pour une pression atmosphérique de 300 ou 1000 mbar, le climat martien serait sembable à celui rencontré aujourd'hui en Antarctique (Fig. 4.27) (Marchant et Head, 2007).

Si actuellement une différence importante de température existe entre les calottes polaires martiennes et terrestres, des conditions similaires ont cependant pu être rencontrées dans le passé. De plus, les températures considérées précédemment sont des moyennes annuelles. Les pôles, martiens comme terrestres, subissent des variations climatiques importantes entre l'hiver et l'été. Ainsi, la surface de la calotte polaire Nord de Mars peut passer de -120 à -60°C entre les deux saisons, induisant ainsi un climat plus semblable à celui pouvant exister en Antarctique (Larsen et Dahl-Jensen, 2000). Il semble donc plausible que le même type de réaction puisse avoir lieu dans les deux sites.

Réactions chimiques dans un glacier terrestre : Les carottes extraites de la calotte polaire antarctique ont permis l'analyse des poussières piégées au cours du temps dans la glace. Celles-ci subissent des réactions chimiques, à la fois dans l'atmosphère et dans la glace, qui forment des minéraux tels que : les sulfates, les nitrates, les chlorures et les carbonates (Iizuka *et al.*, 2008). Ces minéraux ont été amplement étudiés car, malgré les différentes transformations chimiques qu'ils subissent, la variabilité de leur concentration et de leur composition apporte des informations primordiales sur la chimie de l'atmosphère au moment du dépôt.

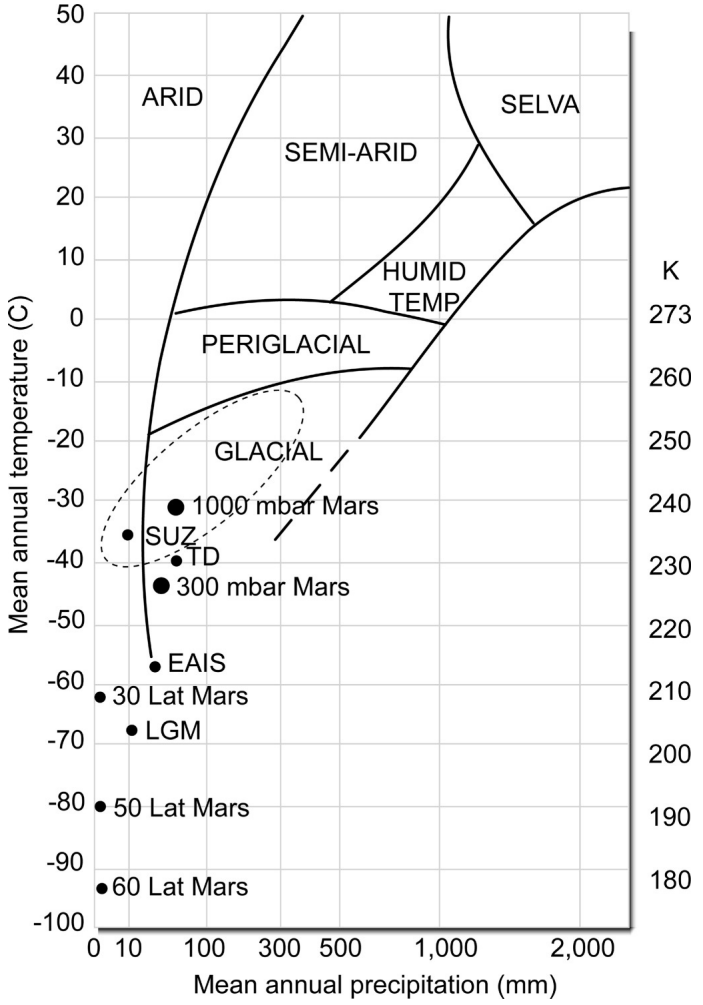

FIGURE 4.27 – Détermination des zones climatiques terrestres. L'ovale en pointillé comprend les différentes conditions rencontrées dans la « Dry Valley » en Antarctique. Les points TD et EAIS correspondent aux conditions actuelles rencontrées respectivement au « Taylor Dome » (situé à 35 km au Sud-Est de la « Dry Valley »), et à Vostok (situé à 78°S à l'intérieur de l'Antactique). Le point noté LGM correspond aux conditions rencontrées durant le dernier maximum glaciaire (∼18 Ka) à l'intérieur de l'Antarctique Est. Des points représentent également les conditions actuelles rencontrées sur Mars aux latitudes 30°, 50° et 60°, ainsi que les conditions passées pour une pression atmosphérique de 300 mbar et 1000 mbar. (Marchant et Head, 2007)

Si une partie des réactions chimiques à l'origine de ces minéraux ont lieu dans l'atmosphère, de nombreuses études ont révélé que celles-ci existent également à l'intérieur même de la glace (Ohno *et al.*, 2005; Iizuka *et al.*, 2006). Ces transformations post-dépôts s'observent dans le névé et dans les couches de glace peu profondes. Plus précisément, l'analyse des impuretés présentes dans une carotte de glace extraite au niveau de la station « Dome Fuji » en Antarctique, montre que ces réactions chimiques peuvent avoir lieu jusqu'à une profondeur de 185 m sous la surface de la calotte (Ohno *et al.*, 2005). La com-

position des minéraux ainsi formés est ensuite préservée au fur et à mesure que la glace s'enfouit à des profondeurs plus importantes. Ces minéraux sont localisés à la jonction entre les grains de glace ainsi qu'à l'intérieur même de ceux-ci sous forme d'inclusions (Ohno *et al.*, 2005).

De manière plus détaillée, les réactions post-dépôts sont dues à des processus de diffusion moléculaire à l'intérieur du névé et des couches de glace peu profondes (Ohno *et al.*, 2005; Iizuka *et al.*, 2006, 2008). En effet, malgré la faible température, les anions SO_4^{2-}, Cl^- et NO_3^- peuvent toujours former des acides liquides car leur température eutectique est faible (par exemple : -75°C pour le H_2SO_4, -43°C pour le HNO_3, et -87°C pour le HCl (Hall et Sherrill, 1928)). A l'inverse, les cations Ca^{2+}, Na^+, et Mg^{2+} ont une température eutectique beaucoup plus élevée et ne peuvent être sous forme liquide. Ainsi, les phases liquides de SO_4^{2-}, Cl^- et NO_3^-, diffusent dans la glace et réagissent avec les ions Ca^{2+}, Na^+, et Mg^{2+} relativement immobiles. La réaction entre ces différentes phases forme des minéraux dont la température eutectique est plus haute, et les ions SO_4^{2-}, Cl^- et NO_3^- deviennent donc relativement immobiles (par exemple, les températures eutectiques du $NaSO_4.10H_2O$, $MgSO_4.12H_2O$ et $CaSO_4.2H_2O$ sont respectivement de -1.1°C, -3.9°C et -0.05°C). La composition des minéraux ainsi formés à faible profondeur est donc par la suite préservée au fur et à mesure de l'enfouissement de la glace à des profondeurs plus importantes. Si la concentration en cations est inférieure à celle des anions, des phases acides liquides resteront présentes dans la glace.

Le diagramme présenté sur la Figure 4.28 résume le type de minéraux pouvant se former par ces processus post-dépôts, ainsi que l'ordre de priorité dans lequel ces réactions se produisent. L'étude de Iizuka *et al.* (2008) révèle en effet que les minéraux solubles observés dans la glace se forment prioritairement dans l'ordre suivant : les sulfates de calcium, les autres sulfates, les nitrates, les chlorures et les carbonates. Les sulfates sont considérés comme se formant prioritairement car les acides HNO_3 et HCl se vaporisent facilement dans la couche supérieure de neige et passent dans l'atmosphère. Dans cette couche superficielle, les cations Ca^{2+}, Na^+, et Mg^{2+} vont donc prioritairement réagir avec le H_2SO_4. Cependant, si les anions Cl^- et NO_3^- subsistent à une profondeur plus importante, ceux-ci sont déplacés aux joints de grains sous forme d'acides liquides, ou sous forme de solution solide dans les cristaux de glace. Dans ce cas, ces acides peuvent également réagir avec le reste des cations Ca^{2+}, Na^+, et Mg^{2+} qui n'ont pas encore été utilisés par le SO_4^{2-}, et former des nitrates et des chlorures. Les carbonates étant constitués de la base acide la moins forte (CO_3^{2-}), ils sont considérés comme ayant la plus faible priorité par rapport aux bases acides les plus fortes (SO_4^{2-}, Cl^- et NO_3^-). A l'intérieur du groupe des sulfates, la réaction à l'origine des sulfates de calcium est considérée comme ayant la priorité la plus importante du fait de la facilité avec laquelle le sel refractaire $CaSO_4$ se forme.

Selon cet ordre de réactions prioritaires, la concentration et le type des minéraux réellement formés va dépendre principalement de la chimie de l'atmosphère au moment du dépôt. Les différentes bifurcations indiquées sur le diagramme 4.28 reflètent la diversité des composants créés suivant les concentrations relatives des principaux ions présents au départ dans l'atmosphère.

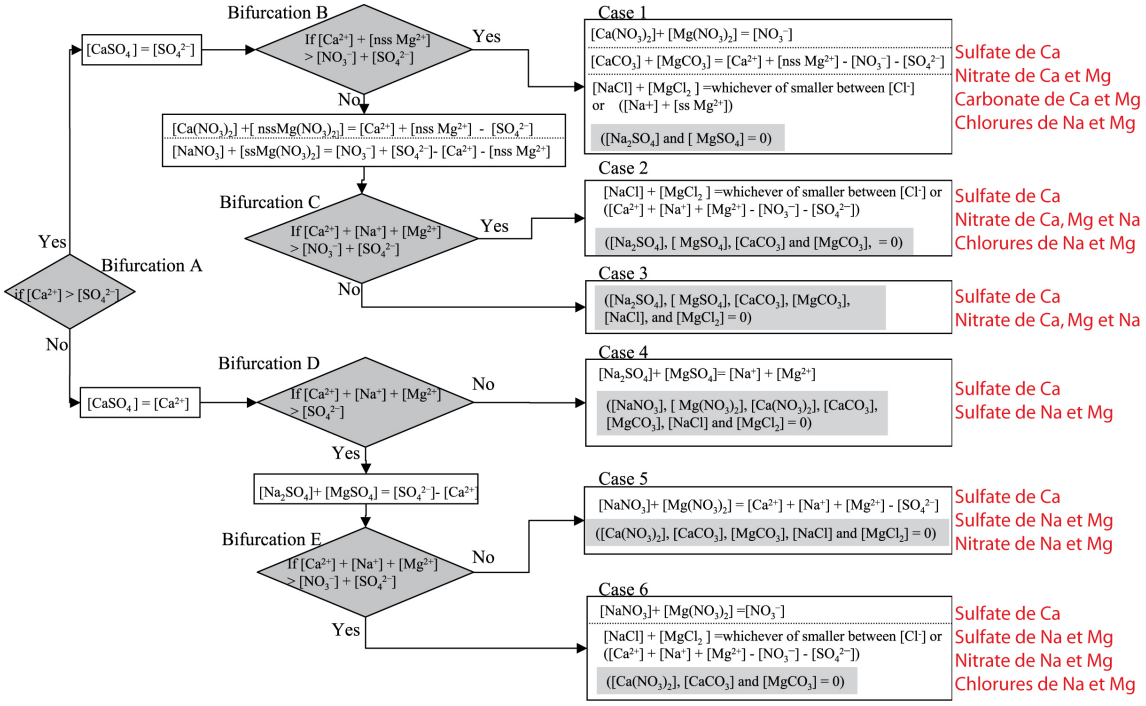

FIGURE 4.28 – Diagramme des réactions chimiques dominantes ayant lieu entre six espèces d'ions, en fonction de leurs concentrations relatives. Ces concentrations relatives peuvent être déduites en suivant les différentes bifurcations. Si à la fin du diagramme (dans les boîtes correspondantes aux cas 1 à 6) certains anions subsistent, il est admis que ceux-ci forment des acides (H_2SO_4, HNO_3, et HCl). Les différents minéraux pouvant apparaître pour chacune des bifurcations sont indiqués en rouge dans l'ordre de priorité de leur formation (Iizuka *et al.*, 2008).

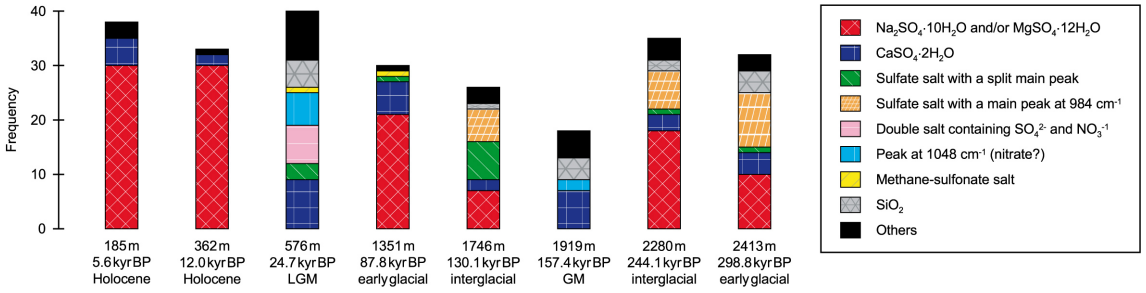

FIGURE 4.29 – Fréquences de différentes espèces de sels dans 30 micro-inclusions étudiées par des analyses micro-Raman. Cette étude a été réalisée sur une carotte de glace extraite en Antarctique au niveau de la station « Dome Fuji ». Les espèces $Na_2SO_4.10H_2O$ et $MgSO_4.12H_2O$ ne peuvent être distinguées car leurs pics principaux sont trop proches pour être résolus par le spectromètre. Les espèces nommées « others » correspondent probablement à des chlorures (Ohno *et al.*, 2005, 2006).

Les résultats obtenus à partir de ce modèle chimique sont cohérents avec les observations faites dans les carottes de glace extraites en Antarctique. Ainsi, Ohno *et al.* (2006) analysent les propriétés chimiques des minéraux solubles piégés dans différentes couches de glace. Les résultats obtenus par cette étude sont représentés sur la Figure 4.29. Ce diagramme montre tout d'abord que les impuretés solubles présentent dans les glaces sont dominées par les sulfates. Ce résultat est compatible avec le fait que la formation des sulfates est prioritaire par rapport à celle des nitrates, des chlorures et des carbonates.

Cependant, la composition chimique et la concentration de ces sulfates varient suivant le climat existant au moment du dépôt. En effet, les aérosols atmosphériques contiennent des sels marins et des poussières minérales. Dans le cas des sels marins, la production de ces aérosols est due à la dispersion par le vent de l'eau de mer, dans un état liquide ou gelé (Fischer *et al.*, 2007). Dans le cas des poussières minérales, l'altération physique et chimique de la croûte permet la formation de petites particules de poussière qui sont entrainées dans l'air par le vent de surface (Fischer *et al.*, 2007). Les sels marins sont la source principale des ions Na^+ et Cl^-, ainsi que dans une proportion moindre, des ions Mg^{2+}, Ca^{2+}, SO_4^{2-} et K^+ (Legrand et Mayewski, 1997). De leur côté, les poussières minérales apportent principalement les ions Ca^{2+}, Mg^{2+}, CO_3^- et SO_4^{2-} (Legrand et Mayewski, 1997).

Ainsi, l'Antarctique étant entouré d'océans, les aérosols vont être enrichis en sels marins. A l'inverse, les carottes de glace prélevées au Groenland, montre un milieu plus continental avec un apport plus important en poussières minérales (De Angelis *et al.*, 1997). Les aérosols présents en Antarctique devraient donc être plus riches en Na^{2+} et Mg^{2+} qu'en Ca^{2+}. La formation des minéraux solubles devrait donc globalement suivre les bifurcations D et E sur la Figure 4.28. Les analyses des impuretés trouvées sur différentes couches de glace en Antarctique sont compatibles avec cette hypothèse, et révèlent bien un enrichissement global en sulfates de magnésium et de sodium par rapport aux sulfates de calcium (Fig. 4.29). Cette tendance s'inverse cependant durant les périodes glaciaires. En effet, les glaces analysées à 576 et 1919 m, correspondant aux deux derniers âges glaciaires, montrent une disparition des sulfates de magnésium et de sodium au profit des sulfates de calcium. Cette différence a été expliquée par un apport beaucoup plus important en poussières minérales durant les périodes glaciaires. Cette augmentation est probablement due à des changements de circulation atmosphérique, à une couverture végétale plus réduite durant les périodes glaciaires et, peut-être, à l'influence de l'extension de la banquise (De Angelis *et al.*, 1997; Röthlisberger *et al.*, 2002; Ohno *et al.*, 2006). Durant les périodes glaciaires, l'augmentation des poussières minérales entraine donc un enrichissement en Ca^{2+} et un appauvrissement en Na^{2+} et Mg^{2+}. Les réactions induites par cette composition vont donc plutôt correspondre aux bifurcations A et B (Fig. 4.28), provoquant ainsi une formation plus importante de sulfates de calcium, de nitrates, et de chlorures (Fig. 4.29) (Ohno *et al.*, 2006; Iizuka *et al.*, 2008).

Des événements plus ponctuels, comme les éruptions volcaniques, vont également entrainer une variation dans la chimie des aérosols atmosphériques et donc, dans celle des impuretés piégées dans les glaces. Ainsi, les éruptions volcaniques sont enregistrées dans les glaciers terrestres comme des couches acides, enrichies en poussière, et présentant une forte concentration de sulfate. L'augmentation de la quantité de sulfate est due aux émissions volcaniques de SO_2.

Des réactions chimiques bien déterminées ont donc lieu à l'intérieur de la glace et entrainent la formation de minéraux spécifiques. L'ordre dans lequel se font ces réactions est invariable mais la chimie des minéraux formés et leur concentration dépend de la composition de l'atmosphère au moment du dépôt. Compte-tenu des conditions similaires existant entre la calotte Antarctique et la surface de Mars, il est plausible que de telles réactions aient également lieu dans les glaces martiennes. La composition de l'atmosphère étant cependant très différente entre les deux planètes (Chap. 1.1.2), des variations dans la chimie et la concentration des minéraux ainsi formés sont très probables.

Application à Mars des réactions chimiques observées dans les glaces antarctiques :

Les réactions chimiques observées dans les glaces terrestres sont dues à la diffusion des phases acides liquides du SO_4^{2-}, du Cl^- et du NO_3^-. Ces trois phases restent liquides dans la calotte Antarctique car leurs températures eutectiques sont de -75°C pour le H_2SO_4, -43°C pour le HNO_3, et -87°C pour le HCl (Hall et Sherrill, 1928). Si la température de surface de la calotte Nord de Mars peut atteindre -123°C l'hiver, celle-ci peut cependant monter à -63°C l'été (Larsen et Dahl-Jensen, 2000). La température augmente également avec la profondeur et atteint -50°C à la base de la calotte (Larsen et Dahl-Jensen, 2000). La diffusion du H_2SO_4 et de HCl liquide semble donc tout à fait possible dans la calotte martienne. La diffusion de HNO_3 semble à l'inverse peu probable, sauf si des variations climatiques passées ont permis une augmentation de la température.

S'il semble que le même type de réactions post-dépôt peut avoir lieu dans la calotte polaire martienne et dans les calottes terrestres, les minéraux créés seront par contre probablement différents. En effet, la chimie des aérosols déposés sur l'Antarctique semble principalement régie par l'apport en sels marins. La présence d'anciens océans martiens est toujours sujette à discussion mais, si ceux-ci ont existé, ils auraient disparu à l'Amazonien. Les aérosols présents dans l'atmosphère terrestre peuvent également avoir des origines biologiques et anthropiques inexistantes sur Mars. Les périodes glaciaires terrestres, dont les conditions climatiques sont plus compatibles avec celles de Mars, semblent donc constituer de meilleurs analogues des glaces martiennes, avec un apport en poussières minérales dans les aérosols plus important. Les épisodes volcaniques, considérés comme des événements ponctuels sur Terre, ont également vraisembablement un rôle beaucoup plus important sur Mars. Le volcanisme martien devient cependant de moins en moins actif au cours de l'Amazonien.

La chimie des aérosols piégés dans les glaces martiennes parait donc se distinguer principalement par : l'absence de contribution de sels marins, l'absence d'activité biologique, et l'importance de l'activité volcanique. Les probabilités de trouver les différents minéraux solubles développés dans les glaces antarctiques sont résumées ci-après, dans l'ordre où ces minéraux vont prioritairement se former :

- Les sulfates : Les sulfates illustrent parfaitement bien la plausibilité de l'existence de réactions chimiques similaires entre la calotte martienne et la calotte terrestre. En effet, ce chapitre 4 a démontré que des sulfates étaient présents à l'intérieur des glaces polaires martiennes (Massé *et al.*, 2010). Ceux-ci ont été identifiés comme un sulfate de calcium dihydraté nommé gypse ($CaSO_4.2H_2O$). Cette observation est compatible avec le modèle chimique basé sur l'analyse des calottes polaires terrestres, où les sulfates de calcium se forment en priorité. De plus, l'analyse des impuretés déposées en Antarctique durant

le dernier âge glaciaire montre que les sulfates de calcium identifiés sont également du gypse. L'analyse d'une section de glace déposée à cette époque (Fig. 4.30) montre par exemple que quatre inclusions sur dix contiennent du gypse.

Si la concentration en SO_4^{2-} est suffisante, les réactions chimiques post-dépôts pourraient suivre les bifurcations D ou E (Fig. 4.28) et former des sulfates de magnésium et de sodium. Ceux classiquement formés dans les glaciers terrestres sont sous la forme de $MgSO_4.12H_2O$ et $Na_2SO_4.10H_2O$. Ceux-ci appartiennent donc à la famille des sulfates poly-hydratés qui sont caractérisés spectralement par des bandes d'hydratation à 1.4 et 1.9 μm. Celles-ci ne permettent donc pas de distinguer ces sulfates d'autres minéraux hydratés. Les études précédentes ont cependant montré que la poussière sortant de la calotte présente des signatures de minéraux hydratés (Poulet *et al.*, 2008b; Horgan *et al.*, 2009; Calvin *et al.*, 2009). Ceux-ci pourraient donc peut-être contenir des sulfates de magnésium et de sodium.

Du point de vue de l'apport des différents constituants, l'origine du SO_4^{2-} dans la calotte antarctique est principalement marine (Legrand et Mayewski, 1997). Cependant, le volcanisme en apporte également ponctuellement d'importantes quantités. Il a également été amplement démontré par les différents atterrisseurs que Mars présente un enrichissement en soufre par rapport à la surface terrestre (Chap. 1.3) (Clark et Baird, 1979). L'érosion de la surface martienne entraine donc probablement la présence de SO_4^{2-} dans l'atmosphère martienne. Il parait donc cohérent qu'une quantité importante de SO_4^{2-} ait été piégée dans la calotte polaire martienne. En ce qui concerne le calcium, le magnésium et le sodium, si les deux derniers composants ont, sur Terre, principalement une origine marine, les trois éléments ont été détectés dans les sols analysés par les atterrisseurs (Clark *et al.*, 2005). Leur présence dans la calotte polaire est donc probable.

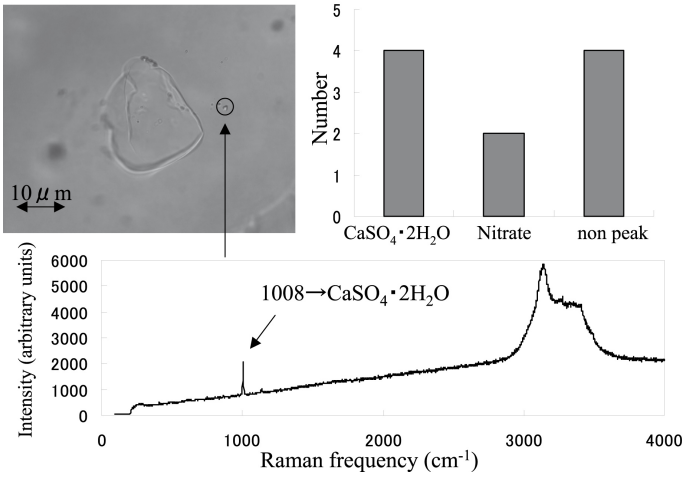

FIGURE 4.30 – La photographie en haut à gauche présente une section de glace prélevée à une profondeur de 1122 m. Un hydrate de clathrate est au centre de l'image, et est entouré de petites inclusions de sel (l'une d'elles est entourée). Un spectre Raman acquis sur une de ces inclusions est représenté en bas. Ce spectre montre un pic à 1008 cm^{-1} typique du gypse. L'histogramme en haut à droite révèle la distribution des sels identifiés sur 10 inclusions. Les « non peak » correspondent à des substances non identifiées par le Raman (comme les chlorures) (Iizuka *et al.*, 2008; Ohno *et al.*, 2006).

- Les nitrates : La température eutectique du HNO_3 n'est pas assez basse pour que celui-ci puisse diffuser dans les conditions de températures polaires actuelles martiennes. Si des conditions plus favorables ont pu exister dans le passé, la formation de nitrates semble cependant improbable. En effet, sur Terre, le NO_3^{2-} peut provenir de différentes sources : la dissociation du N_2 au-dessus de la stratopause, la perte hivernale du NO_3^{2-} contenu dans la stratosphère inférieure polaire (due à la formation de nuages stratosphériques polaires), et l'exhalation du sol (Legrand et Mayewski, 1997). L'atmosphère martienne contenant 2.7 % d'azote contre 78 % pour l'atmosphère terrestre (Chap. 1.1), la présence de NO_3^{2-} dans les aérosols martiens est probablement infime. Manning *et al.* (2008) suggèrent que des nitrates ont pu se former dans le passé à la surface de Mars, avant l'échappement de l'atmosphère. Aucun nitrate n'a cependant été détecté jusqu'à présent sur Mars.

- Les chlorures : La température eutectique du HCl permet sa diffusion dans les glaces martiennes. De plus, si le Cl^- contenu dans les aérosols terrestres provient principalement des sels marins, le volcanisme peut également en apporter une quantité non négligeable (Legrand et Mayewski, 1997). L'importance du volcanisme martien implique la présence probable de cet élément dans les aérosols. Son dépôt dans la calotte polaire a alors pu induire la formation de chlorures. La présence de chlorures sur Mars a, de plus, déjà été révélée sur le sol de Meridiani par Opportunity (Clark *et al.*, 2005).

Hanley *et al.* (2010b) ont récemment acquis en laboratoire des spectres de chlorures. Ceux-ci ne présentent pas de signature particulière, ou uniquement des bandes d'absorption typiques de l'hydratation des minéraux. Si les chlorures sont présents dans la calotte martienne, ils sont donc difficilement détectables.

Une hypothèse également intéressante est que ces chlorures soient à l'origine de la formation des perchlorates (Catling *et al.*, 2010). Les perchlorates se forment en effet dans des conditions oxydantes et dans des milieux très arides. La source la mieux connue d'oxydation sur Mars est son atmosphère. La calotte polaire Nord de Mars constitue donc un environnement froid, oxydant et extrêmement sec, idéal pour la formation des perchlorates. Plusieurs hypothèses ont été proposées pour expliquer la présence des perchlorates sur le site d'atterrissage de Phoenix dans les plaines du Nord et, plusieurs d'entre elles impliquent la présence de chlorures. Ainsi, les perchlorates pourraient se former sur le sol ou à la surface des aérosols, par des réactions gaz-solide sèches, entre des chlorures activés par les UV et les espèces oxydantes présentes dans l'atmosphère. Catling *et al.* (2010) proposent également que la glace d'eau puisse jouer un rôle de surface de réaction dans la formation des perchlorates. Ainsi, des radicaux ClO peuvent être facilement produits par l'oxydation atmosphérique des chlorures. Le ClO peut interagir avec la glace pour former du $OClO$ quand la glace sublime. Celui-ci peut ensuite être la source des perchlorates. Si à priori aucune indication ne va à l'encontre de ces deux hypothèses, celles-ci nécessiteraient cependant d'être vérifiées par des expériences en laboratoire. On peut cependant supposer que, suite à l'ablation de la glace probablement par sublimation, les chlorures s'échappent de la calotte polaire et interagissent avec l'atmosphère pour former les perchlorates. Ce mode de formation serait également en accord avec la présence d'une bande d'absorption à 2.14 μm pouvant être attribuée aux perchlorates (voir section précedente).

La formation des perchlorates à partir des chlorures initialement piégés dans la glace

est également compatible avec la composition des perchlorates observés sur le site de Phoenix. Ceux-ci ont en effet été identifiés comme étant majoritairement des perchlorates de magnésium et de sodium (Hecht *et al.*, 2009). Etant donné la présence importante de sulfate de calcium dans la calotte, il semble vraisemblable que les chlorures se formant secondairement dans la séquence de réactions soient plutôt enrichis en magnésium et en sodium (voir les bifurcations C et E, Fig. 4.28).

- Les carbonates : La présence de carbonates, se formant en dernier dans la chaine de réaction, est tout à fait plausible dans la calotte polaire martienne. L'atmosphère de Mars étant très enrichie en CO_2 (95.32 %), l'apport des différents constituants ne pose aucun problème. De plus, ces minéraux ont récemment été détectés sur Mars, sur le sol Gusev analysé par Spirit et, plus particulièment, sur le sol des plaines du Nord étudié par l'atterrisseur Phoenix (Morris *et al.*, 2010; Kounaves *et al.*, 2010a).

En conclusion, il parait donc plausible que les réactions post-dépôts observées dans les glaces terrestres ont également lieu dans la calotte polaire martienne. Les deux planètes sont cependant considérablement différentes et la chimie et la concentration des minéraux solubles ainsi piégés dans les glaces martiennes vont présenter des variations importantes par rapport à celles observées en Antarctique. En effet, l'origine et la quantité des aérosols apportés sur la calotte martienne, ainsi que la chimie globale de l'atmosphère, présentent de considérables différences. De plus, si certains minéraux comme les sulfates et les chlorures sont privilégiés, d'autres, comme les nitrates, sont probablement inexistants.

Les différences trouvées entre les réactions post-dépôts terrestres et martiennes nécessiteraient cependant d'être mieux contraintes. Ainsi, le modèle chimique de Iizuka *et al.* (2008) pourrait être plus adapté à Mars et à la chimie de son atmosphère. Ces réactions pourraient également être mieux déterminées par le développement d'expériences en laboratoire en conditions martiennes. Enfin, il serait intéressant d'acquérir des spectres de mélanges entre ces différents minéraux et la glace. Ceci permettrait une meilleure comparaison avec les spectres acquis sur la calotte martienne, et une identification plus facile des minéraux potentiellement piégés dans la glace.

4.4.2 Comparaison avec la calotte polaire Sud

Ce chapitre a montré que, le gypse présent dans les dunes circum-polaires provient directement de la calotte polaire Nord où il s'est probablement formé. La calotte polaire Sud s'étant formée durant la même période (Tanaka *et al.*, 2008), on pourrait donc s'attendre à ce que le même type d'aérosol se dépose en surface, et réagisse dans les glaces pour former des minéraux similaires.

Jusqu'à présent, aucune signature de gypse n'a été détectée au niveau de la calotte polaire Sud. Au niveau de la calotte boréale, cette signature est facilement identifiable sur les dunes circum-polaires. Cependant, aucun champ circum-polaire n'est observable au pôle Sud, seules quelques dunes existent au fond des cratères. Cette absence de dune est liée au fait qu'aucun équivalent de la BU n'a été décelé par les données radars MARSIS et SHARAD (Seu *et al.*, 2007; Plaut *et al.*, 2007). Les dépôts polaires Sud, ou SPLD (« South Polar Layered Deposits »), semblent donc très sembables aux NPLD et sont riches en glace et pauvres en sédiment (Zuber *et al.*, 2007). Cette observation induit deux

principales implications dans la compréhension des deux calottes. Tout d'abord, les SPLD ont commencé à se former avant les NPLD, si l'enrichissement en sédiment détecté dans la BU provient d'un phénomène global, il semblerait logique de retrouver cet enrichissement au pôle Sud. Ceci indique que le climat sous lequel s'est créé la BU est différent de celui ayant entrainé la formation des SPLD et des NPLD, et que cette variation provient d'un processus régional (Selvans *et al.*, 2010). L'absence de dépôts polaires riches en sédiment de type BU, implique également que ceux-ci vont essentiellement se déposer sous la forme d'une pellicule de poussière sombre à la surface de la calotte et non de dunes. En effet, en été, sauf sur la glace résiduelle de CO_2, les dépôts de glace sont presque entièrement recouverts de poussière (Fig. 4.31) (Fishbaugh *et al.*, 2008). Cependant, il a été montré que la minéralogie des poussières recouvrant les NPLD est difficile à déterminer car, d'une part, la poussière est fortement mélangée à la glace et, d'autre part, la fine taille des grains entraîne la présence de faibles bandes d'absorption (voir Chap. 4.3). Si les sédiments polaires Sud contiennent du gypse, celui-ci est donc difficile à détecter.

Poulet *et al.* (2008b) ont réalisé une étude minéralogique régionale de la calotte polaire Sud à partir des données OMEGA. Celle-ci révèle que les dépôts superficiels de poussière présentent une faible signature de minéraux mafiques ainsi qu'une bande d'absorption typique de l'hydratation (Fig. 4.32). Si cette dernière peut être attribuée à des minéraux hydratés, aucune autre signature ne permet une identification plus précise. Cette analyse est la seule existante sur la minéralogie des sédiments superficiels couvrant les SPLD. L'étude de données à plus haute résolution CRISM, ainsi que l'utilisation de la méthode des dérivées pourraient donc peut-être permettre de détecter des minéraux similaires à ceux présents sur la calotte boréale.

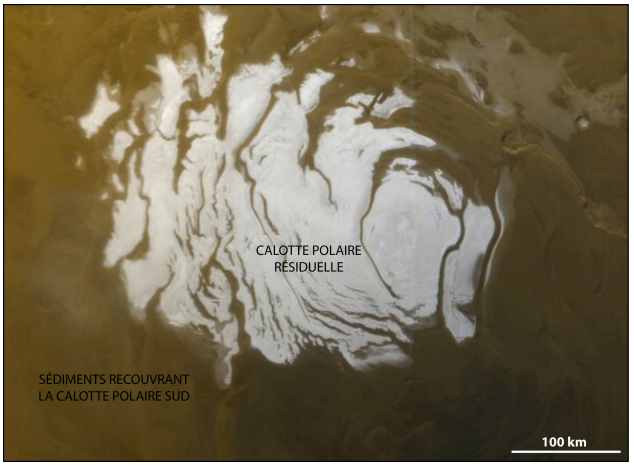

FIGURE 4.31 – Image MOC de la calotte polaire Sud.

Cependant, pour que la calotte résiduelle de glace de CO_2 puisse rester stable, la température moyenne annuelle de surface des SPLD est nécessairement plus froide que celle des NPLD. Cette différence de température est due à l'excentricité actuelle de l'orbite de Mars. Piqueux *et al.* (2008) révèlent ainsi que, en été, la température de surface de la glace d'eau oscille entre -100 et -90°C. Or, le SO_4^{2-}, le Cl^- et le NO_3^- présentent respectivement des températures eutectiques de -75°C, -87°C et -43°C (Hall et Sherrill, 1928). Il parait dont peu vraisembable que ces phases acides puissent diffuser dans les

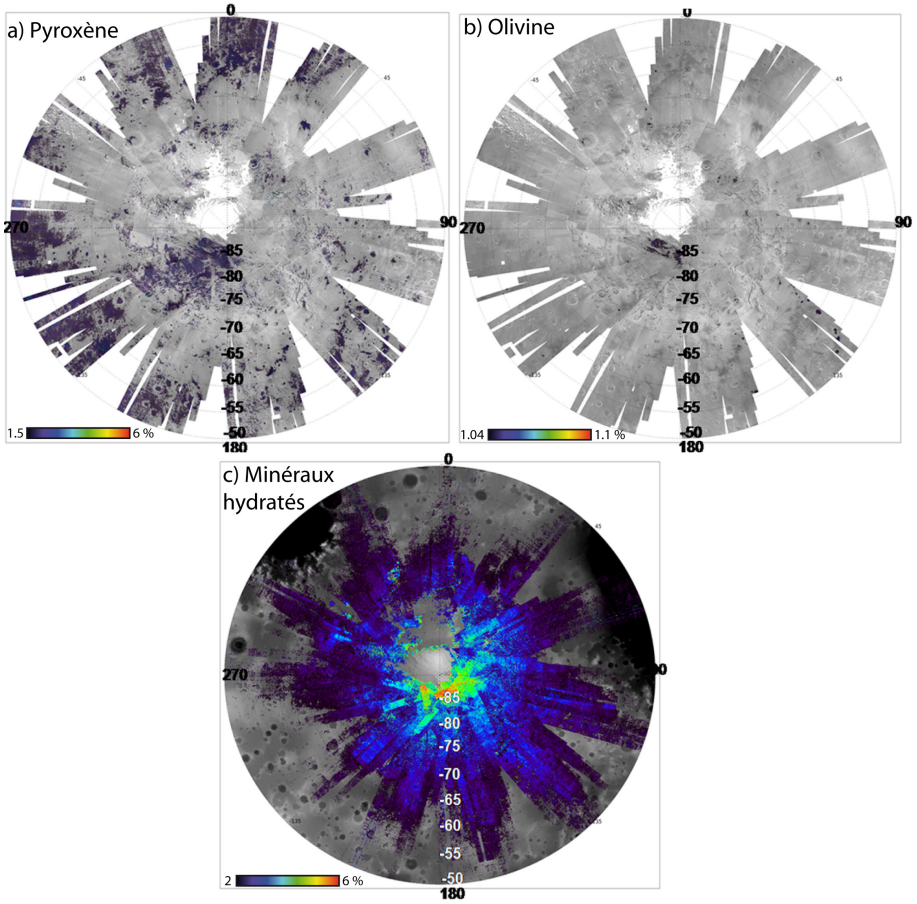

FIGURE 4.32 – Cartes minéralogiques globales de la calotte polaire Sud obtenues à partir des données OMEGA. Les cartes a), b), et c) correspondent respectivement à la détection des pyroxènes, de l'olivine et des minéraux hydratés. La méthode d'obtention de ces cartes est la même que celle utilisée sur la Figure 4.17. (Poulet *et al.*, 2008b)

glaces australes, contrairement aux glaces boréales. Dans ce cas, les réactions post-dépôts à l'origine de la formation des sulfates, des nitrates, des chlorures et des carbonates sont impossibles. Il faut cependant noter que ces réactions peuvent également s'effectuer dans l'atmosphère avant le dépôt. De plus, la température de la glace à l'intérieur des SPLD va augmenter avec la profondeur (Larsen et Dahl-Jensen, 2000). Il est donc envisageable que les températures eutectiques du SO_4^{2-}, du Cl^- et du NO_3^- puissent être atteintes à une profondeur plus importante dans la calotte. Enfin, l'excentricité de Mars a changé au cours du temps (Laskar *et al.*, 2004) et la calotte polaire Sud a donc probablement pu rencontrer des conditions favorables aux réactions post-dépôts au cours de sa formation.

L'absence d'observation de minéraux comme le gypse sur la calotte polaire Sud peut donc être due à : 1) la difficulté de détection de ces minéraux sur une accumulation de poussière mélangée à la glace et, 2) la plus faible température de la calotte polaire Sud ne permettant pas les processus de réactions post-dépôts. L'analyse de données à haute résolution, ainsi que l'utilisation de méthodes adaptées à la détection de faibles signatures spectrales, pourraient, dans le futur, déterminer si les minéraux tels que le gypse ou les

perchlorates sont présents ou non dans la calotte polaire Sud. Si l'excentricité de la planète a induit cycliquement des températures alternativement suffisantes et trop basses pour former ces minéraux, ces variations peuvent également peut-être être observées sur les différentes couches des deux calottes martiennes.

Conclusion

L'objectif principal de ce chapitre était de déteminer l'origine du gypse circum-polaire détecté sur Olympia Planum, ainsi que d'évaluer la plausibilité d'un lien entre ces sulfates et les dépôts de glace.

Afin de répondre à cette question, cette étude a porté sur l'analyse morphologique et minéralogique détaillée de la calotte polaire Nord, à une échelle locale et régionale. L'utilisation de la méthode des dérivées spectrales, ainsi que l'observation de spectres de laboratoire de mélanges glace/gypse, a particulièrement contribué à résoudre la composition des sédiments polaires mélangés aux dépôts de glace. Différents résultats émergent de ce travail :

- Le gypse n'est pas uniquement présent sur les dunes d'Olympia Planum mais peut être détecté sur l'ensemble des sédiments superficiels polaires : l'intégralité du champ de dunes circum-polaire, les champs de dunes intérieurs, les sédiments s'échappant de la calotte polaire, et les sédiments formant une pellicule superficielle à la surface de la calotte.

- Le gypse provient de l'intérieur même de la calotte, à la fois de la BU et des NPLD. Par comparaison avec les impuretés présentes dans les glaces antarctiques terrestres, ce minéral s'est probablement formé dans l'atmosphère avant le dépôt, ou à l'intérieur même de la calotte par des processus post-dépôts.

- Les particules riches en gypse piégées dans les glaces sont libérées de la calotte polaire par la formation des dépressions en spirale, des escarpements marginaux, et par l'ablation verticale de la glace au niveau d'Olympia Planum. Les sédiments provenant de la BU sont remobilisés par les vents polaires et forment les champs de dunes intérieurs et circum-polaires. Les sédiments délivrés par les NPLD et mobilisés par le vent vont former de fines pellicules de poussière à la surface de la calotte.

- Les glaces polaires contiennent également d'autres minéraux que le gypse. Les études précédentes ont en effet montré que ce dernier était mélangé à des minéraux mafiques, donnant probablement sa couleur sombre aux dunes circumpolaires (Poulet *et al.*, 2008b; Horgan et Bell, 2009). Compte-tenu de la comparaison avec les minéraux solubles formés dans la calotte Antarctique les sédiments polaires contiennent également peut-être d'autres sulfates, des chlorures, des perchlorates, ou des carbonates. Il est par contre peu probable d'y trouver des nitrates. Sur ces différents constituants, seules des bandes d'absorption typiques des minéraux hydratés, ainsi qu'une possible signature de perchlorate, ont pour l'instant été détectées.

Différentes études sont en cours, ou pourraient être réalisées dans le futur, pour étayer ces résultats. Tout d'abord, afin de mieux contraindre les processus par lesquels les sédiments riches en gypse sont libérés et transférés vers les dunes, ils serait intéréssant de mieux comprendre la formation des escarpements marginaux et des dépressions en spirale. Cette étude nécessiterait une analyse plus complète de leurs propriétés morphologiques et pourrait être étayée par le développement d'un modèle numérique contrôlant les différents paramètres physiques pouvant entrainer leur formation.

Le transfert du sédiment riche en gypse des glaces vers les différents dépôts superficiels pourrait être mieux contraint par une meilleure compréhension des vents polaires. Ainsi, la carte des vents réalisée à partir d'informations morphologiques pourra

être confrontée aux modèles climatiques actuellement développés par le LMD (e.g. Forget *et al.* (1999); Spiga et Forget (2009); Spiga *et al.* (2010)).

De nombreuses études existent sur la formation post-dépôt de minéraux solubles dans les glaces terrestres ; il serait important d'adapter ces études aux glaces martiennes. Cette adaptation pourrait passer par la réalisation d'expériences en laboratoire et en conditions martiennes. Celles-ci devraient être couplée à une analyse plus précise des différences existant entre les aérosols déposés sur les calottes terrestres et martiennes.

L'étude des impuretés présentes dans les glaciers terrestres est bien connue pour apporter des informations primordiales sur les variations climatiques ayant eu lieu au fur et à mesure de la formation des dépôts de glace. Si des analyses chimiques aussi précises que celles réalisées sur les carottes de glace terrestres sont impossibles sur Mars, différentes informations peuvent cependant probablement être retirées des dépôts polaires. Tout d'abord, les variations dans la concentration de poussière présente dans la glace peuvent être importante. En effet, la forte proportion de poussière dans la BU montre bien une variation climatique locale encore non déterminée au moment de son dépôt. Les données de spectro-imagerie à haute résolution pourraient également permettre de détecter des différences dans la composition des poussières sur les différentes couches de glace. Cette meilleure caractérisation minéralogique pourrait être favorisée par l'acquisition d'autres spectres de laboratoire de différents mélanges minéraux/glace.

Pour conclure, à une échelle plus globale, cette étude de la calotte polaire Nord montre que la formation et le dépôt de sédiment riches en sulfate par des processus glaciaires est possible sur Mars. Si ce résultat ne prouve pas qu'un même processus est à l'origine des dépôts de sulfates équatoriaux, il montre cependant que ce type de formation est plausible. Ceci fera l'objet de la discussion présentée dans le chapitre suivant.

Chapitre 5

Discussion : plausibilité de la formation des sulfates équatoriaux par des processus glaciaires

Niles et Michalski (2009) suggèrent que les dépôts riches en sulfates observés à l'équateur pourraient avoir une origine glaciaire. Un tel mode de formation permettrait en effet d'expliquer au mieux les caractéristiques géochimiques, minéralogiques et morphologiques de ces dépôts (voir Chap. 1.3.2). Si, en théorie, ce modèle fonctionne très bien, il manque néanmoins de preuves concrètes pour l'étayer.

Cependant, l'étude des sulfates observés au niveau de la calotte polaire Nord a révélé que ceux-ci avaient bien une origine glaciaire (Chap 4). Ces sulfates polaires se sont formés soit dans l'atmosphère avant le dépôt, soit dans le névé et dans les premières couches de glace après le dépôt, et se sont retrouvés piégés dans la calotte. L'ablation de la glace, probablement par sublimation, a ensuite entrainé la libération de ces minéraux, et leur accumulation sous la forme de dunes circum-polaires.

Il semble donc que la formation et le dépôt de sulfates par des processus glaciaires sont possibles sur Mars. Les dunes riches en sulfates observées au pôle Nord pourraient donc correspondre à un stade primaire de la genèse des dépôts équatoriaux. Ainsi, d'anciennes accumulations de glace auraient pu exister dans le passé à l'équateur. A la suite d'un changement climatique, ces dépôts se seraient sublimés et auraient libéré en surface les particules qu'elles contiennent. Ces sédiments superficiels auraient ensuite été mobilisés par le vent, et auraient pu former des dunes similaires à celles observées autour de la calotte boréale. L'enfouissement de ces sédiments aurait permis ensuite la libération d'eau et la formation des dépôts stratifiés riches en sulfates tels qu'ils sont actuellement observés à l'équateur (Niles et Michalski, 2009).

Si l'observation directe au pôle d'un processus de formation glaciaire des sulfates martiens apporte un argument fort sur la plausibilité d'un même processus à l'équateur, de nombreux problèmes restent cependant à résoudre.

Ainsi, Niles et Michalski (2009) suggèrent que le dépôt d'une telle quantité de sédiment à l'équateur nécessiterait l'existence passée d'un volume de glace équivalent à celui observé sur la calotte polaire Sud. La première partie de cette discussion s'interrogera donc sur la probabilité qu'une telle quantité de glace ait pu exister dans la passé à l'équateur.

Enfin, si les sulfates polaires semblent dominés par le gypse, l'analyse spectrale des dépôts équatoriaux montre principalement des signatures de sulfates de magnésium. La deuxième partie de la discussion s'intéressera donc à vérifier si la chimie et la minéralogie des sédiments équatoriaux sont compatibles avec un modèle de formation glaciaire.

5.1 Plausibilité de la présence de glace à l'équateur

Tout d'abord, compte-tenu de l'immense volume occupé par les dépôts équatoriaux riches en sulfates (voir Chap. 1.3.1), la formation de ceux-ci par des processus glaciaires implique que de grandes quantités de glace aient été présentes dans le passé à l'équateur martien. Niles et Michalski (2009) montrent ainsi que la totalité des poussières contenues dans la calotte polaire Sud actuelle (1.6 x 10^6 km3 de matériel contenant 10 à 15 % de poussière, soit un volume de 2 x 10^5 km^3 de poussière) occupe un volume équivalent à celui des dépôts stratifiés de Meridiani (1 x 10^5 km^3).

Si une quantité de glace équivalente à celle de la calotte polaire Sud, et comprenant une même concentration en poussière, peut donc libérer suffisament de sédiment pour expliquer la formation des dépôts équatoriaux, est-il toutefois plausible que de telles accumulations de glace aient un jour pu exister à ces latitudes tropicales ?

Si la glace n'est effectivement plus stable en surface aujourd'hui à l'équateur (Fig. 1.26, Chap. 1.4) (Head *et al.*, 2003), différents arguments permettent cependant de montrer que celle-ci a très probablement existé dans le passé aux basses latitudes.

5.1.1 Les indices morphologiques

La plausibilité que d'anciennes accumulations de glace aient un jour existé à l'équateur peut être envisagée grâce à l'observation de morphologies probablement glaciaires.

Le Chap. 1.4.2 révèle que de nombreuses morphologies glaciaires peuvent être observées, particulièrement entre 30 et 60° de latitude. Ces morphologies traduisent bien que de récentes variations d'obliquité ont cycliquement entrainé une stabilité de la glace en surface aux moyennes latitudes. Des morphologies glaciaires aussi évidentes sont cependant invisibles à l'équateur, à l'exception des glaciers de montagne tropicaux observés sur les flancs ouest des volcans de Tharsis et d'Olympus Mons (Head *et al.*, 2005; Milkovich *et al.*, 2006; Forget *et al.*, 2006b; Fastook *et al.*, 2008).

Cependant, ces différentes morphologies glaciaires sont toutes datées de l'Amazonien. Si d'importantes accumulations de glace sont à l'origine des dépôts stratifiés équatoriaux, ceux-ci ont été déposés au cours de l'Hespérien. Il est donc probable que de nombreux processus ont pu recouvrir, éroder ou altérer les indices possibles d'une présence passée de glaciers à l'équateur. De plus, si la glace est toujours présente, isolée sous une couche de sédiments superficiels, aux moyennes latitudes, la glace qui a pu se déposer dans le passé à l'équateur a probablement entièrement disparu ou se trouve sous une très épaisse couche de sédiments (Head *et al.*, 2003).

Toutefois, plusieurs études récentes ont montré que certaines morphologies observées à l'équateur ont vraisembablement été modelées par des processus glaciaires. Ces objets ont particulièrement été observés dans les régions de Valles Marineris et d'Ares Vallis.

Le Chap. 3 montre par exemple que, la manière la plus plausible d'expliquer la formation des dépressions fermées obervées sur les dépôts stratifés d'Aram Chaos (Fig. 3.28), implique des processus glaciaires. De même, plusieurs zones situées à proximité d'Aram Chaos dans la région d'Ares Vallis, présentent diverses morphologies (Fig. 3.43), dont les terrains chaotiques eux-mêmes, qui peuvent toutes être expliquées par une ancienne pré-

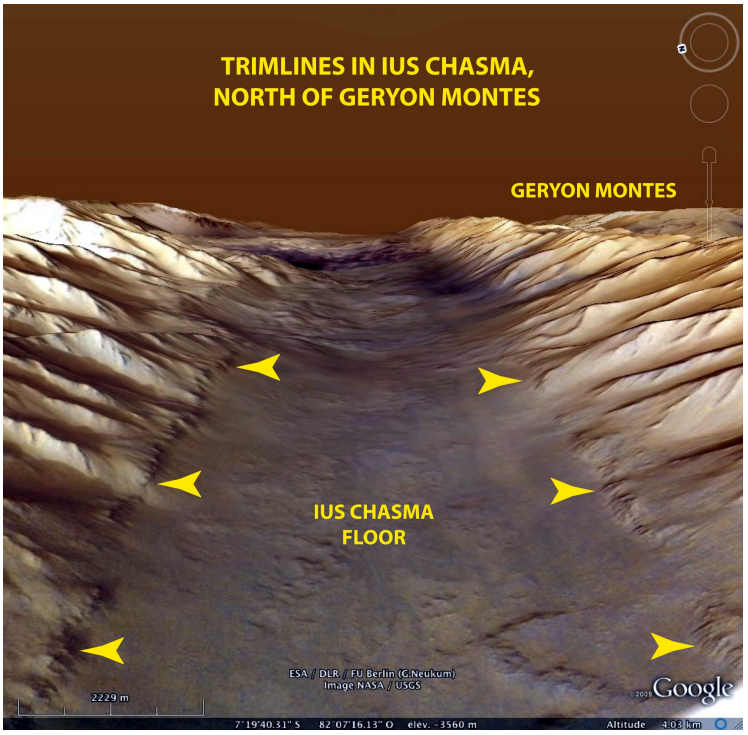

FIGURE 5.1 – Vue en perspective de la vallée de Ius Chasma dans Valles Marineris (Mars). La morphologie « en éperons-et-ravins » visible dans la partie haute des deux versants de la vallée s'interrompt vers le bas au niveau de deux lignes horizontales. Sous ces lignes, la morphologie des versants change brusquement. Le fond de la vallée est occupé par un remplissage sédimentaire qui présente des figures de déformation visqueuse. Les deux lignes horizontales, classiquement interprétées commme des failles normales, pourraient en fait correspondre à des « trimlines » marquant la limite supérieure d'un paléo-remplissage glaciaire dont ne subsisteraient que les sédiments déformés visibles au fond de la vallée. (Mège et Bourgeois, 2010)

sence de glace (e.g. Costard et Baker (2001); Chapman *et al.* (2003); Pacifici *et al.* (2009); Warner *et al.* (2010)). Enfin, Mège et Bourgeois (2010) ont récemment suggéré que, en de nombreux endroits de Valles Marineris, une ligne située à mi-versant pourrait marquer la limite supérieure d'un paléo-remplissage glaciaire (Fig. 5.1). L'âge de ces morphologies probablement glaciaires équatoriales est cette fois compatible avec l'âge des dépôts de sulfates équatoriaux.

5.1.2 Les variations climatiques

Différents modèles montrent que deux principaux phénomènes ont pu induire des variations climatiques suffisantes pour permettre le dépôt d'importantes accumulations de glace à l'équateur dans le passé.

5.1.2.1 Le « True Polar Wander » (ou TPW)

L'un des processus qui pourrait permettre le dépôt ancien de glace à l'équateur est le « True Polar Wander » (ou TPW) (Niles et Michalski, 2009). Ce phénomène correspond à un changement de position de l'axe de rotation, qui fait suite à une redistribution des masses en surface ou à l'intérieur d'une planète, et se traduit par une migration des pôles géographiques. Sur Terre, plusieurs événements peuvent être à l'origine d'un mouvement du pôle comme : une surcharge due aux calottes polaires lors des périodes de glaciation (Mitrovica *et al.*, 2005), le mouvement de masses continentales à travers la tectonique des plaques (Phillips *et al.*, 2009), les processus de subduction (Spada *et al.*, 1992), ou la formation d'un panache (Spada *et al.*, 1996). Le mouvement du pôle ainsi induit peut être très important, Kirschvink *et al.* (1997) suggèrent par exemple que le pôle terrestre aurait pu migrer d'environ 90° il y a 500 millions d'années. Dans ce cas, il parait vraisemblable que d'anciennes régions équatoriales se soient retrouvées aux pôles et soient recouvertes de glace, et inversement pour les anciennes régions polaires.

Sur Mars, les principaux événements ayant pu provoquer un important TPW sont la formation de la dichotomie et le développement de Tharsis. Différentes hypothèses ont en effet été proposées pour expliquer la dichotomie martienne, comme la présence d'un panache mantellique (Ke et Solomatov, 2006) ou d'un impact géant (Nimmo *et al.*, 2008). Dans les deux cas, une différence importante dans l'épaisseur de la croûte va exister entre les actuels hémisphère Nord et Sud. Roberts et Zhong (2007) montrent ainsi que, dans le cas d'un panache, cette différence d'épaisseur va conduire à un important TPW. Celui-ci entraîne alors un basculement de la planète et établit l'actuelle orientation nord-sud de la dichotomie (Fig. 5.2.a-.f). La formation du dôme de Tharsis peut ensuite également être une source non négligeable, quoique plus faible, d'un mouvement de l'axe de rotation (Fig. 5.2.g et .h).

Cependant, si la formation de la dichotomie et de Tharsis a effectivement pu provoquer un important mouvement de l'axe de rotation, et permet probablement la présence passé de glace sur l'actuel équateur, ces deux évenements sont apparus très tôt dans l'histoire de Mars, du début à la fin du Noachien (Carr et Head, 2010). Ces processus ont donc eu lieu bien avant l'existence des dépôts stratifiés équatoriaux, et peuvent donc difficilement être à l'origine de la présence des dépôts de glace responsables de leur formation. De plus, suite à la mise en place de Tharsis, il est vraisemblable que l'axe de rotation de Mars soit resté globalement dans la même position, les forces de rotation ayant toujours tendance à déplacer une telle accumulation à l'équateur.

Kite *et al.* (2009) suggèrent cependant qu'un faible TPW a pu être entrainé par des épisodes tardifs de volcanisme à la fin de l'Hespérien et au début de l'Amazonien. Ce récent TPW n'est plausible que si Tharsis s'est à l'origine formé assez loin de l'équateur. Cette hypothèse est basée sur le fait que les dépôts polaires jeunes sont décalés de 5-10° par rapport aux plus anciens (par exemple, le décalage entre la BU et les NPLD au pôle Nord). De nombreux arguments manquent cependant pour évaluer la plausibilité d'un épisode tardif de TPW. De plus, celui-ci serait probablement assez faible et ne permettrait sans doute pas le dépôt de glace au niveau des régions équatoriales actuelles.

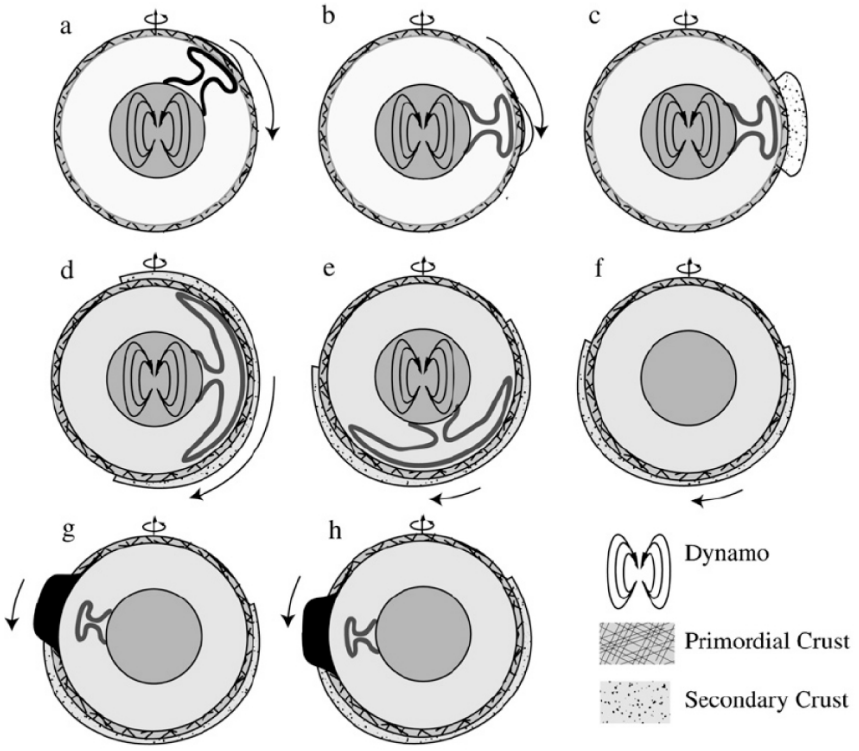

FIGURE 5.2 – Evolution ancienne de la dichotomie crustale de Mars. Un panache de degré 1 se développe à une localisation arbitraire, sous la croûte primordialle, dans les premiers millions d'années de l'histoire martienne (a). La topographie dynamique associée au panache produit une charge qui l'entraîne vers l'équateur (b). La fonte au sommet du panache commence à épaissir la croûte située au-dessus (c). Cette seconde croûte refroidit dans le champ magnétique ancien et acquiert une plus forte aimantation rémanente que la croûte primordiale de l'autre hémisphère. Cette région s'accroît jusqu'à ce qu'elle occupe plus d'un hémisphère (d). A ce stade, le degré 2 du géoïde crustal devient négatif et cause un second « True Polar Wander » (ou TPW), en plaçant le centre de la croûte près du pôle (e). Après la formation de la dichotomie, le panache se réduit et les pôles s'ajustent (f). Le noyau devient ensuite rapidement froid et la dynamo s'arrête. Tharsis se développe à la limite de la dichotomie à la fin du Noachien (g), et migre à une faible distance de l'équateur. Tharsis ajuste la dichotomie dans sa position finale (h), ce qui ne demande cependant pas un important TPW (Roberts et Zhong, 2007).

5.1.2.2 Les variations d'obliquité

D'importants changements climatiques peuvent également être induits par la variation des paramètres orbitaux d'une planète et, plus particulièrement, de son obliquité. L'obliquité correspond à l'inclinaison de l'axe de rotation d'une planète par rapport à son axe de révolution. Sur Terre, la planète étant stabilisée par la Lune, les oscillations d'obliquité sont minimes mais ont pourtant joué un rôle très important dans l'apparition des périodes glaciaires.

Les variations d'obliquité de Mars semblent avoir subi une évolution beaucoup plus chaotique, avec des amplitudes plus importantes. Celles-ci ont donc probablement pro-

voqué dans le passé d'importants changements climatiques et la formation de glace à l'équateur (Fig. 1.37, Chap. 1.4). L'obliquité de Mars étant très chaotique, il est cependant difficile d'obtenir son évolution sur plusieurs millions d'années. Durant les dix derniers millions d'années, Laskar *et al.* (2004) montrent que l'obliquité de Mars a oscillé avec une pseudo-période d'environ 120000 ans, et une amplitude pouvant atteindre 50°. Sur une plus longue période, Laskar *et al.* (2004) ont réalisé une étude statistique révélant que l'obliquité moyenne de Mars sur les 5 Ga est de 37.62°, pour une valeur maximale pouvant atteindre 82.035°. Cette analyse montre également que la probabilité que Mars ait atteint une obliquité de 60° est de 63 % pour le dernier milliard d'années, et de 89.3 % pour les trois derniers milliards d'années.

Compte-tenu des variations d'obliquité que Mars a pu subir durant les derniers millions d'années, Madeleine *et al.* (2009) utilisent un modèle atmosphérique nommé GCM (« General Circulation Model ») pour prédire la localisation passée des dépôts de glace à la surface de la planète. Ces modélisations sont réalisées en fonction de plusieurs configurations impliquant des variations d'obliquité (ϵ), d'excentricité (e), de contenu en poussière de l'atmosphère (τ_{dust}), et de longitude solaire au périhélie (L_p). Quelques-uns des résultats obtenus sont représentés sur la Fig. 5.3.

Ces cartes révèlent que des dépôts de glace peuvent se former dans les régions équatoriales pour d'importantes valeurs d'obliquité et de teneurs en poussière dans l'atmosphère. En effet, l'augmentation de l'obliquité entraine, entre autres, une plus faible insolation et donc de plus faibles températures dans les régions équatoriales. A l'inverse, l'insolation polaire augmente et entraine une libération de l'eau piégée dans les calottes. La stabilité de la glace se déplaçant vers l'équateur, ce matériel libéré des calottes peut alors se déposer aux plus basses latitudes et fomer des accumulations de glace. L'augmentation de la teneur en poussière dans l'atmosphère va entrainer le réchauffement de la partie supérieure de l'atmosphère ($>$ 10 km d'altitude) et refroidir la partie inférieure ($<$ 10 km d'altitude). Dans la haute atmosphère, la quantité de vapeur d'eau devient plus importante car la pression de vapeur d'eau saturante augmente. Dans la basse atmosphère, la nucléation de la glace est favorisée ainsi que la formation des nuages. La présence d'une plus grande quantité de poussière dans l'atmosphère est compatible avec des périodes de plus haute obliquité, où les variations saisonnières sont plus marquées, et l'atmosphère peut donc soulever et maintenir en suspension de plus grandes quantités de poussière. De même que sur Terre (Legrand et Mayewski, 1997), la quantité de poussière dans l'atmosphère a également dû considérablement augmenter au cours des différentes éruptions volcaniques.

Dans le cas de la Fig. 5.3.f, où l'obliquité et la teneur en poussière sont importantes (ϵ = 45°, τ_{dust} = 2.5), le bilan de glace annuel n'est positif que dans certaines régions de l'équateur. Celles-ci se situent particulièrement au niveau des topographies les plus basses. Cette observation peut paraître étrange car, sur Terre, les glaciers se déposent plutôt sur les topographies les plus hautes. En effet, sur Terre, le bilan annuel de glace est faiblement positif aux altitudes les plus hautes (la température très froide entraine peu d'accumulation de neige mais pas de fonte), largement positif aux moyennes altitudes (il fait moins froid mais la quantité de neige est plus importante et la fonte encore faible), et largement négatif aux basses altitudes (il fait plus chaud, il y a beaucoup de neige, mais également une fonte très importante). Cependant, ces conditions sont différentes sur Mars,

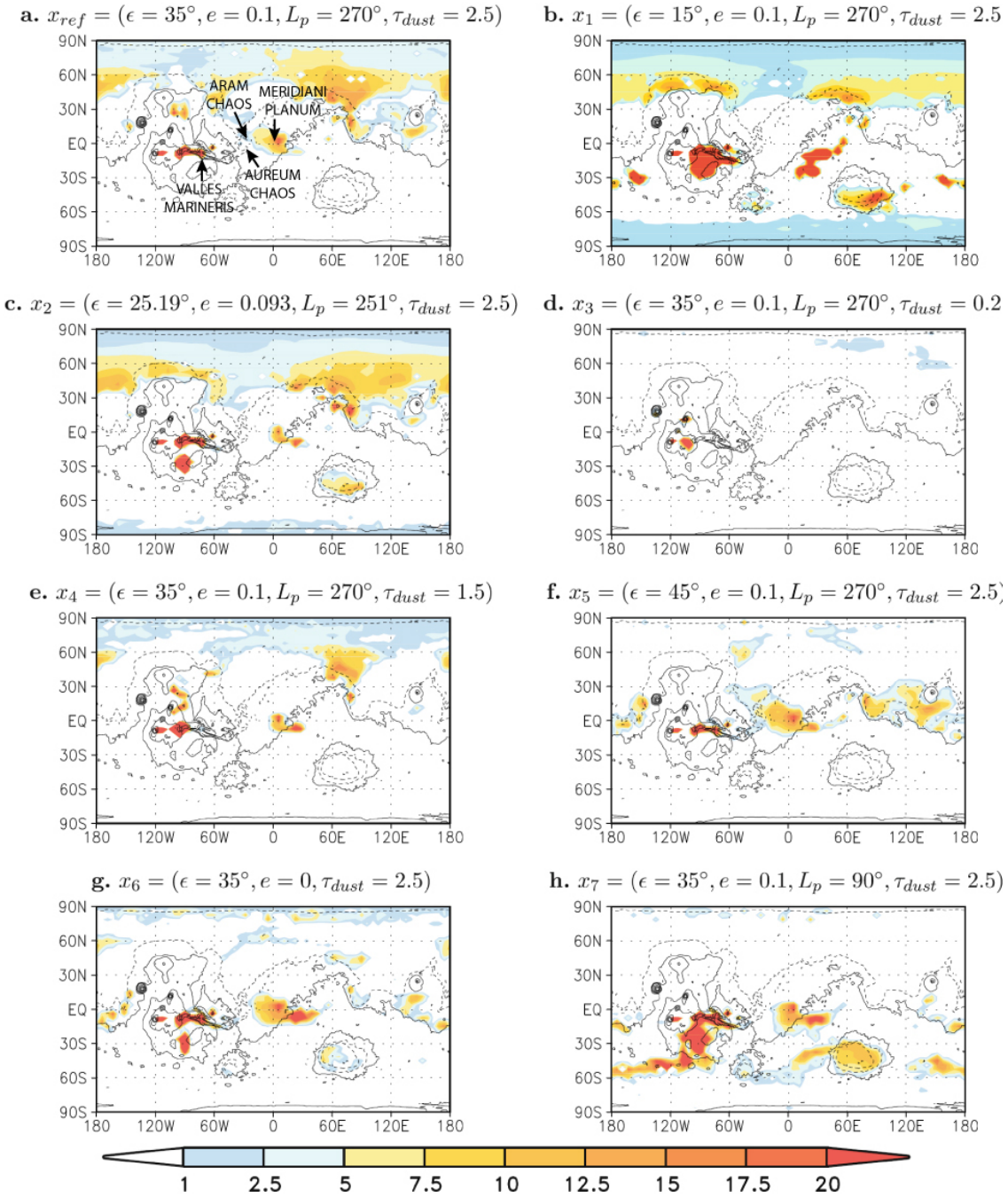

FIGURE 5.3 – Gain net de glace en surface pour un an (en mm/an) et pour différentes expérimentations réalisées par Madeleine *et al.* (2009) à des conditions variables. ϵ représente l'obliquité de Mars, e l'excentricité, L_p la longitude solaire à la périhélie, et τ_{dust} le contenu en poussière de l'atmosphère.

où le point de fusion de la glace est très rarement atteint, le mécanisme principal d'ablation de la glace est la sublimation et, surtout, le gradient de température est beaucoup plus faible (4.5°C/km contre 9.8°C/km sur Terre). Compte-tenu de ces différents paramètres, Fastook *et al.* (2008) montrent que, sur Mars, le taux de sublimation décroît moins rapi-

dement que le taux d'accumulation avec l'augmentation de l'altitude. Ceci implique que, contrairement à ce qui est observé sur Terre, les glaciers martiens seront plus facilement observés dans les vallées que sur le sommet des montagnes. L'influence de la température et de l'altitude sur le taux d'accumulation annuel de glace sur Mars est résumé sur la Fig. 5.4. Ce graphique montre bien que, pour des températures de base faibles, la glace va être plutôt déposée sur les régions martiennes de basse altitude.

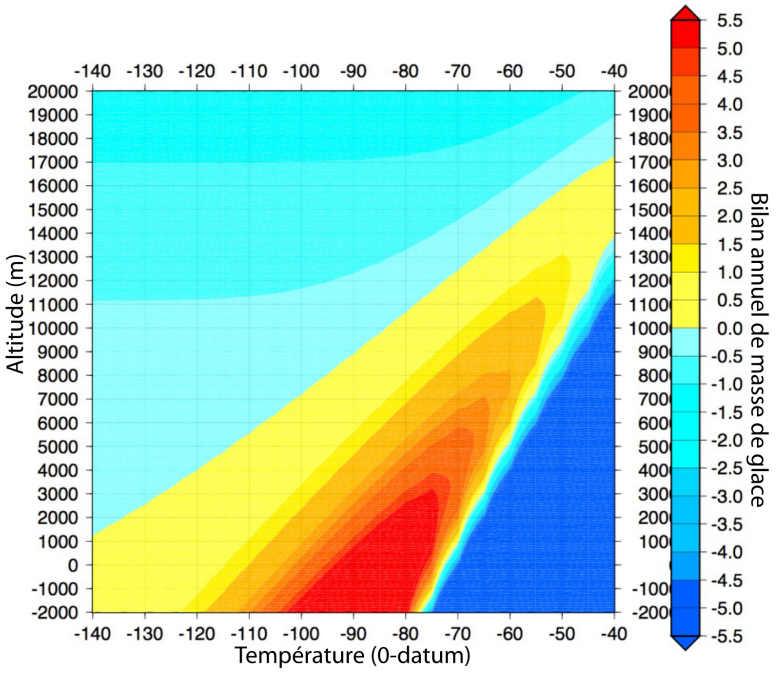

FIGURE 5.4 – Bilan annuel de masse de la glace en fonction de la température de base et de l'altitude. Le gradient vertical de la température est de 4°C/km. (Fastook *et al.*, 2008)

Selon ces modèles, il semble donc que, durant les périodes de haute obliquité de la planète, il est tout à fait plausible que des dépôts de glace se soient accumulés à l'équateur et, plus particulièrement, dans les régions de Valles Marineris, des terrains chaotiques (Aram et Aureum Chaos) et de Meridiani Planum (Fig. 5.3). Ce modèle de Madeleine *et al.* (2009) est plutôt appliqué à l'Amazonien. Cependant, Laskar *et al.* (2004) montrent que d'importantes variations d'obliquité ont probablement eu lieu durant les 4.5 derniers milliards d'années. Il parait donc très plausible que d'importantes quantités de glace se soient un jour déposées dans les régions où sont actuellement situés les dépôts stratifiés équatoriaux riches en sulfates.

Niles et Michalski (2009) suggèrent que le volume de dépôt contenu dans Meridiani pourrait être expliqué par l'accumulation de l'équivalent en volume et en concentration de poussière de la calotte polaire Sud. Les modèles réalisés par Madeleine *et al.* (2009) révèlent que, pour un taux d'accumulation de 10-20 mm/an, des dépôts de 500 à 1 km d'épaisseur ont pu se créer sur une période de 50000 ans. Hynek (2009) soutiennent que, dans ce cas, un processus glaciaire pourrait difficilement délivrer suffisament de sédiments pour expliquer l'important volume occupé par les dépôts stratifiés équatoriaux.

Cependant, ces dépôts étant datés de l'Hespérien, les possibles accumulations de glace à l'origine de leur formation se sont donc également déposées à l'Hespérien ou à la fin du Noachien. A cette époque, le volcanisme était beaucoup plus important qu'à l'Amazonien (Carr et Head, 2010). La glace déposée à cette époque à la surface de Mars était donc probablement beaucoup plus riche en poussière que celle accumulée à l'Amazonien sur les deux calottes polaires. Il semble donc probable que, même si les anciennes accumulations de glace équatoriales correspondent à un volume moins important que celui des calottes actuelles Nord et Sud, la concentration en poussière y ait été beaucoup plus importante, et ait permis la libération d'une grande quantité de sédiments.

Cette section montre donc que, par des processus de « True Polar Wander » ou de variations d'obliquité, il paraît très vraisemblable que des accumulations de glace se soient déposées dans le passé à l'équateur. Si les épisodes de « True Polar Wander » ont plutôt lieu au Noachien, l'étude de Laskar *et al.* (2004) révèle que d'importantes variations d'obliquité ont pu avoir lieu à l'Hespérien et induire de larges dépôts de glace à l'équateur (Madeleine *et al.*, 2009). Ces accumulations pourraient être suffisantes pour libérer une quantité de sédiment équivalente à celles contenues dans les dépôts de Valles Marineris, des terrains chaotiques, et de Meridiani Planum, particulièrement si celles-ci ont été enrichies en poussière par l'activité volcanique hespérienne. Des études récentes montrent que la présence passée de glace à l'équateur est compatible avec différentes morphologies, qu'il serait intéressant d'étudier plus en détails dans l'avenir.

5.2 Plausibilité chimique d'une origine glaciaire des sulfates équatoriaux

A première vue, d'aprés les données orbitales, les dépôts de sulfates équatoriaux et polaires semblent présenter une composition différente. En effet, les analyses effectuées à partir des données OMEGA et CRISM montrent majoritairement des sulfates de calcium au niveau de la calotte polaire, et des sulfates de magnésium mono-hydratés à l'équateur. Cette observation soulève plusieurs questions : (1) la composition des dépôts équatoriaux est-elle compatible avec une origine glaciaire ? et (2) si une origine glaciaire est plausible, quelle est la raison des différences existantes entre les sulfates polaires et les sulfates équatoriaux ?

5.2.1 Composition des dépôts de sulfates équatoriaux

Contrairement aux sulfates polaires, les dépôts équatoriaux ont pu être étudiés in-situ par les rovers Spirit et Opportunity. La combinaison des résultats obtenus par les différents intruments permet la détermination d'une chimie précise, et apporte des contraintes sur la possible minéralogie correspondante (Clark *et al.*, 2005). La minéralogie globale déduite de ces analyses est synthétisée sur le tableau 5.1 (McLennan *et al.*, 2005). Au niveau des affleurements, les constituants semblent être remarquablement homogènes et sont divisés en deux groupes : (1) les constituants d'origine chimique (60 $\pm$ 10 %), composés de sulfate, d'hématite et peut-être de chlorure et de silice secondaire, et (2) les constituants d'origine silicoclastique (40 $\pm$ 10 %), dominés par des débris basaltiques et leurs produits d'altération.

De manière plus détaillée (Clark *et al.*, 2005; McLennan *et al.*, 2005), la minéralogie des sulfates équatoriaux semble dominée par les sulfates (35-40 %). Parmis ces sulfates, seule la jarosite ($(K_{0.51}Na_{0.49})(Fe_{0.91}Al_{0.09})_3S_20_{11}(H_20)_3$) a été détectée sans ambiguité et constitue $\sim$ 10 % de la roche. Les autres sulfates, constituant $\sim$ 30% de la roche, semblent correspondre à un mélange de sulfates de calcium et de magnésium.

Les chlorures sont en relativement faible proportion ($\leq$2 % de la roche), et ont été définis comme étant probablement des chlorures de calcium et de magnésium.

L'hématite constitue en moyenne 6 % des roches analysées et se trouve majoritairement sous forme de sphérules.

Des minéraux secondaires riches en silice ont également été identifiés (jusqu'à $\sim$ 25% de la roche) et pourraient peut-être correspondre à des allophanes ou de la silice amorphe.

Certaines études montrent également la présence possible de carbonates de fer et de magnésium.

Les constituants silicoclastiques sont probablement dominés par des débris de roches basaltiques. Des pyroxènes ont été détectés (5-10 %) ainsi que des traces d'olivine. Les autres consituants silicoclastiques pourraient comporter des quantités intermédiaires à hautes de silice (modélisés comme des verres riches en Si ou des feldspaths) mais également de l'olivine et des pyroxènes. La nature précise des constituants silicoclastiques est difficile à déterminer. De même, le degré d'altération de ces matériaux est impossible à évaluer car les variations chimiques caractéristiques de l'altération ne peuvent être distinguées des variations possibles dans la minéralogie des sulfates et des chlorures.

Mineral[+]	**Pourcentage massique (%)**	**Commentaire**
Constituants chimiques :	60 ± 10	A partir de l'équilibre de masse du S et du Cl
Hématite	6	35-40 % du fer identifié comme de l'hématite par le Mössbauer. Au moins la moitié de l'hématite est sous forme de sphérules.
Jarosite[*]	10	20-30 % du fer identifié comme de la jarosite par le Mössbauer.
Sulfate-Mg[*]	18 ± 5	A partir des variations associées à la corrélation entre le S et le Mg ; les spectres de Mini-TES sont compatibles avec des sulfates de Mg et Ca.
Autres sulfates[*]	10 ± 5	A partir de l'équilibre de masse du S ; inclus probablement des sulfates de Ca et peut-être de Fe ; les spectres de Mini-TES sont compatibles avec des sulfates de Mg et de Ca.
Chlorures	≤ 2	Présence possible basée sur l'abondance du Cl ; le Cl peut aussi être sous forme de solution solide avec les sulfates ou de mélange avec les anions de sels.
Silice secondaire	15 ± 10	Présence déduite de l'équilibre de masse géochimique (e.g. rapport Si/Al) qui indique, au plus, 25 % ; peut être détectée par le Mini-TES si l'abondance est $>$ 5-10 %.
Constituants silicoclastiques :	40 ± 10	Compatible avec l'équilibre de masse du S et du Cl et avec l'abondance en Al.
Olivine	Traces	A partir du Mössbauer ; n'est pas forcément intrinsèque à l'affleurement.
« Pyroxène »	5-10	A partir du Mössbauer ; le contenu en Fe est supposé égal à celui des pyroxènes typiquement trouvés dans les météorites SNC. L'identification du pyroxène n'est pas la seule interprétation et peut correspondre à d'autres phases.
Autres	35 ± 5	Inclus les autres composants ignés, altérés ou non, et peut-être des phyllosilicates ; les composants contenant du Fe sont dominés par le Fe(III) et sont probablement altérés.

[+] Tous les minéraux sont considérés comme libres en volatiles. Les constituants chimiques sont vraisemblablement hydratés et leur proportions sont donc probablement plus importantes

[*] La quantité totale de sulfates est déterminée à 35-40 % calculée sur une base anhydre et le contenu en SO_3, la quantité exacte dépendant de la minéralogie.

TABLE 5.1 – Interprétation minéralogique de la « Burns formation » analysée par Opportunity. (McLennan *et al.*, 2005)

D'un point de vue plus global, la plupart des échantillons analysés montrent que les rapports de cations Fe, Mg, Ca, Na et $(Si + Al)$ sont très similaires à ceux observés dans les roches basaltiques non altérées de Meridiani et de Gusev (McCollom et Hynek,

2005; Clark *et al.*, 2005; Niles et Michalski, 2009). Si la roche basaltique originelle a probablement subi des modifications minéralogiques importantes, la composition en cations ne montre aucun signe d'enrichissement ou de lessivage dûs à l'altération. Seuls quelques rares échantillons évoluent vers un enrichissement en aluminium (Hurowitz et McLennan, 2007; Clark *et al.*, 2007a). Les dépôts équatoriaux étudiés sur les sites d'atterrissage semblent donc présenter une composition chimique typique des basaltes martiens, mais avec un enrichissement de plus de 30 % en soufre (McCollom et Hynek, 2005).

Les affleurements analysés ont également la particularité de montrer un assemblage de minéraux solubles et insolubles, ainsi que la présence de jarosite qui se forme typiquement dans un milieu acide.

Plusieurs hypothèses, résumées dans le Chap. 1.3.2, ont été proposées pour expliquer cette énigmatique composition chimique et minéralogique. Au regard des différents résultats obtenus sur la calotte polaire, et par comparaison avec les dépôts de glace terrestres, différents arguments supplémentaires peuvent être apportés pour étayer l'hypothèse glaciaire.

5.2.2 Plausibilité d'un mode de dépôt glaciaire

Tout d'abord, une origine glaciaire est compatible avec une composition globalement basaltique ainsi qu'une conservation des cations. En effet, à l'Hespérien, le volcanisme était encore très étendu (voir Fig. 1.13, Chap. 1.2). Si des dépôts de glace se sont déposés à cette période, ceux-ci devaient donc comporter une quantité importante de poussière et d'aérosols volcaniques. Les poussières ainsi piégées dans la glace pouraient donc effectivement avoir une composition majoritairement basaltique. Si ces poussières ont subi une altération à l'intérieur des couches de glace, celle-ci a eu lieu dans des microenvironnements fermés, avec un faible rapport eau/roche. Dans ce cas, même si l'altération est importante, les assemblages ainsi piégés ont dû garder les mêmes abondances en cations (Niles et Michalski, 2009). De même, le fait que chaque grain ou agrégat de poussière soit altéré dans son propre environnement fermé, founit une explication sur l'association finale de minéraux présentant des solubilités variables (Niles et Michalski, 2009).

Cette hypothèse semble confirmée par l'analyse des couches de glace terrestres comportant un fort apport de matériaux volcaniques. Ainsi, Zielinski *et al.* (1997) analysent la composition chimique des tephras contenus dans les glaces groënlandaises et déposés à la suite de plusieurs éruptions anciennes. La chimie de ces composants se révèle être la même que celle des tephras issus de la même éruption mais sédimentés en milieu terrestre. Cette étude montre donc que la composition chimique basaltique ou rhyolitique des tephras, ainsi que des aérosols, est préservée dans la glace pour toutes les éruptions passées. Aucune identification minéralogique de ces tephras n'est cependant disponible pour déterminer si ces composants ont subi ou non une altération.

De manière plus détaillée, la plausibilité pour chacun des minéraux trouvés dans les dépôts équatoriaux d'avoir été formés par des processus glaciaires est résumée ci-dessous :

- *Les sulfates :* L'enrichissement en soufre observé par rapport à une composition originelle basaltique est généralement expliqué par l'ajout d'une composante évaporitique (Squyres *et al.*, 2006b). Cependant, le volcanisme hespérien va entraîner des émissions importantes de SO_2. Les aérosols riches en SO_2 peuvent alors se déposer dans les glaces en même temps que les poussières minérales basaltiques. La présence du SO_2 volcanique dans les aérosols explique donc très bien l'addition en soufre par rapport à une composition globalement basaltique.

Malgré le fait que le modèle de Iizuka *et al.* (2008), présenté dans la Chap. 4.4.1.2 (Fig. 4.28), ne considère pas les épisodes volcaniques, les mêmes réactions post-dépôts ont probablement lieu dans les premiers mètres de glace. Ainsi, si la quantité de SO_2 présente dans les aérosols est importante, la formation des sulfates correspondant à une réaction prioritaire, ceux-ci vont se retrouver en grande quantité dans la glace.

Cet enrichissement est vérifié par l'analyse des glaces terrestres. Celles-ci montrent que toutes les anciennes éruptions volcaniques sont repérées dans les carottes de glace par une forte augmentation de la concentration en H_2SO_4, qui se traduit par une augmentation importante de la quantité de sulfates par rapport aux couches de glace non volcaniques (Legrand et Mayewski, 1997).

La présence de volcanisme durant la formation de dépôts de glace à l'équateur permet donc d'expliquer l'enrichissement en soufre et la présence importante de sulfates dans les sédiments résiduels.

Si le modèle de Iizuka *et al.* (2008) fonctionne très bien pour expliquer la formation des sulfates de calcium et de magnésium, un problème se pose cependant pour la présence de jarosite. En effet, dans les glaces terrestres, les sulfates étudiés correspondent principalement à des sulfates de magnésium, de sodium ou de calcium (Ohno *et al.*, 2005, 2006; Iizuka *et al.*, 2008). L'absence de détection de sulfate de fer peut cependant être dûe au fait que le fer n'est généralement pas analysé. En effet, Wolff *et al.* (2006) révèlent que le fer est bien présent dans les glaces, et suit globalement les mêmes variations en concentration que le calcium, marquant ainsi une origine continentale et un climat glaciaire. Toutefois, la concentation en fer est plus de deux fois moins importante que celle du calcium et donc, beaucoup plus difficile à analyser. Le calcium, le magnésium et le sodium constituant de bien meilleurs marqueurs climatiques, ce sont donc prioritairement ces cathions qui sont généralement étudiés. Les rares analyses effectuées sur des couches de glaces déposées durant des éruptions volcaniques, révèlent cependant que la concentration en fer y est beaucoup plus importante que dans les autres couches, et peut même devenir supérieure à celle du calcium et du magnésium (Zielinski *et al.*, 1997). De plus, l'étude de la poussière martienne révèle très clairement une composition riche en fer de la surface martienne (e.g. McSween *et al.* (1999)), qui se repère dès la première observation de Mars par sa couleur rouge.

La présence probable de fer dans les anciens glaciers équatoriaux pourrait donc permettre d'expliquer la formation de la jarosite. Madden *et al.* (2004b) et Berger *et al.* (2009) montrent, par l'utilisation de modèles thermodynamiques, que la présence de jarosite combinée à des résidus de basalte indique que ce minéral ne peut se former sur Mars que pour un pH acide et un faible rapport eau/roche. De plus, la jarosite se décompose facilement en présence d'eau, ce qui implique qu'un climat aride a dû nécessairement exister après sa formation. La formation de la jarosite dans un milieu acide avec un faible

rapport eau/roche semble tout à fait compatible avec une origine glaciaire. En effet, dès les toutes premières analyses réalisées sur Terre sur les couches de glaces riches en matériaux volcaniques, il a été remarqué que ces strates présentent un pH beaucoup plus faible que le reste du glacier (e.g. Hammer (1980); Legrand et Mayewski (1997)). Ces couches de glace volcaniques représentent donc un milieu acide, avec un faible rapport eau/roche, idéal pour la formation de la jarosite.

- *Les chlorures et les carbonates :* Les chlorures et les carbonates se forment également typiquement dans les glaciers terrestres (Iizuka *et al.*, 2008) et leur présence liée à d'anciens dépôts de glace est donc plausible.

- *L'hématite :* D'après Niles et Michalski (2009), les sphérules d'hématite trouvées par les rovers ont pu se former durant la diagénèse, suite à la sublimation de la glace et au dépôt des sédiments en surface. L'enfouissement peut en effet libérer de faibles quantités d'eau structurelle et la fonte d'un peu de glace restante. Cette eau peut être suffisante pour favoriser l'hydrolyse de la jarosite en hématite. Le faible rapport eau/roche ainsi que la faible température entraine la création de saumures saturées en fer, qui permettent la croissance des sphérules tout en empêchant un ré-équilibrage des dépôts et une conversion complète de la jarosite en hématite. La présence de sphérule d'hématite à l'intérieur de dépôts riches en sulfates à également été décrite dans cette thèse pour la région d'Aram Chaos (Chap. 3).

- *Les composants basaltiques et leurs produits d'altération :* L'analyse des tephras trouvés dans les glaciers terrestres ne révèle pas si ceux-ci sont altérés ou non (Zielinski *et al.*, 1997). Hurowitz et McLennan (2007) montrent cependant que, si les composants basaltiques trouvés dans les dépôts équatoriaux ont subi une altération, les minéraux secondaires résultant sont très différents de ceux typiquement trouvés après l'altération des roches ignées terrestres (Fig. 5.5). En effet, sur Terre, quelques que soient les conditions environementales et le type de roche ignée, les minéraux secondaires formés par l'altération sont dominés par des argiles, des hydroxides d'aluminium et des oxydes de fer. L'altération de ces roches intervient dans des conditions typiques de la surface terrestre : à un pH modéré et pour un fort rapport eau/roche.

A l'inverse, les minéraux secondaires formés par l'altération des composants basaltiques semblent être dominés par les sulfates et les oxydes de fer et ne montrent pas (ou très rarement) de phases secondaires riches en aluminium. Cette différence est expliquée par Hurowitz et McLennan (2007) par le fait que l'altération a lieu pour un pH acide, dans un environnement riche en acide sulfurique, et pour un faible raport eau/roche. Dans ces conditions, seule la dissolution des phases minérales comme l'olivine va être privilégiée. Celle-ci va entrainer la formation de sulfates, d'oxydes de fer et d'une quantité significative de silice amorphe. Ce résultat est compatible avec le milieu glaciaire riche en matériaux volcaniques décrit précédemment. De plus, il permet d'expliquer la faible présence d'olivine, et contribue aux quantités importantes de silice secondaire, de sulfates, et d'oxydes de fer. Enfin, dans ces conditions, les autres phases silicatées présentant un taux de dissolution plus lent (comme les plagioclases et les pyroxènes) vont peu contribuer à la formation des minéraux secondaires, ce qui limite donc la mobilisation de l'aluminium.

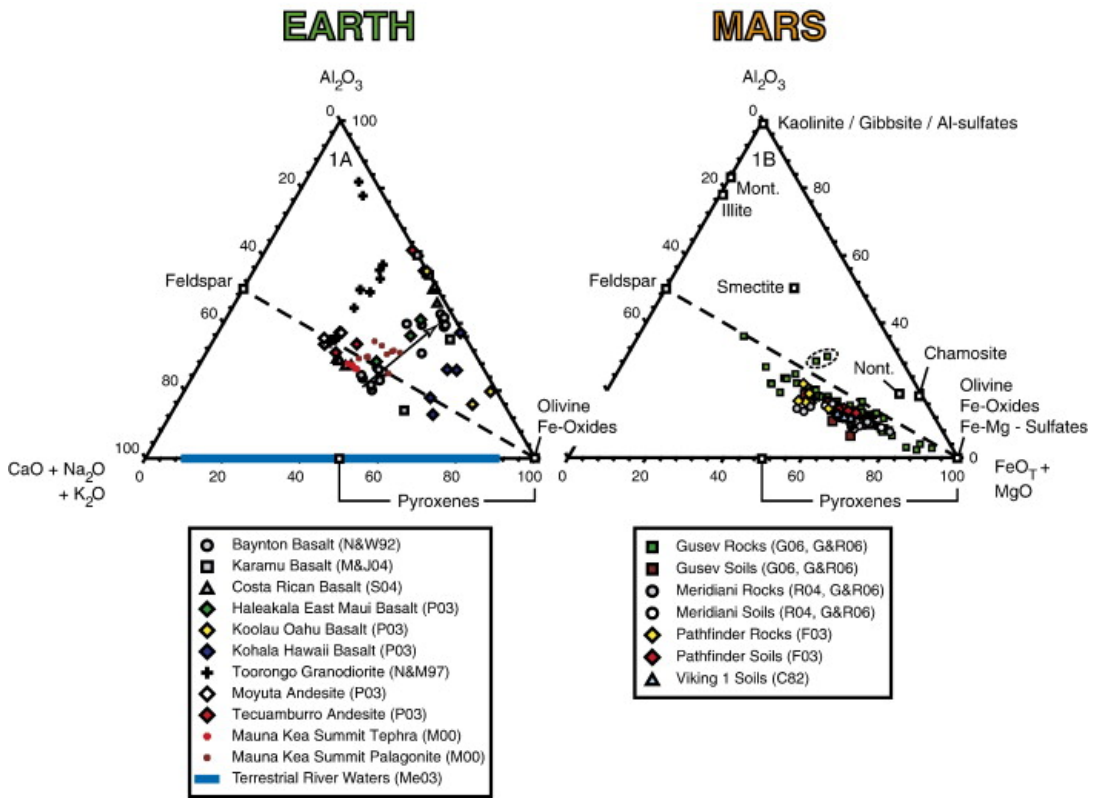

FIGURE 5.5 – Diagrammes ternaires Al_2O_3, $(CaO + Na_2O + K_2O)$, $(FeO_T + MgO)$, les données sont représentées en pourcentage molaire. Le diagramme A montre les données obtenues pour des roches ignées terrestres altérées. Le diagramme B représente les données obtenues sur les roches et le sol martien analysés durant les mission Viking 1, Pathfinder, et MER (« Mars Exploration Rovers »). En A, la flèche grise indique la trajectoire suivie par l'altération pour les processus d'altération terrestres, tracée selon le profil d'altération du basalte Baynton. En B, l'ellipse en pointillé montre les échantillons appelés « Assemblee_Gruyere » et « Assemblee_APXS ». Nont.=nontronite, Mont.=montmorillonite. (Hurowitz et McLennan, 2007)

Les différents minéraux trouvés dans les dépôts stratifiés équatoriaux semblent donc tous compatibles avec la présence d'un milieu acide présentant un faible rapport eau/roche. Cet environnement peut parfaitement correspondre à des dépôts de glace enrichis en matériaux issus des éruptions volcaniques hespériennes. Il serait cependant intéréssant d'avoir des analyses minéralogiques précises des composants trouvés dans ces conditions dans les glaciers terrestres. Des modélisations expérimentales pourraient également permettre de mieux contraindre les réactions ayant lieu dans ce type de milieu.

5.2.3 Différences avec les sulfates polaires

Si les sulfates polaires et équatoriaux se sont créés par les mêmes processus glaciaires, ceux-ci montrent cependant des différences importantes. Ces variations peuvent avoir deux principales origines.

Tout d'abord, il a été montré que l'activité volcanique martienne a fortement diminué pendant l'Amazonien (Carr et Head, 2010) (voir Fig. 1.13, Chap. 1.2). Ceci a probablement entrainé le fait que les couches de glaces observées aux pôles présentent une faible concentration en poussière.

De même, la concentration de SO_2 dans les aérosols était donc probablement moins forte. Cette plus faible concentration en SO_2 impliquerait alors une formation beaucoup moins importante de sulfates. Les sulfates de calcium étant prioritaires dans la séquence de réactions chimiques, ceux-ci sont donc majoritaires. Des sulfates de magnésium, de sodium ou encore de fer pourraient également être présents, mais sont en trop faible quantité pour être détectés, ou correspondent à des sulfates poly-hydratés qui ne peuvent être facilement distingués des autres minéraux hydratés. L'analyse des données de spectro-imagerie confirme bien cette supposition avec la détection d'une signature claire de sulfate de calcium, mélangée à des signatures typiques de minéraux hydratés. A l'inverse, à l'équateur, si les rovers ont montré que des sulfates de calcium existent, l'analyse orbitale montre plutôt une quantité importante de sulfate de magnésium monohydraté.

Le fait que la quantité possible de sulfates formés soit moins importante va également privilégier l'apparition de minéraux tels que les chlorures et les carbonates, plus tardifs dans la séquence de réactions post-dépôts. L'enrichissement en chlorure peut être traduit par la présence importante de perchlorate sur le site de Phoenix et, peut-être, sur les sédiments polaires (voir Chap. 4.4.1). La formation de perchlorates à partir des chlorures présents à l'équateur est cependant peu probable car ceux-ci peuvent devenir instables à la moindre présence d'eau (Catling *et al.*, 2010).

Contrairement aux sulfates polaires, les sulfates équatoriaux ont également subi une diagénèse entrainant la formation des dépôts stratifiés équatoriaux observables actuellement. Ceci va probablement entrainer des variations importantes par rapport aux sédiments superficiels observés au pôle Nord, et également par rapport aux sédiments analysés dans les glaces terrestres. Cette diagénèse pourrait par exemple être à l'origine de la formation des oxydes de fer (Niles et Michalski, 2009) et, également du passage de sulfates poly-hydratés en mono-hydratés (Roach *et al.*, 2009).

Conclusion

L'analyse de la calotte polaire Nord de Mars et des glaciers terrestres montre qu'il est possible de former des sulfates par des processus glaciaires.

Le principal avantage d'un mode de formation glaciaire à l'équateur est qu'il permet de reproduire le dépôt d'une gande quantité de sédiments, sur de larges surfaces à des topographies différentes, et présentant tous la même composition. Toutefois, deux principaux problèmes se posent : (1) est-il possible qu'une grande quantité de glace se soit déposée dans le passé à l'équateur et (2) la composition chimique des dépôts équatoriaux est-elle compatible avec une origine glaciaire ?

Il parait très probable que les variations subies par l'axe de rotation de Mars ont entrainé l'apparition de glace à l'équateur dans le passé. Si les épisodes les plus importants de « True Polar Wander » sont probablement trop anciens pour avoir contribué à la création des dépôts stratifiés, les variations d'obliquité ont eu lieu tout au long de l'histoire de Mars et parfois avec de grandes amplitudes (Laskar *et al.*, 2004). Madeleine *et al.* (2009) révèlent également que, lors des périodes de haute obliquité, les accumulations de glace se déposent préférentiellement dans les régions équatoriales et, plus particulièrement, au niveau des actuels dépôts stratifiés riches en sulfates. De plus, le volcanisme hespérien étant très important, la glace déposée à cette période comportait probablement une forte concentration en poussière. Il est donc plausible que la sublimation de ces anciennes accumulations de glace ait libéré d'énormes quantités de sédiments.

D'un point de vue chimique, la composition globalement basaltique des dépôts stratifiés équatoriaux, l'enrichissement en soufre et la présence de la jarosite sont compatibles avec une formation dans un milieu fermé, acide, et avec un faible rapport eau/roche. Cet environnement particulier correspond très bien à celui observé dans les couches de glace terrestres enrichies en matériaux volcaniques. Au contraire des sédiments analysés dans les glaciers terrestres et sur la calotte Nord de Mars, les dépôts équatoriaux ont cependant subi une diagénèse. Celle-ci va sans doute entrainer certaines transformations minéralogiques qui peuvent être à l'origine de la formation des oxydes de fer et des sulfates mono-hydratés.

Ces différents arguments semblent donc montrer que, si aucune certitude ne peut être avancée, un mode de formation glaciaire des sulfates équatoriaux est cependant très plausible. Afin de reproduire au mieux ces dépôts, il semble qu'un important couplage entre la formation des glaces et l'activité volcanique soit nécessaire. Celui-ci est tout à fait compatible avec l'histoire géologique martienne (Chap. 1.2).

Un dernier problème est cependant soulevé par Hynek (2009). En effet, les particules déposées sur un glacier sont généralement sous forme de poussière ou d'aérosols. Une fois libérées, celles-ci ne peuvent pas s'accumuler sous forme de dunes. Herkenhoff et Vasavada (1999); Storrs *et al.* (1988) suggèrent cependant que ces différentes particules se regroupent en agrégats de la taille de grains de sable.

La formation possible de ces agrégats mériterait cependant d'être étudié plus en détails. De même, différentes études pourraient permettre de mieux évaluer la plausibilité d'un mode de formation glaciaire des sulfates équatoriaux comme : l'analyse minéralogique et chimique plus précise des particules piégées dans les glaciers terrestres lors des éruptions volcaniques, la reproduction de ce phénomène dans des conditions expérimentales et la recherche et la description de morphologies glaciaires à l'équateur.

Conclusion générale

Depuis le début de l'exploration martienne par des instruments de spectro-imagerie (OMEGA et CRISM), d'importants dépôts de sulfates ont été détectés, principalement à l'équateur et à proximité de la calotte polaire Nord de Mars. L'apparition de ces sulfates semble marquer une transition importante dans l'évolution de la planète entre le Noachien et l'Hespérien. Divers indices paraissent ainsi révéler une période noachienne au climat chaud et humide, entrainant la formation de phyllosilicates, et une période hespérienne et amazonienne au climat froid et sec, où se forment les sulfates. Niles et Michalski (2009) suggèrent que les sulfates équatoriaux martiens se sont formés à l'intérieur d'anciens dépôts de glace, puis se sont libérés et accumulés en surface après sublimation des glaciers. Cette thèse, commencée en septembre 2007, proposait donc d'évaluer la plausibilité de cette hypothèse glaciaire, par l'étude des dépôts de sulfates équatoriaux situés sur des terrains dits « chaotiques », et par l'analyse des liens éventuels pouvant exister entre la calotte polaire Nord et ses dunes circum-polaires riches en gypse.

Les principales accumulations de sulfate détectées sur Mars se situent à l'équateur sur des terrains très variés : dans les canyons de Valles Marineris, sur certaines surfaces des terrains chaotiques et sur les plaines de Meridiani. Malgré la diversité de ces terrains et la large surface qu'ils occupent, les sulfates détectés dans ces trois régions sont extrêmement similaires. Ils se présentent sous la forme de dépôts stratifiés clairs, parfois de plusieurs kilomètres d'épaisseur, constitués d'un mélange de sulfates mono- et poly-hydratés et d'oxydes de fer.

L'analyse morphologique et minéralogique détaillée des sulfates observés sur les terrains chaotiques montre que ceux-ci présentent tous une stratigraphie semblable. Celle-ci est constituée de différentes strates comportant des proportions variables de sulfates mono-hydratés (probablement de la kiesérite), d'oxydes de fer, et de minéraux hydratés tels que des oxydes de fer ou des sulfates poly-hydratés. Une strate à la base des dépôts présente également une signature spectrale particulière qui pourrait être attribuée à un hydroxysulfate ferrique. L'étude morphologique de ces affleurements montre également une érosion importante, majoritairement d'origine éolienne, qui entraîne la libération des oxydes de fer et leur accumulation, sous la forme de cônes de débris au pied des falaises, et de dunes sombres recouvrant les dépôts (Massé *et al.*, 2008). La surface de ces dépôts et des régions alentours montre également des morphologies qui pourraient s'expliquer par des processus glaciaires.

Les sulfates présents sur les terrains chaotiques semblent donc très similaires aux dépôts observés dans Valles Marineris et sur Meridiani Planum. Un mode de formation glaciaire de ces sulfates permettrait d'expliquer la présence d'une quantité énorme de dépôts, dans trois environnements extrêmement différents et sur de larges surfaces. La chimie des

roches analysées par le rover Opportunity sur Meridiani Planum indique également une formation dans un milieu acide et présentant un faible rapport eau/roche, compatible avec un environnement glaciaire (Berger *et al.*, 2009; Hurowitz et McLennan, 2007). Si ce modèle semble bien fonctionner et qu'aucune indication ne permet de l'éliminer, aucune preuve certaine ne permet non plus réellement de le confirmer.

L'identification du mode de formation des sulfates trouvés dans les dunes circum-polaires apporte cependant des indications sur les interactions pouvant avoir lieu actuellement entre la glace et les sédiments qui y sont piégés. La deuxième partie de cette thèse s'est donc penchée sur l'origine du gypse trouvé au niveau de la calotte polaire Nord.

L'analyse détaillée et à haute résolution d'une partie de cette calotte révèle que le gypse présent dans les dunes circum-polaires provient directement de la calotte polaire elle-même (Massé *et al.*, 2010). L'extension de cette étude à l'intégralité de la calotte polaire montre que la présence de gypse n'est pas restreinte à une partie du champ de dune, mais se trouve sur tous les sédiments superficiels polaires : le champ de dunes circum-polaire, les champs de dunes intérieurs, les sédiments s'échappant de la calotte, et les sédiments formant une pellicule superficielle à la surface de la glace. L'étude morphologique de la calotte indique que les particules riches en gypse se sont libérées de la calotte au niveau des dépressions en spirale et des escarpements marginaux, et par l'ablation verticale de la glace au niveau d'Olympia Planum. Les sédiments ainsi libérés sont entrainés par le vent et s'étalent autour et à la surface de la calotte.

Si les sulfates proviennent de l'intérieur de la calotte, ceux-ci se sont donc formés soit dans l'atmosphère avant le dépôt, soit dans la glace elle-même par des processus post-dépôt. Les analyses chimiques réalisées sur les glaces antarctiques terrestres révèlent que des réactions post-dépôt peuvent en effet avoir lieu dans la glace, et que celles-ci produisent prioritairement des sulfates (Iizuka *et al.*, 2008).

Cette deuxième étude montre donc que la formation de sulfates par des processus glaciaires est plausible sur Mars, et se révèle également compatible avec les observations faites sur des analogues terrestres. Divers arguments montrent que ce processus est plausible, bien que difficile à prouver, pour expliquer la formation des sulfates équatoriaux anciens.

Tout d'abord, il parait très probable que d'importants dépôts de glace aient existé dans le passé aux basses latitudes. En effet, Laskar *et al.* (2004) montrent que des variations d'obliquité ont eu lieu tout au long de l'histoire géologique martienne, et parfois avec de grandes amplitudes. Madeleine *et al.* (2009) révèlent également que, lors des périodes de hautes obliquité, des accumulations kilométriques de glace ont pu se déposer à l'équateur. Ces modèles climatiques montrent particulièrement une localisation de ces dépôts à proximité de l'emplacement actuel des sulfates équtoriaux. La plausibilité de ces anciens dépôts de glace est renforcée par l'observation récente de morphologies typiquement glaciaires aux basses latitudes (Pacifici *et al.*, 2009; Warner *et al.*, 2010; Mège et Bourgeois, 2010).

Un processus de formation glaciaire permettrait également de reproduire la chimie des affleurements analysés par Opportunity, et la minéralogie globale des dépôts équatoriaux. Ces caractéristiques sont particulièrement compatibles avec l'environnement formé par les couches de glace riches en matériaux volcaniques observées sur Terre. Cette impor-

tance du volcanisme est cohérente avec l'évolution géologique martienne telle qu'elle est connue actuellement, l'Hespérien étant caractérisé par un volcanisme très étendu.

Ces différentes observations montrent donc que, si les autres modes de formation proposés ne peuvent être définitivement exclus, une origine glaciaire des sulfates équatoriaux martiens est plausible. Cette origine implique que, durant l'Hespérien, d'importants dépôts de glace se sont déposés à l'équateur, et sont reliés à un volcanisme important. La prédominance au Noachien des processus aqueux, de la formation des phyllosilicates, des cratères d'impact et du volcanisme, serait donc remplacée à l'Hespérien par une contribution majoritaire des processus glaciaires et volcaniques, impliquant la formation de sulfates.

Différentes études sont nécéssaires pour compléter ces résultats et apporter de nouveaux arguments sur la plausibilité d'un mode de formation glaciaire des sulfates martiens.

Tout d'abord, d'un point de vue minéralogique, si les dépôts de sulfates équatoriaux sont le résultat de l'interaction entre un matériel volcanique et de la glace, il serait intéressant d'étudier plus en détail la chimie et la minéralogie des couches volcaniques présentes dans les glaciers terrestres. En effet, dans la littérature, celles-ci sont généralement étudiées par leur concentration en SO_4^{2-} ou leur pH, mais il existe peu d'analyses minéralogiques. Une étude plus détaillée de ces analogues terrestres permettrait de mieux évaluer si la minéralogie des particules présentes dans ces environnements est compatible avec celle des dépôts équatoriaux martiens.

Il serait également important de mieux contraindre par des expériences en laboratoire les processus post-dépôt qui pourraient être à l'origine de la formation de sulfates. Ces expérimentations pourraient par exemple consister dans la reproduction de cycles de condensation et de sublimation de glace d'eau, dans des conditions atmosphériques martiennes, et d'en observer l'impact sur les poussières volcaniques piégées dans la glace.

La caractérisation des autres minéraux piégés dans la calotte polaire Nord de Mars pourrait également permettre de mieux contraindre les processus à l'origine de la formation de tous ces minéraux. Les signatures spectrales de ces autres constituants sont cependant faibles et mélangées à celles de la glace. C'est pourquoi celles-ci seraient plus facile à identifier s'il était possible de les comparer à des spectres de laboratoire de différents mélanges minéraux/glace. Les minéraux choisis pour ces expériences pourraient être ceux typiquement trouvés dans les glaciers terrestres, ou ceux identifiés par Phoenix sur le sol boréal martien.

L'analyse plus fine des minéraux piégés dans la calotte pourrait également consister en une observation des variations de cette minéralogie ou de la concentration de ces consituants entre les différentes couches de glace. Celles-ci pourraient permettre d'identifier d'éventuels changements climatiques durant la formation de la calotte polaire.

Enfin, il est à noter que les sédiments libérés de la calotte polaire Nord ou analysés dans les carottes de glace terrestres n'ont pas subi de diagénèse, contrairement aux dépôts équatoriaux martiens. Il serait donc primordial de mieux contraindre les effets de cette diagénèse sur la minéralogie des particules issues de la glace. Celle-ci pourrait entre autre être à l'origine de la formation des oxydes de fer ou des sulfates mono-hydratés, observés

dans les dépôts équatoriaux, après leur libération de la glace.

Différentes perspectives s'ouvrent également du point de vue de l'étude morphologique de Mars.

Tout d'abord, la présence de quantités importantes de glace équatoriale dans le passé pourrait être confirmée par une analyse plus détaillée des morphologies glaciaires potentielles observées par exemple dans les régions de Valles Marineris ou d'Ares Vallis. Cette étude pourrait passer par l'observation d'analogues terrestres ou par la reproduction de ces formes dans des conditions expérimentales.

Enfin, l'étude de la calotte polaire montre que les dépressions en spirale et les escarpements marginaux sont étroitement liés à la libération des sédiments riches en sulfates. La genèse et l'évolution de ces formes restent, à ce jour, mal comprises. Une étude statistique de leur morphologie est en cours. Cette étude sera complétée par l'utilisation de la modélisation numérique, permettant ainsi de mieux appréhender les paramètres (vitesse du vent, densité de l'atmosphère, granulométrie de la glace, taux d'accumulation et d'ablation,...) qui contrôlent la géométrie et la dimension de ces formes.

Annexe A

Méthode d'intégration des images martiennes dans un SIG

Le document présenté dans cette annexe a pour but de rassembler les différentes informations nécessaires à l'intégration d'images martiennes dans un Système d'Information Géographique (ou SIG). Il correspond donc à un « livre de recettes de cuisine » à destination des autres utilisateurs de ce type d'images.

Les solutions proposées ne sont pas exhaustives et concernent principalement la projection et le géoréférencement des données THEMIS, MOC, HiRISE, CTX, CRISM et OMEGA. L'intégration de ces images est réalisée à l'aide du logiciel ArcMap.

A.1 Outils

La plupart des informations utiles, programmes, et réponses aux différents problèmes rencontrés se trouvent sur le forum isis (`http://isis.astrogeology.usgs.gov/IsisSupport`). Il est nécessaire d'être inscrit pour pouvoir télécharger la plupart des programmes et documents fournis.

A.1.1 Où trouver les données ?

La plupart des sites permettant de trouver les différentes données martiennes disponibles, et plus ou moins prêtes à être utilisées sur un SIG, sont recensés sur le forum ISIS (`http://isis.astrogeology.usgs.gov/IsisSupport/viewtopic.php?t=1166&sid=7aa76ff7c740b87c85a580daa05321ae`).

L'intégralité de ces données est disponible sur les archives de la NASA (`http://pds-imaging.jpl.nasa.gov/`) et de l'ESA (`http://www.rssd.esa.int/index.php?project=PSA`). Cependant, les images recherchées sont parfois difficiles à localiser dans ces archives.

A.1.1.1 Images globales

Pigwad : Le ftp du site Pigwad (`ftp://ftpflag.wr.usgs.gov/dist/pigpen/mars`) fournit de nombreuses images globales ou mosaïques (planète entière, pôles...) provenant de différents instruments comme MOC, THEMIS, CTX, MOLA, TES, IRTM, GRS,... Ces images globales peuvent être, entre autres, très utiles pour démarrer un SIG avec les bonnes propriétés. Par exemple, les images MOC globales en geotiff ou les images MOLA en ESRI GRID fournies sur Pigwad, possèdent le système de coordonnées et de projection le plus couramment utilisé pour Mars. L'intégration de ces images dès la création du SIG permet donc de donner ces propriétés à l'ensemble du document.

Pigwad fournit également les traces (« footprints ») de plusieurs types de données (MOC, THEMIS, HRSC, HiRISE, CTX, SHARAD). En général, l'outil « identify » de ArcMap, utilisé sur l'une de ces traces, permet d'accéder directement au lien internet permettant de télécharger l'image recherchée.

Pigwad fournit enfin de nombreuses autres données très utiles à intégrer dans un SIG martien comme la nomenclature des sites, les cartes géologiques,...

Les données de ce site, et particulièrement les « footprints » sont régulièrement mises à jour.

Map-a-planet : ce site (`http://www.mapaplanet.org/explorer/mars.html`) fournit des images globales provenant des instruments MOC, TES et MOLA. Ces images sont en jpg mais le site donne également le fichier « worldfile » jgw associé afin de pouvoir intégrer directement l'image dans un SIG. Pour chaque type de données, il est tout d'abord possible de charger une image globale de la planète à basse résolution, ou quelques zooms à une résolution plus élevée. Il est ensuite possible de commander gratuitement des images globales à plus haute résolution.

A.1.1.2 Images individuelles

Plusieurs sites peuvent être utilisés pour acquérir les différentes données martiennes :

`http://themis.asu.edu/maps` **:** Ce site permet de trouver et d'acquérir, à partir d'une carte, les données : THEMIS, CTX, HiRISE, MOC et Viking. Les cartes de sélection n'existent cependant pas en projection polaire et sont donc peu pratiques pour l'étude des régions polaires.

`http://ode.rsl.wustl.edu/mars/` **:** Même chose pour les images CRISM, SHARAD, MRO gravity/radio science, HiRISE, CTX, HRSC, MARSIS, OMEGA. Il faut tout d'abord choisir le type de données voulu dans « data product search », puis sélectionner sur la carte ou dans la table l'image voulue. Il n'est pas nécessaire d'utiliser l'outil « download », il suffit de cliquer à droite pour télécharger l'image (téléchargement qui peut par contre être très long).

`http://hirise.lpl.arizona.edu/` **:** Images HiRISE.

`http://crism-map.jhuapl.edu/` **:** Images CRISM avec une bonne visualisation de la localisation des cubes (mais qui n'est pas toujours mis rapidement à jour).

`http://www.msss.com/moc_gallery/` **:** Site Malin Space Science System pour les images MOC.

A.1.2 Logiciels et scripts utilisés

ArcMap : Avec toutes les extensions si possible et un arc tool box qui fonctionne. Ne fonctionne que sous windows.

IDL/ENVI : Fonctionne sous linux, windows, Unix et OSX.

ISIS : Il existe deux versions d'ISIS : ISIS2 et ISIS3 qui ne s'utilisent que sous linux. Il est préférable de pouvoir utiliser ces deux versions car les différents programmes qu'ils contiennent peuvent être différents et sont tous utiles. La plupart des images martiennes peuvent être traitées sous ISIS3 mais les données obtenues sur Titan, par exemple, ne peuvent être traitées que sur ISIS2. Le site `http://isis.astrogeology.usgs.gov/` permet de télécharger ces deux logiciels, de consulter différentes documentations, et de chercher les différents programmes à utiliser et leurs caractéristiques.

Pour utiliser ISIS les données doivent être en cubes ISIS (.cub). Certains sites fournissent les données martiennes dans ce format. Sinon, des programmes ISIS convertissent le format initial de l'image en cube ISIS. De même, après avoir effectué les traitements voulus, d'autres programmes permettent d'exporter les cubes ISIS en d'autres formats.

Les programmes de traitement d'images proposés par ISIS sont, soit applicables à différents types d'images, soit spécifiques à une mission. Il existe par exemple des traitements particuliers pour les images MER, MGS (MOC), Mars Odyssey (THEMIS), MRO (CTX, HiRISE, MARCI), MESSENGER, Viking...

ISIS ne s'utilisant que sous linux, il est pratique de pouvoir accéder à distance aux ordinateurs linux avec des logiciels comme xming et putty puis, de pouvoir transférer facilement les données d'un ordinateur à l'autre avec des logiciels comme WinSCP.

THMPROC : THMPROC est un logiciel permettant de traiter uniquement les images THEMIS infrarouge (`http://thmproc.mars.asu.edu/`). Il est nécessaire de se créer un compte pour l'utiliser, ce compte peut aussi s'utiliser pour le logiciel JMARS. Les données THEMIS infrarouge peuvent permettre d'accéder à de nombreuses informations. THMPROC peut extraire toutes ces informations dans de nombreux formats.

La page principale va recenser tous les processus effectués ou le niveau d'avancement du processus en cours. Pour démarrer un nouveau processus il faut cliquer sur le bouton « start new processing task » sur la page principale.

Entrer les ID des images souhaitées dans « image ID » sous la forme Ixxxxxyyy (ces images peuvent être facilement sélectionnées au préalable sur le site `http://themis.asu.edu/maps`). Plusieurs images peuvent être traitées en même temps. La boite « job description » permet de mettre un texte qui pourra aider par la suite à identifier les images résultantes et le traitement effectué.

La boîte « standard processing » permet de sélectionner les traitements voulus :

- UDDW : corrige des variations de valeurs dues aux changements de température du détecteur infrarouge (la bande 10 ne change pas).

- Unslant : Enlève la plupart des espaces noirs présents sur les images projetées en recréant l'image de façon à ce qu'elle corresponde à un rectangle aligné en x et en y (l'image n'est donc plus projetée). Cette étape est nécessaire pour effectuer le traitement suivant car les données sont ainsi moins lourdes à traiter.

- Deplaid : Filtre.

- Auto-radcorr : Enlève la radiance émise par l'atmosphère sur les images de radiance THEMIS.

- Unrectify : Cette étape permet de revenir à l'image projetée (indispensable pour le SIG !).

En général il est donc préférable de cocher toutes les étapes de cette boîte.

La boîte « projection » permet de choisir le type de projection voulu, ces propriétés doivent être choisies suivant les propriétés du SIG utilisé. Le type de projection peut être sinusoïdal, cylindrique (même chose que equirectangular) ou polaire (ne fonctionne pas). Les SIG martiens sont en général en « simple cylindrical », et dans ce cas il faut donc choisir cette projection. « Meridian » correspond à la longitude du meridian central (souvent 0). « Latsys » correspond au type de projection en latitude qui peut être planetocentrique (le plus courant) ou planetographique. Le type de longitude peut être un SIG dont les longitudes vont de 0 à 360° ou de -180 à 180° (le mieux sur ArcMap). La résolution correspond à la résolution en km/px des données projetées, la résolution par défaut est la plus appropriée.

Avec la boîte « cropping » il est possible de ne choisir qu'une partie de l'image (par défaut l'image entière est choisie).

« Output » permet de choisir les caractéristiques de l'image de sortie. Tout d'abord, à partir des THEMIS infrarouge il est possible d'obtenir des données de radiance, température de brillance, température de surface et d'émissivité. Une fois le ou les types de données choisis, il faut sélectionner le format du fichier. Ce format peut être : un cube ISIS (.cub) en 32 bits qui conservera alors les valeurs des données étudiées ; différents formats (png, jpg, tiff et cub) en 8 bits où il sera impossible d'avoir les valeurs réelles des données qui seront rééchantillonnées entre 0 et 255 ; le format 3-band DCS permet d'obtenir une composition colorée de trois bandes sélectionnées. Les donnée THEMIS infrarouge comportant 10 bandes il faut choisir une de ces bandes pour les formats 8 et 32 bits. C'est généralement la bande 9 qui est choisie pour les THEMIS ir de jour et la bande 2 pour les THEMIS ir de nuit. En 32 bits il est également possible de créer des « backplanes », c'est-à-dire qu'il y a création d'un cube supplémentaire qui comprend les informations cochées (comme la latitude, la longitude, l'angle d'émission...) pour les images sélectionnées.

Après avoir soumis la demande de traitement, le site revient sur la page principale indiquant au fur et à mesure le statut de la requète. Quant le statut affiche « complete » il est possible de revoir les différentes caractéristiques demandées en allant sur « view ». Enfin, en cliquant sur « complete » il est possible de prévisualiser l'image ou de la télécharger.

Scripts PERL :

Des scripts écrits en perl sont disponibles sur le site de pigwad (`http://webgis.wr.usgs.gov/pigwad/tutorials/scripts/perl.htm`). Ces scripts sont indispensables !

Les scripts en perl sont faciles à ouvrir sous une machine linux. ArcMap ne fonctionnant que sous windows il est donc plus pratique d'utiliser ces scripts sous windows. Il suffit pour ça d'installer ActivePerl (`http://www.activestate.com/Products/activeperl/index.mhtml`). Une fois ce logiciel installé les scripts se lancent sous Dos.

- *isis2world et pds2world :* Les deux scripts perl les plus utiles fournis par pigwad sont isis2world.pl et pds2world.pl. Ces deux programmes permettent d'extraire un fichier « worldfile » à partir de cubes ISIS (isis2world) ou d'un format pds comme les .img, .qub ou .jp2 (pds2world). Un fichier worldfile indique la localisation d'une image sur la planète. Il est en mètres et se présente sous cette forme (`http://isis.astrogeology.usgs.gov/IsisSupport/viewtopic.php?t=328`) :

Ligne 1 : dimension x d'un pixel.

Ligne 2 : paramètre de rotation autour de l'axe y.

Ligne 3 : paramètre de rotation autour de l'axe x.

Ligne 4 : valeur négative de la dimension y d'un pixel.

Ligne 5 : coordonnée en x du centre du pixel supérieur gauche.

Ligne 6 : coordonnée en y du centre du pixel supérieur gauche.

Les fichiers worldfile peuvent être rattachés à différents types d'images permettant ainsi de nombreuses utilisations sous ArcMap, Envi...

Pour faire fonctionner ces programmes :

- Ouvrir un terminal Dos : aller dans démarrer, exécuter, taper cmd.

- Dans le terminal se déplacer dans le dossier où sont enregistrés les programmes. Les images à traiter doivent être dans ce même dossier.

- Taper : perl isis2world.pl (ou pds2world.pl) -(lettre différente suivant le fichier voulu)

input.cub (pour isis2world, .img, .qub ou .jp2 pour pds2world). La lettre mise après le - correspond au type de fichiers voulu, ces différentes possibilités s'affichent en tapant dans la ligne de commande simplement le nom du programme.

Le -g crée un .gfw qui doit être associé par la suite à un .gif.

Le -t crée un .tfw qui doit être associé par la suite à un .tiff (renommer le .tiff en .tif avant de le passer sous ArcMap).

Le -j crée un .jpw qui doit être associé par la suite à un .jpeg (à renommer en jpg).

Le -J (pour pds2world) pour les .jp2.

Le -P (pour pds2world) pour les .png.

Le -c donne un .hdr, celui-ci peut être lu dans Envi à condition de renommer le .cub (ou autre) de départ en .bil.

Le -e donne un .rww et un .raw qui, joint au fichier de départ, permettent de l'ouvrir directement sous ArcMap.

Il convient cependant de faire attention, les worldfiles définissent où l'image se situe mais ne définissent pas de projection. Avant de passer l'image sous ArcMap il faut donc définir un système de projection associée à cette image (le même que le SIG) en allant dans les propriétés de cette image sous ArcCatalog.

Une fois le « worldfile » créé et le système de projection défini, l'image se cale parfaitement dans le SIG !

readmoc.exe : (`ftp://ida2.wr.usgs.gov/cdroms1/MGSC_1110/software/pcwin/`) Script s'utilisant sous Dos et permettant de décompresser les images MOC. Les images MOC sont en effet fournies en .imq et doivent être repassées en .img.

Scite : petit logiciel se téléchargeant sur Internet et permettant d'ouvrir un programme écrit dans n'importe quel langage de programmation de manière lisible.

7-zip : petit logiciel se téléchargeant sur Internet et permettant de dé-zipper à peu prés tous les différents types de fichiers compressés existant (ce qui n'est pas le cas d'outils comme winrar).

A.2 Système d'Information Géographique (SIG)

Le SIG doit comporter un système de coordonnées géographiques et un système de coordonnées projetées.

A.2.1 Systèmes de coordonnées géographiques

Le système de coordonnées géographiques (GCS) utilise une surface sphérique pour définir des localisations sur la planète. Il correspond à un système de référence qui utilise la latitude et la longitude pour définir la localisation de points à la surface d'une sphère ou d'un sphéroïde (= ellipsoïde). La définition d'un système de coordonnées géographiques inclut un datum, un méridien principal (ligne de longitude 0) et une unité angulaire. Lorsque la forme de la planète est approximée par un sphéroïde on utilise en

effet un datum (ou système de référence géodésique), celui-ci comprend la définition de ce sphéroïde ainsi que sa position par rapport au centre de la planète.

Deux systèmes de coordonnées géographiques martiens ont été définis en 1971 par l'IAU (International Astronomical Union) :

1- La longitude est mesurée positivement vers l'est, dans la direction de la rotation de Mars. La latitude est « planetocentrique », c'est-à-dire que la latitude d'un point spécifique à la surface est définie par un angle entre le plan équatorial et la ligne allant du centre de Mars à ce point.

2- La longitude est mesurée positivement vers l'ouest. La latitude est « planétographique », c'est-à-dire que la latitude d'un point spécifique en surface est définie par l'angle entre le plan équatorial et la normale à la représentation elliptique de Mars à ce point.

Deux représentations de Mars sont également possibles : une sphère ou un ellipsoïde. L'IAU a défini en 2000 un système de coordonnées géographiques martien, où l'ellipsoïde le plus représentatif de la forme de Mars possède un axe semi-majeur de 3396.19 km et un axe semi-mineur de 3376.20 km. Ce système IAU2000 est souvent référencé sous le nom de Mars_2000. Le système sphérique correspond à une sphère de 3396.19 km de rayon et est généralement référencé sous le nom de Mars_2000_sphere. Pour un système sphérique, les latitudes en planétocentrique ou planétographique sont les mêmes. Ces deux systèmes sont disponibles sur Pigwad (`http://webgis.wr.usgs.gov/pigwad/tutorials/planetarygis/arcmap_projections.htm`) et peuvent ainsi être ajoutés sous ArcMap (si la version d'ArcMap ne les contient pas déjà).

Le système de longitude peut également être affiné. Il peut en effet être défini de 0 à 360° ou entre -180 et +180°. Il semble que ArcMap préfère une longitude allant de -180 à 180° avec une longitude centrale (et donc méridien principal) de 0°.

A.2.2 Systèmes de coordonnées projetées

Un système de coordonnées projetées est défini sur une surface plane. La conversion de positions géographiques d'une surface courbe à une surface plane nécessite l'utilisation d'une formule mathématique appelée projection cartographique. Un système de coordonnées projetées, contrairement à un système de coordonnées géographiques, possède des longueurs, angles et aires constants sur les deux dimensions. Dans ce système, les localisations sont identifiées par des coordonnées x et y dans une grille dont l'origine se trouve au centre de la grille.

La projection cartographique est donc une transformation mathématique permettant de représenter dans un plan des éléments en 3 dimensions. Ce processus entraîne l'altération de la forme, de l'aire, des distances et des directions des éléments cartographiés. Plusieurs types de projection existant, il faut donc choisir celle permettant de représenter le mieux possible la portion de la planète étudiée.

La projection la plus couramment utilisée pour Mars est une projection cylindrique nommée « simple cylindrical » (ou « equirectangular » ou « equidistant cylindrical » ou « rectangular » ou « Plate carrée ») et correspond à un cylindre drapé autour de Mars. Ce type de projection cylindrique permet de couvrir la totalité de la surface de la planète. La carte résultante est rectangulaire et correspond à une grille où tous les rectangles sont égaux : ses méridiens sont tous verticaux et équidistants, ses parallèles sont tous equidistants et horizontaux et tous les angles sont donc à 90°. Le cylindre sera généralement

choisi comme étant tangent à la ligne équatoriale. La ligne équatoriale ne présentera donc aucune distorsion mais cette distorsion augmentera vers les pôles.

La projection cartographique en elle-même n'est pas suffisante pour définir le système de coordonnées projetées, différents paramètres sont également à définir. Pour une projection « equidistant cylindrical » ArcMap demande de compléter les paramètres suivants :

- False Easting : correspond à l'origine de l'axe x (généralement 0).

- False Northing : correspond à l'origine de l'axe y (généralement 0).

- Central Meridian : le méridien central correspond au méridien passant par l'origine des coordonnées x (généralement 0).

- Standard Parallel : les parallèles standards correspondent aux parallèles tangents ou sécants au système de projection choisi. Dans le cas d'une projection cylindrique simple il n'existera qu'une ligne tangente au cylindre qui correspondra à l'origine des coordonnées y (généralement l'équateur donc 0). Cette ligne sera donc la seule où il n'existera pas de distorsion.

Certaines données martiennes sont également parfois fournies en projection sinusoïdale. Cette projection a pour particularité de conserver les aires. De même que pour la projection précédente, la distorsion sera nulle à l'équateur et deviendra très importante vers les pôles. Les paramètres demandés pour cette projection sont : « false easting », « false northing » et « central meridian ». Cette projection n'est cependant généralement pas utilisée comme représentation sur le SIG.

Ces deux types de projection sont cependant très peu pratiques pour étudier les régions polaires. Sous ArcMap, il est donc possible de changer la projection afin de l'adapter à la zone étudiée. Ce changement se fait dans les propriétés de « layer », « data frame properties », « modify » puis aller dans « projection » et choisir le type de projection et ses propriétés. Pour les régions polaires la projection la plus adaptée est la « polar stereographic » où le point central sera soit le pôle nord soit le pôle sud.

La projection la plus utilisée est la projection cylindrique qui utilise une sphère. De plus, si les images sont générées sous ISIS, celui-ci ne supporte qu'une représentation sphérique pour les projections cylindriques et sinusoïdales. Le système Mars_2000_sphere sera donc le plus utilisé tandis que le système elliptique défini par l'IAU sera beaucoup plus rarement choisi.

Les paramètres les plus couramment utilisés dans un SIG global seront donc : système Mars_2000_sphere (unité d'angle = degrés (0.017453292519943299), méridien de référence = 0, axe semi-majeur = 3396190,00, axe semi-mineur = 3396190,00), projection de base : GCS_Mars_2000_Sphere.

Sources :

`http://webhelp.esri.com/arcgisdesktop/9.2/index.cfm?TopicName=About_geographic_coordinate_systems`

`http://support.esrifrance.fr/documents/generalites/projections/Generalites/Generalites.htm`

`http://www.progonos.com/furuti/MapProj/Normal/TOC/cartTOC.html`

A.3 Méthodes

Afin d'intégrer les différentes données martiennes sur un SIG avec une projection correcte, différentes méthodes vont être utilisées en fonction des données utilisées.

A.3.1 THEMIS

Il est intéressant d'insérer au préalable les « footprints » des images THEMIS (téléchargeables sous Pigwad) sous ArcMap. Ainsi, il est possible en cliquant sur la trace de l'image qui nous intéresse d'arriver directement sur le lien Internet nous permettant de télécharger l'image.

THEMIS est une caméra multispectrale divisée en deux parties :

THEMIS visible : La partie visible comprend 5 bandes à 0.425 μm, 0.540 μm, 0.654 μm , 0.749 μm et 0.860 μm. La résolution de ces images est de 18m/pixel.

Sur le site de THEMIS (`http://global-data.mars.asu.edu/bin/themis.pl`) les images THEMIS visibles sont fournies avec différentes caractéristiques :

- ABR (Apparent Brightness Record) : Cette image est dérivée de la bande 3 du cube.
- RDR (Reduced Data Record) : Ces données contiennent la version radiométriquement calibrée de THEMIS.
- EDR (Experimental Data Record) : correspond aux données THEMIS brutes.
- GEO (Geometrically Registered Record) : Ce fichier contient la version RDR de THEMIS (bande 3) mais avec une projection géométrique. Les THEMIS visibles étant données déjà projetées, c'est donc le fichier GEO qui va être utilisé pour passer ces images sous un SIG.

Afin d'importer les images THEMIS visibles sur ArcMap il faut donc :

1) Enregistrer le fichier GEO et le label associé. Ce fichier GEO a un format cube ISIS (.CUB). Le lien permettant de charger l'image voulue est directement disponible en cliquant sur le « footprint » de l'image sous ArcMap. Ces footprints sont disponibles sous Pigwad et peuvent être insérés sous ArcMap.

2) Utiliser isis2world.pl afin de créer un fichier ERDAS (.raw) et le « worldfile » associé (.rww). Ces deux fichiers sont reconnus sous ArcMap et les informations géométriques sont présentes dans le .rww. Pour obtenir ces fichiers avec isis2world.pl taper sous Dos cette ligne de commande : perl isis2world.pl -e inputcube.CUB

3) Le système de projection, voire le système de coordonnées géographiques, est généralement différent des systèmes utilisés sur notre SIG. Les systèmes utilisés pour l'image étudiée sont décrits dans le label téléchargé. Pour les images THEMIS visibles, le système de projection est soit « sinusoidal », le GCS est alors un GCS_Mars_2000_Sphere classique, soit « polar stereographic », le GCS_Mars_2000_sphere est alors modifié pour un axe semi-mineur polaire. ArcMap est capable de transformer directement (« on the fly ») les systèmes de l'image dans le système du SIG à condition que les systèmes de départ soient parfaitement définis dans les propriétés de l'image.

Afin de définir ces propriétés :

- Ouvrir ArcCatalog.
- Cliquer à droite sur l'image et aller dans properties.

- Dans properties, on peut voir que la partie « spatial reference » est vide. Aller dans edit, puis dans new, projected.

- Pour les images en sinusoïdal : dans la boite projection choisir sinusoïdal. Il faut ensuite compléter les « false easting, northing et standard parallel » qui sont généralement à 0. Le « central meridian » de l'image étudiée est donné dans son label (« center longitude »). Dans la boite linear unit choisir meter. Dans la boite « Geographic Coordinate System » aller chercher le GCS_Mars_2000_Sphere.prj. Appliquer partout. L'image est alors prête et il suffit de la faire glisser de ArcCatalog vers le SIG pour qu'elle s'intègre parfaitement !

- Pour les images en « polar stereographic » : aller également dans « new » et « projected ». Dans la boite projection choisir stereographic_north_pole (dans ce cas le « standard parallel » est à 90) ou stereographic_south_pole (dans ce cas le « standard parallel » est à -90). Les false_easting et false_northing sont généralement à 0 et le central_meridian doit toujours être lu dans le label. Dans la boite linear unit choisir meter. Dans la boite Geographic Coordinate System il faut créer le GCS. Il faut donc aller dans new et créer un fichier nommé par exemple GCS_Mars_2000_Sphere_polar. Dans datum et spheroid garder le nom par défaut (custom). Dans spheroid définir les axes semi-majeur et semi-mineur comme étant égaux à 3376200 m pour un rayon polaire (voir image). L'unité angulaire est en degrés (avec radians per unit = 0,017453292519943299). Dans la boite prime meridien définir le nom comme Reference_meridian et la longitude à 0. Appliquer tous les changements et passer l'image sous ArcMap.

- Ces deux processus un peu longs ne sont vraiment nécessaires que sur les premières images à insérer. Pour les images suivantes, dans spatial reference, edit aller dans import et sélectionner ces images précédemment définies. Il suffira ensuite d'aller dans modify pour ne changer que le central_meridian qui diffère pour chaque image.

- L'image passée sous ArcMap présente un contour noir. La valeur de ces pixel noirs peut être vue par l'outil « identify » puis cette valeur peut être définie comme ne correspondant à une absence de données dans les propriétés de l'image. Cette valeur de contour peut également être supprimée en utilisant l'outil « calculate statistics » dans l'ArcToolbox, il faut alors ajouter cette valeur dans « value to ignore ».

THEMIS infrarouge : La partie infrarouge comprend 10 bandes à 6.78 μm, 7.93 μm, 8.56 μm, 9.35 μm, 10.21 μm, 11.04 μm, 11,79 μm, 12.57 μm, 14.88 μm. La résolution de ces images est de 100m/pixel.

Contrairement aux images THEMIS visibles, les infrarouges ne sont pas disponibles déjà projetées. THMPROC va permettre d'effectuer tous les traitements nécessaires.

Exemple de traitement sous THMPROC :

- S'identifier sous THMPROC et aller dans « Start New Processing ».

- Rentrer les numéros d'identifiant des images voulues dans « Images Ids ».

- Sélectionner tout les « Standard Processing » afin d'obtenir une image propre et bien projetée.

- Choisir la projection et donc, si possible, celle du SIG ! ! Par exemple pour un SIG martien classique : Type : SIMP, Meridian : 0, Latsys : OCENTRIC, Lonsys : -180 :180, Resolution : -.

- Cropping : garder l'image entière ou sélectionner une partie de l'image.

- Output : classiquement on peut par exemple créer une image en température de

brillance, soit en 32 bits pour garder les valeurs (mais plus lourd), soit en 8 bits avec des valeurs réechantillonées entre 0 et 255 (choisir un stretch linéaire pour ne pas avoir de problème de visualisation). Il vaut mieux choisir un 8 bits moins lourd pour ArcMap et charger un 32 bits à ouvrir sous envi pour lire les valeurs. Pour les images infrarouges la bande 9 est généralement choisie. L'image peut, être choisie en cube ISIS et il faut alors utiliser isis2world.pl pour sortir un fichier erdas comme précédemment. Il est également possible d'enregistrer un fichier cube ISIS et une image png, jpg ou, tiff puis de sortir un fichier worlfile pnw, jgw ou tfw avec isis2world et à partir du cube ISIS.

- Après avoir décompressé l'image, la passer sous isis2world.pl pour sortir les fichiers erdas ou les worldfiles des images choisies.

- Pour lire par exemple une image en 32 bits sous envi et voir les valeurs de l'image : utiliser isis2world.pl avec -c, changer à la main le .QUB en .bil, ouvrir l'image sous envi et dans le header de l'image changer le « data type » en floating point et l'« interleave » en BSQ.

- Sur ArcCatalog aller dans les propriétés de l'image, spatial, edit et importer les propriétés de n'importe quelle image qui a les caractéristiques du SIG si ce sont les caractéristiques choisies sur THMPROC (par exemple l'image de base choisie pour le SIG et comportant toutes les propriétés voulues). Le meridien central n'est, ici, pas à changer, puisque l'image a été définie comme ayant un méridien central à 0.

A.3.2 MOC

MOC (Mars Orbiter Camera) est divisée en 3 instruments (`http://www.msss.com/mgs/moc/index.html+descriptionsurcepapierhttp://www.msss.com/mars/observer/camera/papers/moc_jgr/moc_jgr.html`) :

- Une caméra à angle étroit donnant des images à haute résolution (entre 1.5 et 12 m/pixel) en noir et blanc.

- Une caméra couleur à angle large permettant des images de contexte à 240 m/pixel.

- Une caméra permettant des images globales quotidiennes (7.5 km/pixel).

Les images MOC peuvent être téléchargées depuis pds ou depuis le site Malin Space Science System (`http://www.msss.com/moc_gallery/`). Il est intéressant également d'insérer au préalable les « footprints » des images MOC (téléchargeables sous Pigwad) sous ArcMap. L'image à télécharger est alors directement accessible en cliquant sur la trace de l'image voulue puis sur le lien internet affiché.

Les images téléchargées doivent être soit les « processed image in PDS .IMG format » soit les « compressed raw data in PDS .IMQ format ». Dans le dernier cas, les images doivent être décompressées avec le script readmoc.exe présenté dans la première partie.

Ces images ne sont pas projetées au départ, il faut utiliser le logiciel ISIS pour les traiter. Il faut donc passer ces images dans un environnement linux puis démarrer ISIS3.

Les deux programmes ISIS utilisés sont mocproc, qui permet de créer une image projetée, puis isis2std qui va permettre de transformer cette image en un fichier png et son worldfile pgw. Les paramètres d'entrée et de sortie des programmes sont visibles sur le site d'ISIS (`http://isis.astrogeology.usgs.gov/Application/`) . Le nom du programme utilisé doit être tapé dans le terminal et une interface s'ouvre.

Pour mocproc, il faut entrer le fichier .img téléchargé et laisser les autres paramètres par défaut. Le programme sort un fichier .cub projeté.

Pour isis2std, mettre en entrée le fichier .cub obtenu et sélectionner le format png en sortie (les autres formats ne fonctionnent pas). Le programme va sortir une image en png et le pgw associé.

Les trois fichiers obtenus (.cub, .png et .pgw) doivent ensuite être repassés sous windows. Le cube ISIS, lu avec un logiciel comme workpad, va permettre de connaître les paramètres de projection et surtout la longitude centrale. Ces images ont une projection sinusoïdale ou polaire. Avant de passer les images sous ArcMap il faut donc définir (comme pour les THEMIS) les paramètres de projection dans ArcCatalog. Dans un cas sinusoïdale, le GCS va être un GCS_Mars_2000_Sphere, la projection sera sinusoïdale et la longitude centrale sera à lire dans le cube.

L'image peut ensuite être passée sous ISIS. Cependant, il existe généralement de légers décalages entre l'image de fond du SIG et les images MOC. Les images MOC se calent par contre très bien entre elles.

A.3.3 HiRISE

HiRISE (High Resolution Imaging Science Experiment) est un des instruments de télédection embarqués à bord de la sonde MRO (`http://hirise.lpl.arizona.edu/teknikos.php`) et permet d'obtenir des images allant jusqu'à 30 cm de résolution par pixel.

Les images HiRISE peuvent être téléchargées sur le site : `http://hirise.lpl.arizona.edu/`. Pour pouvoir insérer ces images sous ArcMap avec un système de projection il faut charger ces images en JP2 PRODUCTS en couleurs ou en noir et blanc. Tous les autres types d'images (JP2 QUICKLOOK ou JPEG PRODUCTS) peuvent être visualisés avec une projection mais n'affichent aucune coordonnée et ne peuvent être utilisés. Il faut prévoir plusieurs heures pour télécharger une image HiRISE. L'image en jp2 doit être accompagnée de son label qui peut être téléchargé en dessous dans « image product information », celui-ci est différent suivant l'option couleur de l'image.

L'image HiRISE ainsi enregistrée est trop lourde pour être insérée sous ArcMap. Il faut donc dégrader sa résolution sous Envi.

- Ouvrir l'image en JP2 sous Envi.

- Sous Envi, aller dans Basic tools, resize data.

- Choisir l'image dans la fenêtre qui est apparue.

- Dans la fenêtre qui s'affiche ensuite, cliquer sur « Set output dim by pixel size ». Dans cette fenêtre il est possible de choisir la résolution de l'image. Pour une taille acceptable il faut environ multiplier par 10 la taille des pixels.

- Enregistrer l'image ainsi obtenue en JP2.

- Ce nouveau fichier JP2 n'a pas de « worldfile » associé. Ce fichier va s'obtenir à partir du label enregistré sur le site HiRISE en utilisant pds2world. La ligne de commande sous Dos est alors : perl pds2worlds.pl -J inputhirise.LBL.

- Faire attention à ce que le nouveau fichier JP2 dégradé et le worldfile j2w obtenu aient le même nom. Comme pour les images précédentes il faut définir les propriétés spatiales de l'image sous ArcCatalog. Les propriétés de l'image peuvent être lues dans le label. Les images HiRISE sont soit en équirectangulaire, soit en stéréographique polaire. Les propriétés de l'image se définissent donc comme pour les images précédentes (en polaire voir l'explication THEMIS).

- L'image ainsi insérée sous ArcMap n'est ainsi pas trop lourde mais garde une résolution intéressante.

Les images HiRISE dont le software_name (mis dans le label) contient « PDS_to_JP2 » fonctionnent, celles notées isis3 non. Dans le cas où elles foncionent il suffit de les ouvrir dans envi et de les réenregistrer en jpeg (et jgw).

A.3.4 CTX

L'instrument CTX (Context Camera) permet d'obtenir des images de contexte des images HiRISE. Ces images sont en noir et blanc et possèdent une résolution de 6m/pixel pour une trace d'environ 30 km de largeur (`http://www.msss.com/mro/ctx/`).

Ces images sont, pour l'instant, fournies sans aucune projection ni coordonnées. Il est cependant possible de les projeter à l'aide d'ISIS. Un programme, donné sur le forum ISIS, groupe les différents programmes à utiliser (difficiles à utiliser). Les images CTX sont à télécharger en .IMG sur PDS. Ces images peuvent être obtenues à partir du site `http://themis.asu.edu/maps` (aller sur « download PDS image ») ou à partir des traces fournies par Pigwad et qui peuvent être insérées sous ArcMap.

Transférer l'image en .img sur une machine linux pour pouvoir la traiter sous ISIS (attention certaines images ne fonctionnent pas).

- Démarrer ISIS.

- Lancer le programme mroctx2isis. Dans la boite de dialogue insérer l'image img chargée, le programme sortira un cube isis.

- Lancer le programme spiceinit et insérer le cube qui vient d'être créé. Laisser tous les paramètres par défaut. Ce programme détermine les « spice kernels » du cube. Ces « spice kernels » correspondent à différentes informations indispensables comme la position du satellite, la position du soleil...

- Lancer ctxcal et insérer le cube créé à l'étape précédente. Ce programme effectue un calibrage radiométrique de l'image.

- Lancer ctxevenodd et insérer le cube créé précédemment. Ce programme enlève les bandes noirs ou bizarres du détecteur. Le cube créé est dit de niveau 1.

- Lancer cam2map et insérer le cube niveau 1. Ce programme projette l'image et la passe au niveau 2. Dans map chercher le système de projection qui convient. La résolution de sortie doit être entrée à la main pour fonctionner (cocher « get resolution user in meters per pixel », à la base 6m/pixel, le bon compromis est 12m/pixel). Il est préférable de dégrader un peu la résolution de départ de l'image sinon celle-ci sera trop lourde pour ArcMap. Laisser tous les autres paramètres par défaut.

- Lancer isis2std et insérer le cube au niveau 2. Ce programme va passer le cube ISIS en un fichier png et son « worldfile » pnw. Importer le cube ISIS niveau 2, le fichier png et son « worldfile » sous la machine windows où se trouve le sig. Les propriétés de l'image sont à définir comme les autres images dans ArcCatalog, le méridien central se lit dans le cube ISIS.

A.3.5 CRISM

CRISM est un spectro-imageur embarqué à bord de la sonde MRO. Cet instrument fonctionne dans le visible-infrarouge entre 0.362 et 3.92 μm à 6.55 nm/canal et 15 à 19

m/pixel de résolution spatiale.

Les données CRISM peuvent être téléchargées sur le site : `http://ode.rsl.wustl.edu/mars/`. Sur la première page de ce site cocher : « Targeted TRDRs DDRs (FRT, HRL, HRS) » et choisir la zone voulue. Les noms des cubes CRISM sont sous la forme : (class type)(obsID)_(counter)_(activity)(sensorID)_(filetype)(version). Les cubes à utiliser sont les FRT à haute résolution et les HRL à moyenne résolution. Les fichiers TRR contiennent les données calibrées et les DDR les informations géométriques (les EDR sont les données brutes). Le chiffre correspondant au « counter » va de 1 à 9, seules les données à 07 sont utilisables. Dans « Activity » : RA correspond aux données en radiance, IF données en I/F, DE produit dérivé, SU « summer product » et AL albedo lambert. Le V correspond aux données dans le visible et le L aux données dans l'infrarouge. Il faut donc télécharger un cube de type FRT(HRL)xxxxxxxx_07_IfxxxL(S)_TRR2 avec son label. Ce cube doit également être accompagné de son fichier géométrique de type FRT(HRL)xxxxxxxx_07_DExxxL(S)_DDR1 (le téléchargement peut prendre plusieurs heures).

Pour traiter les données CRISM il faut installer l'outil CAT (`http://www.planetary.brown.edu/html_pages/software.htm`) dans ENVI. Les données CRISM doivent être traitées par différents programmes de cet outil pour être utilisables :

- « Convert PDS to CAT » permet de remettre les longueurs d'onde dans un ordre croissant.
- « ATP correction » permet de corriger les données de l'atmosphère.
- « Project Single Data Cube » permet de projeter les cubes CRISM.

Pour utiliser ces programmes, les noms des cubes téléchargés doivent rester exactement les mêmes.

La projection du cube se fait avec un système de projection classique « equirectangular » ou « polar stereographic » et un système de coordonnées géographiques correspondant à une sphère de rayon 3396190 m. Les caractéristiques de cette transformation sont visibles sur le fichier.hdr créé suite à la dernière opération. L'une des bandes du cube ainsi crées peut donc être enregistrée en geotiff (comprenant un fichier .tif et le worldfile .tfw associé). Comme pour les images précédentes, il faut ensuite définir les propriétés des systèmes de coordonnées et de projection dans ArcCatalog avant de passer l'image sous ArcMap. Dans le fichier .hdr du cube projeté, la valeur du méridien central correspond à la quatrième valeur dans « projection info » (cette valeur doit être mise entre 0 et 360°).

A.3.6 OMEGA

Les programmes permettant de géoréférencer et de projeter les images OMEGA sont fournis par l'équipe OMEGA et s'utilisent sous IDL et ENVI. L'intégration de ces images sous ArcMarp suit les mêmes procédés que pour CRISM.

Bibliographie

J. B. ADAMS, M. O. SMITH et A. R. GILLESPIE : *Imaging spectroscopy : Interpretation based on spectral mixture analysis*, pages 145–166. Cambridge University Press, 1993.

J. B. ADAMS, M. O. SMITH et P. E. JOHNSON : Spectral mixture modeling - A new analysis of rock and soil types at the Viking Lander 1 site. *Journal of Geophysical Research*, 91:8098–8112, juillet 1986.

D. M. ANDERSON, L. W. GATTO et F. C. UGOLINI : An Antarctic analog of martian permafrost terrain. *Antarctic Journal of United States*, 7:114–116, 1972.

J. C. ANDREWS-HANNA, M. T. ZUBER, R. E. ARVIDSON et S. M. WISEMAN : Early Mars hydrology : Meridiani playa deposits and the sedimentary record of Arabia Terra. *Journal of Geophysical Research*, 115(E14):6002, juin 2010.

R. E. ARVIDSON, F. POULET, R. V. MORRIS, J.-P. BIBRING, J. F. BELL, S. W. SQUYRES, P. R. CHRISTENSEN, G. BELLUCCI, B. GONDET, B. L. EHLMANN, W. H. FARRAND, R. L. FERGASON, M. GOLOMBEK, J. L. GRIFFES, J. GROTZINGER, E. A. GUINNESS, K. E. HERKENHOFF, J. R. JOHNSON, G. KLINGELHÖFER, Y. LANGEVIN, D. MING, K. SEELOS, R. J. SULLIVAN, J. G. WARD, S. M. WISEMAN et M. WOLFF : Nature and origin of the hematite-bearing plains of Terra Meridiani based on analyses of orbital and Mars Exploration rover data sets. *Journal of Geophysical Research*, 111(E10):E12S08, novembre 2006a.

R. E. ARVIDSON, S. W. SQUYRES, R. C. ANDERSON, J. F. BELL, D. BLANEY, J. BRÜCKNER, N. A. CABROL, W. M. CALVIN, M. H. CARR, P. R. CHRISTENSEN, B. C. CLARK, L. CRUMPLER, D. J. DES MARAIS, P. A. DE SOUZA, C. D'USTON, T. ECONOMOU, J. FARMER, W. H. FARRAND, W. FOLKNER, M. GOLOMBEK, S. GOREVAN, J. A. GRANT, R. GREELEY, J. GROTZINGER, E. GUINNESS, B. C. HAHN, L. HASKIN, K. E. HERKENHOFF, J. A. HUROWITZ, S. HVIID, J. R. JOHNSON, G. KLINGELHÖFER, A. H. KNOLL, G. LANDIS, C. LEFF, M. LEMMON, R. LI, M. B. MADSEN, M. C. MALIN, S. M. MCLENNAN, H. Y. MCSWEEN, D. W. MING, J. MOERSCH, R. V. MORRIS, T. PARKER, J. W. RICE, L. RICHTER, R. RIEDER, D. S. RODIONOV, C. SCHRÖDER, M. SIMS, M. SMITH, P. SMITH, L. A. SODERBLOM, R. SULLIVAN, S. D. THOMPSON, N. J. TOSCA, A. WANG, H. WÄNKE, J. WARD, T. WDOWIAK, M. WOLFF et A. YEN : Overview of the Spirit Mars Exploration Rover Mission to Gusev Crater : Landing site to Backstay Rock in the Columbia Hills. *Journal of Geophysical Research*, 111 (E2):E02S01, janvier 2006b.

R. A. BAGNOLD : *The physic of blown sand and desert dunes*. Dover Publications, 1954.

A. M. BALDRIDGE, S. J. HOOK, N. T. BRIDGES, B. J. THOMSON et J. D. A. CLARKE : Phyllosilicate and Sulfate Layering in Interplaya Dunes ; Analogs for Mars Intercrater Deposits. *In Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 41, page 2268, mars 2010.

J. L. BANDFIELD, P. R. CHRISTENSEN et M. D. SMITH : Spectral data set factor analysis and end-member recovery : Application to analysis of Martian atmospheric particulates. *Journal of Geophysical Research*, 105:9573–9588, avril 2000.

A. S. BARGERY et L. WILSON : Modelling Water Flow with Bedload on the Surface of Mars. *In 37th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, volume 37, page 1218, mars 2006.

J. F. BELL, S. W. SQUYRES, R. E. ARVIDSON, H. M. ARNESON, D. BASS, D. BLANEY, N. CABROL, W. CALVIN, J. FARMER, W. H. FARRAND, W. GOETZ, M. GOLOMBEK, J. A. GRANT, R. GREELEY, E. GUINNESS, A. G. HAYES, M. Y. H. HUBBARD, K. E. HERKENHOFF, M. J. JOHNSON, J. R. JOHNSON, J. JOSEPH, K. M. KINCH, M. T. LEMMON, R. LI, M. B. MADSEN, J. N. MAKI, M. MALIN, E. MCCARTNEY, S. MCLENNAN, H. Y. MCSWEEN, D. W. MING, J. E. MOERSCH, R. V. MORRIS, E. Z. NOE DOBREA, T. J. PARKER, J. PROTON, J. W. RICE, F. SEELOS, J. SODERBLOM, L. A. SODERBLOM, J. N. SOHL-DICKSTEIN, R. J. SULLIVAN, M. J. WOLFF et A. WANG : Pancam Multispectral Imaging Results from the Spirit Rover at Gusev Crater. *Science*, 305:800–807, août 2004a.

J. F. BELL, S. W. SQUYRES, R. E. ARVIDSON, H. M. ARNESON, D. BASS, W. CALVIN, W. H. FARRAND, W. GOETZ, M. GOLOMBEK, R. GREELEY, J. GROTZINGER, E. GUINNESS, A. G. HAYES, M. Y. H. HUBBARD, K. E. HERKENHOFF, M. J. JOHNSON, J. R. JOHNSON, J. JOSEPH, K. M. KINCH, M. T. LEMMON, R. LI, M. B. MADSEN, J. N. MAKI, M. MALIN, E. MCCARTNEY, S. MCLENNAN, H. Y. MCSWEEN, D. W. MING, R. V. MORRIS, E. Z. N. DOBREA, T. J. PARKER, J. PROTON, J. W. RICE, F. SEELOS, J. M. SODERBLOM, L. A. SODERBLOM, J. N. SOHL-DICKSTEIN, R. J. SULLIVAN, C. M. WEITZ et M. J. WOLFF : Pancam Multispectral Imaging Results from the Opportunity Rover at Meridiani Planum. *Science*, 306:1703–1709, décembre 2004b.

G. BERGER, M. J. TOPLIS, E. TREGUIER, C. D'USTON et P. PINET : Evidence in favor of small amounts of ephemeral and transient water during alteration at Meridiani Planum, Mars. *American Mineralogist*, 94:1279–1282, août 2009.

D. C. BERMAN et W. K. HARTMANN : Recent Fluvial, Volcanic, and Tectonic Activity on the Cerberus Plains of Mars. *Icarus*, 159:1–17, septembre 2002.

M. D. BETTERTON : Theory of structure formation in snowfields motivated by penitentes, suncups, and dirt cones. *Physical Review E*, 63(5):056129, 2001.

J.-P. BIBRING, R. E. ARVIDSON, A. GENDRIN, B. GONDET, Y. LANGEVIN, S. LE MOUELIC, N. MANGOLD, R. V. MORRIS, J. F. MUSTARD, F. POULET, C. QUANTIN et C. SOTIN : Coupled Ferric Oxides and Sulfates on the Martian Surface. *Science*, 317:1206, août 2007.

J.-P. BIBRING, Y. LANGEVIN, A. GENDRIN, B. GONDET, F. POULET, M. BERTHÉ, A. SOUFFLOT, R. ARVIDSON, N. MANGOLD, J. MUSTARD et P. DROSSART : Mars Surface Diversity as Revealed by the OMEGA/Mars Express Observations. *Science*, 307:1576–1581, mars 2005.

J.-P. BIBRING, Y. LANGEVIN, J. F. MUSTARD, F. POULET, R. ARVIDSON, A. GENDRIN, B. GONDET, N. MANGOLD, P. PINET et F. FORGET : Global Mineralogical and Aqueous Mars History Derived from OMEGA/Mars Express Data. *Science*, 312:400–404, avril 2006.

J.-P. BIBRING, A. SOUFFLOT, M. BERTHÉ, Y. LANGEVIN, B. GONDET, P. DROSSART, M. BOUYÉ, M. COMBES, P. PUGET, A. SEMERY, G. BELLUCCI, V. FORMISANO, V. MOROZ, V. KOTTSOV, G. BONELLO, S. ERARD, O. FORNI, A. GENDRIN, N. MANAUD, F. POULET, G. POULLEAU, T. ENCRENAZ, T. FOUCHET, R. MELCHIORI, F. ALTIERI, N. IGNATIEV, D. TITOV, L. ZASOVA, A. CORADINI, F. CAPACIONNI, P. CERRONI, S. FONTI, N. MANGOLD, P. PINET, B. SCHMITT, C. SOTIN, E. HAUBER, H. HOFFMANN, R. JAUMANN, U. KELLER, R. ARVIDSON, J. MUSTARD et F. FORGET : *OMEGA : Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité*, volume 1240, pages 37–49. ESA Special Publication, août 2004.

J. L. BISHOP, M. D. DYAR, M. PARENTE, A. DRIEF, R. L. MANCINELLI, M. D. LANE et E. MURAD : Understanding Surface Processes on Mars Through Study of Iron Oxides/Oxyhydroxides : Clues to Surface Alteration and Aqueous Processes. *In* S. MACKWELL et E. STANSBERY, éditeurs : *37th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, volume 37, page 1438, mars 2006.

J. L. BISHOP, M. PARENTE, C. M. WEITZ, E. Z. NOE DOBREA, L. H. ROACH, S. L. MURCHIE, P. C. MCGUIRE, N. K. MCKEOWN, C. M. ROSSI, A. J. BROWN, W. M. CALVIN, R. MILLIKEN et J. F. MUSTARD : Mineralogy of Juventae Chasma : Sulfates in the light-toned mounds, mafic minerals in the bedrock, and hydrated silica and hydroxylated ferric sulfate on the plateau. *Journal of Geophysical Research*, 114:E00D09, novembre 2009.

J. W. BOARDMAN : Inversion of imaging spectrometry data using singular value decomposition. *In 12th Canadian Symposium on Remote Sensing*, Inst. of Electr. and Electr. Eng., pages 2069–2072, 1989.

O. BOURGEOIS, D. DEVISMES et M. CEVATOGLU : The Rheology of Ice-Rock Mixtures Inferred from Analogue Models : Application to the Gravitational Flow of Martian Superficial Formations. *In Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 39, page 1260, mars 2008.

C. S. BREED, J. F. MCCAULEY, M. I. WHITNEY, V. P. TCHAKERIAN et J. E. LAITY : *Wind erosion in drylands*, pages 437–464. John Wiley, 1997.

A. J. BROWN, S. BYRNE, L. L. TORNABENE et T. ROUSH : Louth crater : Evolution of a layered water ice mound. *Icarus*, 196:433–445, août 2008.

D. L. BUCZKOWSKI, H. V. FREY, J. H. ROARK et G. E. MCGILL : Buried impact craters : A topographic analysis of quasi-circular depressions, Utopia Basin, Mars. *Journal of Geophysical Research*, 110(E3):E03007, mars 2005.

R. G. BURNS : Ferric sulfates on Mars. *Journal of Geophysical Research*, 92:570, septembre 1987.

R. G. BURNS et D. S. FISHER : Iron-sulfur mineralogy of Mars - Magmatic evolution and chemical weathering products. *Journal of geophysical Research*, 95:14415–14421, août 1990.

S. BYRNE : The Polar Deposits of Mars. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 37:535–560, mai 2009.

S. BYRNE et B. C. MURRAY : North polar stratigraphy and the paleo-erg of Mars. *Journal of Geophysical Research*, 107:5044, juin 2002.

S. BYRNE, M. T. ZUBER et G. A. NEUMANN : Interannual and seasonal behavior of Martian residual ice-cap albedo. *Planetary and Space Science*, 56:194–211, février 2008.

W. M. CALVIN, L. H. ROACH, F. P. SEELOS, K. D. SEELOS, R. O. GREEN, S. L. MURCHIE et J. F. MUSTARD : Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars observations of northern Martian latitudes in summer. *Journal of Geophysical Research*, 114(2):E00D11, décembre 2009.

Bruce A. CANTOR, Philip B. JAMES et Wendy M. CALVIN : Marci and moc observations of the atmosphere and surface cap in the north polar region of mars. *Icarus*, 208(1):61 – 81, 2010.

M. H. CARR : Formation of Martian flood features by release of water from confined aquifers. *Journal of Geophysical Research*, 84:2995–3007, juin 1979.

M. H. CARR : The morphology of the Martian surface. *Space Science Reviews*, 25:231–284, mars 1980.

M. H. CARR : *The surface of Mars*. The University of Arizona Press, 1981.

M. H. CARR et J. W. HEAD : Geologic history of Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 294:185–203, juin 2010.

J. CARTER, F. POULET, J.-P. BIBRING et S. MURCHIE : Detection of Hydrated Silicates in Crustal Outcrops in the Northern Plains of Mars. *Science*, 328:1682–1686, juin 2010.

D. C. CATLING : A chemical model for evaporites on early Mars : Possible sedimentary tracers of the early climate and implications for exploration. *Journal of Geophysical Research*, 104:16453–16470, juillet 1999.

D. C. CATLING, M. W. CLAIRE, K. J. ZAHNLE, R. C. QUINN, B. C. CLARK, M. H. HECHT et S. KOUNAVES : Atmospheric origins of perchlorate on Mars and in the Atacama. *Journal of Geophysical Research*, 115:E00E11, janvier 2010.

D. C. CATLING et J. M. MOORE : The nature of coarse-grained crystalline hematite and its implications for the early environment of Mars. *Icarus*, 165:277–300, octobre 2003.

D. C. CATLING, S. E. WOOD, C. LEOVY, D. R. MONTGOMERY, H. M. GREENBERG, C. R. GLEIN et J. M. MOORE : Light-toned layered deposits in Juventae Chasma, Mars. *Icarus*, 181:26–51, mars 2006.

M. G. CHAPMAN : *The Geology of Mars : Evidence from Earth-Based Analogs*. Cambridge University Press, 2007.

M. G. CHAPMAN, M. T. GUDMUNDSSON, A. J. RUSSELL et T. M. HARE : Possible Juventae Chasma subice volcanic eruptions and Maja Valles ice outburst floods on Mars : Implications of Mars Global Surveyor crater densities, geomorphology, and topography. *Journal of Geophysical Research*, 108:5113, octobre 2003.

M. G. CHAPMAN et K. L. TANAKA : Related Magma-Ice Interactions : Possible Origins of Chasmata, Chaos, and Surface Materials in Xanthe, Margaritifer, and Meridiani Terrae, Mars. *Icarus*, 155:324–339, février 2002.

V. CHEVRIER, E. DEHOUCK, A. GAUDIN, N. MANGOLD, P.-E. MATHÉ et P. ROCHETTE : Experimental verification of the Burns hypothesis for the formation of Meridiani Planum sediments trough weathering of sulfide-rich deposits. *In 41th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, volume 1547, page 17, avril 2010.

V. CHEVRIER et P. E. MATHÉ : Mineralogy and evolution of the surface of Mars : A review. *Planetary and Space Science*, 55:289–314, février 2007.

V. CHEVRIER, R. ROY, S. LE MOUÉLIC, D. BORSCHNECK, P. E. MATHÉ et P. ROCHETTE : Spectral characterization of weathering products of elemental iron in a Martian atmosphere : Implications for Mars hyperspectral studies. *Planetary and Space Sciences*, 54:1034–1045, septembre 2006.

P. R. CHRISTENSEN, D. L. ANDERSON, S. C. CHASE, R. N. CLARK, H. H. KIEFFER, M. C. MALIN, J. C. PEARL, J. CARPENTER, N. BANDIERA et F. G. BROWN : Thermal emission spectrometer experiment - Mars Observer mission. *Journal of Geophysical Research*, 97:7719–7734, mai 1992.

P. R. CHRISTENSEN, J. L. BANDFIELD, R. N. CLARK, K. S. EDGETT, V. E. HAMILTON, T. HOEFEN, H. H. KIEFFER, R. O. KUZMIN, M. D. LANE, M. C. MALIN, R. V. MORRIS, J. C. PEARL, R. PEARSON, T. L. ROUSH, S. W. RUFF et M. D. SMITH : Detection of crystalline hematite mineralization on Mars by the Thermal Emission Spectrometer : Evidence for near-surface water. *Journal of Geophysical Research*, 105:9623–9642, avril 2000.

P. R. CHRISTENSEN, J. L. BANDFIELD, V. E. HAMILTON, S. W. RUFF, H. H. KIEFFER, T. N. TITUS, M. C. MALIN, R. V. MORRIS, M. D. LANE, R. L. CLARK, B. M. JAKOSKY, M. T. MELLON, J. C. PEARL, B. J. CONRATH, M. D. SMITH, R. T. CLANCY, R. O. KUZMIN, T. ROUSH, G. L. MEHALL, N. GORELICK, K. BENDER, K. MURRAY, S. DASON, E. GREENE, S. SILVERMAN et M. GREENFIELD : Mars Global

Surveyor Thermal Emission Spectrometer experiment : Investigation description and surface science results. *Journal of Geophysical Research*, 106:23823–23872, octobre 2001a.

P. R. CHRISTENSEN, B. M. JAKOSKY, H. H. KIEFFER, M. C. MALIN, H. Y. MCSWEEN, Jr., K. NEALSON, G. L. MEHALL, S. H. SILVERMAN, S. FERRY, M. CAPLINGER et M. RAVINE : The Thermal Emission Imaging System (THEMIS) for the Mars 2001 Odyssey Mission. *Space Science Reviews*, 110:85–130, janvier 2004a.

P. R. CHRISTENSEN, R. V. MORRIS, M. D. LANE, J. L. BANDFIELD et M. C. MALIN : Global mapping of Martian hematite mineral deposits : Remnants of water-driven processes on early Mars. *Journal of Geophysical Research*, 106:23873–23886, octobre 2001b.

P. R. CHRISTENSEN, M. B. WYATT, T. D. GLOTCH, A. D. ROGERS, S. ANWAR, R. E. ARVIDSON, J. L. BANDFIELD, D. L. BLANEY, C. BUDNEY, W. M. CALVIN, A. FALLACARO, R. L. FERGASON, N. GORELICK, T. G. GRAFF, V. E. HAMILTON, A. G. HAYES, J. R. JOHNSON, A. T. KNUDSON, H. Y. MCSWEEN, G. L. MEHALL, L. K. MEHALL, J. E. MOERSCH, R. V. MORRIS, M. D. SMITH, S. W. SQUYRES, S. W. RUFF et M. J. WOLFF : Mineralogy at Meridiani Planum from the Mini-TES Experiment on the Opportunity Rover. *Science*, 306:1733–1739, décembre 2004b.

B. C. CLARK, R. E. ARVIDSON, R. GELLERT, R. V. MORRIS, D. W. MING, L. RICHTER, S. W. RUFF, J. R. MICHALSKI, W. H. FARRAND, A. YEN, K. E. HERKENHOFF, R. LI, S. W. SQUYRES, C. SCHRÖDER, G. KLINGELHÖFER et J. F. BELL : Evidence for montmorillonite or its compositional equivalent in Columbia Hills, Mars. *Journal of Geophysical Research*, 112:E06S01, avril 2007a.

B. C. CLARK et A. K. BAIRD : Is the Martian lithosphere sulfur rich. *Journal of Geophysical Research*, 84:8395–8403, décembre 1979.

B. C. CLARK, R. V. MORRIS, S. M. MCLENNAN, R. GELLERT, B. JOLLIFF, A. H. KNOLL, S. W. SQUYRES, T. K. LOWENSTEIN, D. W. MING, N. J. TOSCA, A. YEN, P. R. CHRISTENSEN, S. GOREVAN, J. BRÜCKNER, W. CALVIN, G. DREIBUS, W. FARRAND, G. KLINGELHOEFER, H. WAENKE, J. ZIPFEL, J. F. BELL, J. GROTZINGER, H. Y. MCSWEEN et R. RIEDER : Chemistry and mineralogy of outcrops at Meridiani Planum. *Earth and Planetary Science Letters*, 240:73–94, novembre 2005.

R. N. CLARK, G. A. SWAYZE, R. WISE, E. LIVO, T. HOEFEN, R. KOKALY et S. J. SUTLEY : USGS digital spectral library splib06a : U.S. Geological Survey. *Digital Data Series*, 231, 2007b.

S. M. CLIFFORD et T. J. PARKER : The Evolution of the Martian Hydrosphere : Implications for the Fate of a Primordial Ocean and the Current State of the Northern Plains. *Icarus*, 154:40–79, novembre 2001.

E. A. CLOUTIS, M. A. CRAIG, R. V. KRUZELECKY, W. R. JAMROZ, A. SCOTT, F. C. HAWTHORNE et S. A. MERTZMAN : Spectral reflectance properties of minerals exposed to simulated Mars surface conditions. *Icarus*, 195:140–168, mai 2008.

E. A. CLOUTIS, F. C. HAWTHORNE, S. A. MERTZMAN, K. KRENN, M. A. CRAIG, D. MARCINO, M. METHOT, J. STRONG, J. F. MUSTARD, D. L. BLANEY, J. F. BELL et F. VILAS : Detection and discrimination of sulfate minerals using reflectance spectroscopy. *Icarus*, 184:121–157, septembre 2006.

J.-P. COMBE : *Études des surfaces planétaires par télédétection visible-infrarouge hyperspectrale*. Thèse de doctorat, Université de Nantes, 2005.

J.-P. COMBE, S. LE MOUÉLIC, C. SOTIN, A. GENDRIN, J. F. MUSTARD, L. LE DEIT, P. LAUNEAU, J.-P. BIBRING, B. GONDET, Y. LANGEVIN, P. PINET et THE OMEGA SCIENCE TEAM : Analysis of OMEGA/Mars Express data hyperspectral data using a Multiple-Endmember Linear Spectral Unmixing Model (MELSUM) : Methodology and first results. *Planetary and Space Science*, 56:951–975, mai 2008.

F. COSTARD et V. R. BAKER : Thermokarst landforms and processes in ares vallis, mars. *Geomorphology*, 37(3-4):289 – 301, 2001.

F. COSTARD, F. FORGET, N. MANGOLD et J. P. PEULVAST : Formation of Recent Martian Debris Flows by Melting of Near-Surface Ground Ice at High Obliquity. *Science*, 295: 110–113, janvier 2002.

F. M. COSTARD : Vallées de débâcle et processus cryokarstiques sur Mars et en Sibérie. *Vallées de débâcle et processus cryokarstiques sur Mars et en Sibérie*, 44:97–104, 1990.

F. M. COSTARD et J. S. KARGEL : Outwash plains and thermokarst on Mars. *Icarus*, 114:93–112, mars 1995.

J. K. CROWLEY, D. E. WILLIAMS, J. M. HAMMARSTROM, N. andI. M. PIATAK, I. M. CHOU et Mars D. E. : Spectral reflectance properties (0.4 2.5 mm) of secondary Fe oxide, Fe hydroxide, and Fe sulphate hydrate minerals associated with sulphide bearing mine wastes. *Geochemistry : Exploration, Environment, Analysis*, 3:219–228, 2003.

M. DE ANGELIS, J. P. STEFFENSEN, M. LEGRAND, H. CLAUSEN et C. HAMMER : Primary aerosol (sea salt and soil dust) deposited in Greenland ice during the last climatic cycle : Comparison with east Antarctic records. *Journal of Geophysical Research*, 102 (C12):26681–26698, juillet 1997.

E. DEHOUCK, V. CHEVRIER, A. GAUDIN, N. MANGOLD, P.-E. MATHÉ et P. ROCHETTE : Sulfates Formation by Weathering of Silicates and Sulfides on Mars : Experimental Approach. *In First International Conference on Mars Sedimentology and Stratigraphy*, volume 1547, page 17, avril 2010.

C. DUPIRE, E. LE MENN, O. GRASSET et S. LE MOUÉLIC : In Situ Infrared Studies of Water and CO2 Frost Between 1 and 5 μm : From the Grain to the Icy Surfaces Signatures. *In Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 40 de *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*, page 1242, mars 2009.

K. S. EDGETT et M. C. MALIN : Martian sedimentary rock stratigraphy : Outcrops and interbedded craters of northwest Sinus Meridiani and southwest Arabia Terra. *Geophysical Research Letters*, 29(24):240000–1, décembre 2002.

Kenneth S. EDGETT, Rebecca M. E. WILLIAMS, Michael C. MALIN, Bruce A. CANTOR et Peter C. THOMAS : Mars landscape evolution : influence of stratigraphy on geomorphology in the north polar region. *Geomorphology*, 52(3-4):289 – 297, 2003.

G. E. ERICKSEN : Geology and origin of the Chilean nitrate deposits. *Professional Paper. US Geological Survey (USGS)*, 1188, 1981.

W. H. FARRAND, J. F. BELL, J. R. JOHNSON, B. L. JOLLIFF, A. H. KNOLL, S. M. MCLENNAN, S. W. SQUYRES, W. M. CALVIN, J. P. GROTZINGER, R. V. MORRIS, J. SODERBLOM, S. D. THOMPSON, W. A. WATTERS et A. S. YEN : Visible and near-infrared multispectral analysis of rocks at Meridiani Planum, Mars, by the Mars Exploration Rover Opportunity. *Journal of Geophysical Research*, 112(E11):E06S02, avril 2007.

W. H. FARRAND, T. D. GLOTCH, J. W. RICE, J. A. HUROWITZ et G. A. SWAYZE : Discovery of jarosite within the Mawrth Vallis region of Mars : Implications for the geologic history of the region. *Icarus*, 204:478–488, décembre 2009.

C. I. FASSETT et J. W. HEAD : The timing of martian valley network activity : Constraints from buffered crater counting. *Icarus*, 195:61–89, mai 2008.

J. L. FASTOOK, J. W. HEAD, D. R. MARCHANT et F. FORGET : Tropical mountain glaciers on Mars : Altitude-dependence of ice accumulation, accumulation conditions, formation times, glacier dynamics, and implications for planetary spin-axis/orbital history. *Icarus*, 198:305–317, décembre 2008.

W. C. FELDMAN, M. C. BOURKE, R. C. ELPHIC, S. MAURICE, J. BANDFIELD, T. H. PRETTYMAN, B. DIEZ et D. J. LAWRENCE : Hydrogen content of sand dunes within Olympia Undae. *Icarus*, 196:422–432, août 2008.

W. C. FELDMAN, T. H. PRETTYMAN, S. MAURICE, J. J. PLAUT, D. L. BISH, D. T. VANIMAN, M. T. MELLON, A. E. METZGER, S. W. SQUYRES, S. KARUNATILLAKE, W. V. BOYNTON, R. C. ELPHIC, H. O. FUNSTEN, D. J. LAWRENCE et R. L. TOKAR : Global distribution of near-surface hydrogen on Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 109(E18):9006, septembre 2004.

R. L. FERGASON, P. R. CHRISTENSEN et H. H. KIEFFER : High-resolution thermal inertia derived from the Thermal Emission Imaging System (THEMIS) : Thermal model and applications. *Journal of Geophysical Research*, 111(E10):E12004, décembre 2006.

H. FISCHER, M.-L. SIGGAARD-ANDERSEN, U. RUTH, R. ROTHLISBERGER et E. WOLFF : Glacial/Interglacial changes in mineral dust and sea-salt records in polar ice cores : sources, transport, and deposition. *Reviews of Geophysics*, 45:1–26, février 2007.

K. E. FISHBAUGH et J. W. HEAD : North polar region of Mars : Topography of circumpolar deposits from Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) data and evidence for asymmetric retreat of the polar cap. *Journal of Geophysical Research*, 105:22455–22486, septembre 2000.

K. E. FISHBAUGH et J. W. HEAD : Comparison of the North and South Polar Caps of Mars : New Observations from MOLA Data and Discussion of Some Outstanding Questions. *Icarus*, 154:145–161, novembre 2001.

K. E. FISHBAUGH et J. W. HEAD : Origin and characteristics of the Mars north polar basal unit and implications for polar geologic history. *Icarus*, 174:444–474, avril 2005.

K. E. FISHBAUGH, F. POULET, V. CHEVRIER, Y. LANGEVIN et J.-P. BIBRING : On the origin of gypsum in the Mars north polar region. *Journal of Geophysical Research*, 112 (E7):E07002, juillet 2007.

K.E. FISHBAUGH, C.S. HVIDBERG, D. BEATY, S. CLIFFORD, D. FISHER, A. HALDEMANN, J.W. HEAD, M. HECHT, M. KOUTNIK, K. TANAKA et W.J. AMMANN : Introduction to the 4th mars polar science and exploration conference special issue : Five top questions in mars polar science. *Icarus*, 196(2):305 – 317, 2008. ISSN 0019-1035. Mars Polar Science IV.

D. A. FISHER, M. H. HECHT, S. P. KOUNAVES et D. C. CATLING : A perchlorate brine lubricated deformable bed facilitating flow of the north polar cap of Mars : Possible mechanism for water table recharging. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 115:E00E12, février 2010.

David A. FISHER : Internal layers in an « accublation » ice cap : A test for flow. *Icarus*, 144(2):289 – 294, 2000.

F. FORGET : *Le climat de la planète Mars : de l'importance des poussières et des régions polaires*. Thèse de doctorat, Université de Paris 6, 1996.

F. FORGET, F. COSTARD et P. LOGNONNÉ : *La planete Mars : Histoire d'un autre monde*. Belin, Pour la science, 2006a.

F. FORGET, R. M. HABERLE, F. MONTMESSIN, B. LEVRARD et J. W. HEAD : Formation of Glaciers on Mars by Atmospheric Precipitation at High Obliquity. *Science*, 311:368–371, janvier 2006b.

F. FORGET, F. HOURDIN, R. FOURNIER, C. HOURDIN, O. TALAGRAND, M. COLLINS, S. R. LEWIS, P. L. READ et J.-P. HUOT : Improved general circulation models of the Martian atmosphere from the surface to above 80 km. *Journal of Geophysical Research*, 104:24155–24176, octobre 1999.

F. FORGET, F. MONTMESSIN, B. LEVRARD, R. M. HABERLE, J. W. HEAD et J.-B. MADELEINE : Glaciers, Polar Caps and Ice Mantling : The Effect of Obliquity on Martian Climate. *LPI Contributions*, 1353:3028, juillet 2007.

A. G. FOUNTAIN, K. L. NYLEN, G. L. MACCLUNE et G. L. DANA : Glacier and mass balances (1993-2001), Taylor Valley, McMurdo Dry Valleys, Antarctica. *Journal of Glaciology*, 52(178):451–462, 2006.

J. J. FREEMAN, A. WANG et B. L. JOLLIFF : Pathways to Form Kieserite from Epsomite at Mid to Low Temperatures, with Relevance to Mars. *In Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, volume 38 de *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, page 1298, mars 2007.

H. V. FREY : Buried Impact Basins and the Earliest History of Mars. *In* A. L. ALBEE & H. H. KIEFFER, éditeur : *Sixth International Conference on Mars*, page 3104, juillet 2003.

F. FUETEN, R. STESKY, P. MACKINNON, E. HAUBER, T. ZEGERS, K. GWINNER, F. SCHOLTEN et G. NEUKUM : Stratigraphy and structure of interior layered deposits in west Candor Chasma, Mars, from High Resolution Stereo Camera (HRSC) stereo imagery and derived elevations. *Journal of Geophysical Research*, 113:E10008, octobre 2008.

J. B. GARVIN, J. W. HEAD, D. R. MARCHANT et M. A. KRESLAVSKY : High-latitude cold-based glacial deposits on Mars : Multiple superposed drop moraines in a crater interior at 70°N latitude. *Meteoritics and Planetary Science*, 41:1659–1674, octobre 2006.

A. GENDRIN, N. MANGOLD, J.-P. BIBRING, Y. LANGEVIN, B. GONDET, F. POULET, G. BONELLO, C. QUANTIN, J. MUSTARD, R. ARVIDSON et S. LEMOUÉLIC : Sulfates in Martian Layered Terrains : The OMEGA/Mars Express View. *Science*, 307:1587–1591, mars 2005.

Habes A. GHREFAT, Philip C. GOODELL, Bernard E. HUBBARD, Richard P. LANGFORD et Raed E. ALDOURI : Modeling grain size variations of aeolian gypsum deposits at white sands, new mexico, using aviris imagery. *Geomorphology*, 88(1-2):57 – 68, 2007.

M. S. GILMORE, J. P. GREENWOOD et J. L. BISHOP : Sulfates in Iani Chaos, Mars. *In Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 41 de *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*, page 2374, mars 2010.

T. D. GLOTCH et P. R. CHRISTENSEN : Geologic and mineralogic mapping of Aram Chaos : Evidence for a water-rich history. *Journal of Geophysical Research*, 110(E9): E09006, septembre 2005.

T. D. GLOTCH, R. V. MORRIS, P. R. CHRISTENSEN et T. G. SHARP : Effect of precursor mineralogy on the thermal infrared emission spectra of hematite : Application to Martian hematite mineralization. *Journal of Geophysical Research*, 109(E18):E07003, juillet 2004.

T. D. GLOTCH et A. D. ROGERS : Evidence for aqueous deposition of hematite- and sulfate-rich light-toned layered deposits in Aureum and Iani Chaos, Mars. *Journal of Geophysical Research*, 112(E11):E06001, juin 2007.

M. P. GOLOMBEK, J. A. GRANT, L. S. CRUMPLER, R. GREELEY, R. E. ARVIDSON, J. F. BELL, C. M. WEITZ, R. SULLIVAN, P. R. CHRISTENSEN, L. A. SODERBLOM et S. W. SQUYRES : Erosion rates at the Mars Exploration Rover landing sites and long-term

climate change on Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 111(E10):12–+, décembre 2006.

A. A. GREEN, M. BERMAN, P. SWITZER et M. D. CRAIG : A transformation for ordering multispectral data in terms of image quality with implications for noise removal. *IEEE, Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 26(1):65–74, 1988.

C. GRIMA, W. KOFMAN, J. MOUGINOT, R. J. PHILLIPS, A. HÉRIQUE, D. BICCARI, R. SEU et M. CUTIGNI : North polar deposits of Mars : Extreme purity of the water ice. *Geophysical Research Letters*, 36:3203, février 2009.

J. P. GROTZINGER, R. E. ARVIDSON, J. F. BELL, W. CALVIN, B. C. CLARK, D. A. FIKE, M. GOLOMBEK, R. GREELEY, A. HALDEMANN, K. E. HERKENHOFF, B. L. JOLLIFF, A. H. KNOLL, M. MALIN, S. M. MCLENNAN, T. PARKER, L. SODERBLOM, J. N. SOHL-DICKSTEIN, S. W. SQUYRES, N. J. TOSCA et W. A. WATTERS : Stratigraphy and sedimentology of a dry to wet eolian depositional system, Burns formation, Meridiani Planum, Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 240:11–72, novembre 2005.

Z. GUO, D. BROMWICH et J. J. CASSANO : Evaluation of Polar MM5 Simulations of Antarctic Atmospheric Circulation. *Monthly Weather Review*, 131:384–411, février 2002.

M. GUTIERREZ : *Climatic geomorphology, Developments in Earth surface processes 8*. Elsevier, 2005.

R. M. HABERLE, J. B. POLLACK, J. R. BARNES, R. W. ZUREK, C. B. LEOVY, J. R. MURPHY, H. LEE et J. SCHAEFFER : Mars atmospheric dynamics as simulated by the NASA AMES General Circulation Model. I - The zonal-mean circulation. *Journal of Geophysical Research*, 98:3093–3123, février 1993.

I. HALEVY et D. P. SCHRAG : Sulfur dioxide inhibits calcium carbonate precipitation : Implications for early Mars and Earth. *Geophysical Research Letters*, 36(23):L23201, décembre 2009.

R. E. HALL et M. S. SHERRILL : *Freezing-point lowerings of aqueous solutions*, volume 4. McGraw-Hill, New York, 1928.

C. U. HAMMER : Acidity of polar ice cores in relation to absolute dating, past volcanism, and radio-echoes. *Journal of Glaciology*, 25:359–372, 1980.

J. HANLEY, D. BERGET et V. F. CHEVRIER : Thermodynamic Properties of Aqueous Chlorine Oxyanion Solutions and Their Applications to Mars. *In Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 41, page 1971, mars 2010a.

J. HANLEY, V. F. CHEVRIER, B. L. DAVIS, T. S. ALTHEIDE et A. FRANCIS : Reflectance Spectra of Low-Temperature Chloride and Perchlorate Hydrates and Their Relevance to the Martian Surface. *LPI Contributions*, 1502:16, juillet 2009.

J. HANLEY, V. F. CHEVRIER, B. L. DAVIS, T. S. ALTHEIDE et A. FRANCIS : Reflectance Spectra of Low-Temperature Chloride and Perchlorate Hydrates and Their Relevance to the Martian Surface. *In Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 41, page 1953, mars 2010b.

W. K. HARTMANN et G. NEUKUM : Cratering Chronology and the Evolution of Mars. *Space Science Reviews*, 96:165–194, avril 2001.

R. K. HAYWARD, L. K. FENTON, K. L. TANAKA, T. N. TITUS et P. R. CHRISTENSEN : Mars Global Digital Dune Database : Dune Volume Estimates in the North Polar Region. *In Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 41, page 1109, mars 2010.

R. K. HAYWARD, K. F. MULLINS, L. K. FENTON, T. M. HARE, T. N. TITUS, M. C. BOURKE, A. COLAPRETE et P. R. CHRISTENSEN : Mars Global Digital Dune Database and initial science results. *Journal of Geophysical Research*, 112(E11):E11007, novembre 2007.

J. W. HEAD, R. GREELEY, M. P. GOLOMBEK, W. K. HARTMANN, E. HAUBER, R. JAUMANN, P. MASSON, G. NEUKUM, L. E. NYQUIST et M. H. CARR : Geological Processes and Evolution. *Space Science Reviews*, 96:263–292, avril 2001.

J. W. HEAD, M. A. KRESLAVSKY et S. PRATT : Northern lowlands of Mars : Evidence for widespread volcanic flooding and tectonic deformation in the Hesperian Period. *Journal of Geophysical Research*, 107:E1, janvier 2002.

J. W. HEAD, D. R. MARCHANT, M. C. AGNEW, C. I. FASSETT et M. A. KRESLAVSKY : Extensive valley glacier deposits in the northern mid-latitudes of Mars : Evidence for Late Amazonian obliquity-driven climate change. *Earth and Planetary Science Letters*, 241:663–671, janvier 2006.

J. W. HEAD, J. F. MUSTARD, M. A. KRESLAVSKY, R. E. MILLIKEN et D. R. MARCHANT : Recent ice ages on Mars. *Nature*, 426:797–802, décembre 2003.

J. W. HEAD, G. NEUKUM, R. JAUMANN, H. HIESINGER, E. HAUBER, M. CARR, P. MASSON, B. FOING, H. HOFFMANN, M. KRESLAVSKY, S. WERNER, S. MILKOVICH, S. VAN GASSELT et THE HRSC CO-INVESTIGATOR TEAM : Planetary science : Are there active glaciers on Mars ? (Reply). *Nature*, 438, décembre 2005.

J. W. HEAD et S. PRATT : Extensive Hesperian-aged south polar ice sheet on Mars : Evidence for massive melting and retreat, and lateral flow and ponding of meltwater. *Journal of Geophysical Research*, 106:12275–12300, juin 2001.

M. H. HECHT, S. P. KOUNAVES, R. C. QUINN, S. J. WEST, S. M. YOUNG, D. W. MING, D. C. CATLING, B. C. CLARK, W. V. BOYTON, J. HOFFMAN, L. P. DEFLORES, K. GOSPODINOVA, J. KAPIT et P. H. SMITH : Detection of Perchlorate and the Soluble Chemistry of Martian Soil at the Phoenix Lander Site. *Science*, 325:64–67, 2009.

K. E. HERKENHOFF, S. BYRNE, P. S. RUSSELL, K. E. FISHBAUGH et A. S. MCEWEN : Meter-Scale Morphology of the North Polar Region of Mars. *Science*, 317:1711–1715, septembre 2007.

K. E. HERKENHOFF et A. R. VASAVADA : Dark material in the polar layered deposits and dunes on Mars. *Journal of Geophysical Research*, 104(E7):16487–16500, juillet 1999.

W. HERSCHEL : On the Remarkable Appearances at the Polar Regions of the Planet Mars, the Inclination of Its Axis, the Position of Its Poles, and Its Spheroidical Figure ; With a Few Hints Relating to Its Real Diameter and Atmosphere. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 322:233–273, mars 1784.

T. M. HOEFEN, R. N. CLARK, J. L. BANDFIELD, M. D. SMITH, J. C. PEARL et P. R. CHRISTENSEN : Discovery of Olivine in the Nili Fossae Region of Mars. *Science*, 302:627–630, octobre 2003.

M. J. HOFFMAN, A. G. FOUNTAIN et G. E. LISTON : Surface energy balance and melt thresholds over 11 years at Taylor Glacier, Antarctica. *Journal of geophysical Research*, 113:F04014, 2008.

N. HOFFMAN : White Mars : A New Model for Mars' Surface and Atmosphere Based on CO_2. *Icarus*, 146:326–342, août 2000.

J. W. HOLT, A. SAFAEINILI, J. J. PLAUT, J. W. HEAD, R. J. PHILLIPS, R. SEU, S. D. KEMPF, P. CHOUDHARY, D. A. YOUNG, N. E. PUTZIG, D. BICCARI et Y. GIM : Radar Sounding Evidence for Buried Glaciers in the Southern Mid-Latitudes of Mars. *Science*, 322:1235–1238, novembre 2008.

B. H. HORGAN, J. F. BELL, E. Z. NOE DOBREA, E. A. CLOUTIS, D. T. BAILEY, M. A. CRAIG, L. H. ROACH et J. F. MUSTARD : Distribution of hydrated minerals in the north polar region of Mars. *Journal of Geophysical Research*, 114:E01005, janvier 2009.

B. H. N. HORGAN et J. F. BELL : Insights from Ferrous Mineralogy into the Transport of Martian North Polar Materials. *In Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 40, page 2457, mars 2009.

N. HOVIUS, S. J. CONWAY, T. B. BARNIE et J. BESSERER : Ice Filled Craters in Mars' North Polar Region – Implications for Sub-Surface Volatiles. *In Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 40, page 2042, mars 2009.

A. D. HOWARD : Origin of the stepped topography of the Martian poles. *Icarus*, 34:581–599, juin 1978.

A. D. HOWARD, J. A. CUTTS et K. R. BLASIUS : Stratigraphic relationships within Martian polar CAP deposits. *Icarus*, 50:161–215, juin 1982.

Alan D. HOWARD : The role of eolian processes in forming surface features of the martian polar layered deposits. *Icarus*, 144(2):267 – 288, 2000. ISSN 0019-1035.

R. L. HUGUENIN et J. L. JONES : Intelligent information extraction from reflectance spectra Absorption band positions. *Journal of Geophysical Research*, 91:9585–9598, août 1986.

G. R. HUNT : Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near infrared. *Geophysics*, 42:501–513, 1977.

G. R. HUNT et J. W. SALISBURY : Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks : Silicate minerals. *Modern Geology*, 1:219–228, 1970.

G. R. HUNT et J. W. SALISBURY : Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks : Additional silicates. *Modern Geology*, 4:283–300, 1973.

J. A. HUROWITZ et S. M. MCLENNAN : A $\sim$ 3.5 Ga record of water-limited, acidic weathering conditions on Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 260:432–443, août 2007.

B. HYNEK : Planetary science : Ancient equatorial ice on Mars ? *Nature Geoscience*, 2:169–170, mars 2009.

B. M. HYNEK, R. E. ARVIDSON et R. J. PHILLIPS : Geologic setting and origin of Terra Meridiani hematite deposit on Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 107:5088, octobre 2002.

B. M. HYNEK et R. J. PHILLIPS : The stratigraphy of Meridiani Planum, Mars, and implications for the layered deposits' origin. *Earth and Planetary Science Letters*, 274:214–220, septembre 2008.

B. M. HYNEK, R. J. PHILLIPS et R. E. ARVIDSON : Explosive volcanism in the Tharsis region : Global evidence in the Martian geologic record. *Journal of Geophysical Research*, 108:5111–+, septembre 2003.

Y. IIZUKA, T. HONDOH et Y. FUJII : Na2SO4 and MgSO4 salts during the Holocene period derived by high-resolution depth analysis of a Dome Fuji ice core. *Journal of Glaciology*, 52(176):58–64, 2006.

Y. IIZUKA, S. HORIKAWA, T. SAKURAI, S. JOHNSON, D. DAHLJENSEN, J. P. STEFFENSEN et T. HONDOH : A relationship between ion balance and the chemical compounds of salt inclusions found in the Greenland Ice Core Project and Dome Fuji ice cores. *Journal of Geopysical Research*, 113:D07303, 2008.

Anton B. IVANOV et Duane O. MUHLEMAN : The role of sublimation for the formation of the northern ice cap : Results from the mars orbiter laser altimeter. *Icarus*, 144(2):436 – 448, 2000.

Y. KE et V. S. SOLOMATOV : Early transient superplumes and the origin of the Martian crustal dichotomy. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 111:E10001, octobre 2006.

H. H. KIEFFER : Mars south polar spring and summer temperatures - A residual CO2 frost. *Journal of Geophysical Research*, 84:8263–8288, décembre 1979.

H. H. KIEFFER, T. Z. MARTIN, S. C. CHASE, Jr., E. D. MINER et F. D. PALLUCONI : Martian north pole summer temperatures - Dirty water ice. *Science*, 194:1341–1344, décembre 1976.

H. H. KIEFFER et A. P. ZENT : *Quasi-periodic climate change on Mars*, pages 1180–1218. The University of Arizona Press, 1992.

J. L. KIRSCHVINK, R. L. RIPPERDAN et D. A. EVANS : Evidence for a large scale reorganization of early cambrian continental masses by inertial interchange true polar wander. *Science*, 277(5325):541–545, 1997.

E. S. KITE, I. MATSUYAMA, M. MANGA, J. T. PERRON et J. X. MITROVICA : True Polar Wander driven by late-stage volcanism and the distribution of paleopolar deposits on Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 280:254–267, avril 2009.

G. KLINGELHÖFER, R. V. MORRIS, B. BERNHARDT, C. SCHRÖDER, D. S. RODIONOV, P. A. DE SOUZA, A. YEN, R. GELLERT, E. N. EVLANOV, B. ZUBKOV, J. FOH, U. BONNES, E. KANKELEIT, P. GÜTLICH, D. W. MING, F. RENZ, T. WDOWIAK, S. W. SQUYRES et R. E. ARVIDSON : Jarosite and Hematite at Meridiani Planum from Opportunity's Mössbauer Spectrometer. *Science*, 306:1740–1745, décembre 2004.

L. P. KNAUTH, D. M. BURT et K. H. WOHLETZ : Impact origin of sediments at the Opportunity landing site on Mars. *Nature*, 438:1123–1128, décembre 2005.

K. J. KOSSACKI et W. J. MARKIEWICZ : Small-scale trench in the north polar region of Mars : Evolution of surface frost and ground ice concentration. *Icarus*, 199:75–85, janvier 2009.

V.-P. KOSTAMA, M. A. KRESLAVSKY et J. W. HEAD : Recent high-latitude icy mantle in the northern plains of Mars : Characteristics and ages of emplacement. *Geophysical Research Letters*, 33:11201, juin 2006.

S. P. KOUNAVES, M. H. HECHT, J. KAPIT, K. GOSPODINOVA, L. DEFLORES, R. C. QUINN, W. V. BOYNTON, B. C. CLARK, D. C. CATLING, P. HREDZAK, D. W. MING, Q. MOORE, J. SHUSTERMAN, S. STROBLE, S. J. WEST et S. M. M. YOUNG : Wet Chemistry experiments on the 2007 Phoenix Mars Scout Lander mission : Data analysis and results. *Journal of Geophysical Research*, 115:E00E10, janvier 2010a.

S. P. KOUNAVES, M. H. HECHT, J. KAPIT, R. C. QUINN, D. C. CATLING, B. C. CLARK, D. W. MING, K. GOSPODINOVA, P. HREDZAK, K. MCELHONEY et J. SHUSTERMAN : Soluble sulfate in the martian soil at the Phoenix landing site. *Geophysical Research Letters*, 37:9201, mai 2010b.

E. KRAAL, M. KLEINHANS, T. ZEGERS, J. OOSTHOEK et A. ROSSI : Studying the connection between Aram Chaos and Ares Vallis. *In European Planetary Science Congress 2006*, page 519, 2006.

M. A. KRESLAVSKY et J. W. HEAD : Fate of outflow channel effluents in the northern lowlands of Mars : The Vastitas Borealis Formation as a sublimation residue from frozen ponded bodies of water. *Journal of Geophysical Research*, 107:5121, décembre 2002.

M. A. KRESLAVSKY et J. W. HEAD : Modification of impact craters in the northern plains of Mars : Implications for Amazonian climate history. *Meteoritics and Planetary Science*, 41:1633–1646, octobre 2006.

R.O. KUZMIN, M.V. MIRONENKO et N.A. EVDOKIMOVA : Spectral and thermodynamic constraints on the existence of gypsum at the juventae chasma on mars. *Planetary and Space Science*, 57(8-9):975 – 981, 2009. ISSN 0032-0633.

N. LANCASTER : *Geomorphology of desert dunes*. Routledge, London, 1995.

Y. LANGEVIN, F. POULET, J.-P. BIBRING et B. GONDET : Sulfates in the North Polar Region of Mars Detected by OMEGA/Mars Express. *Science*, 307:1584–1586, mars 2005a.

Y. LANGEVIN, F. POULET, J.-P. BIBRING, B. SCHMITT, S. DOUTÉ et B. GONDET : Summer Evolution of the North Polar Cap of Mars as Observed by OMEGA/Mars Express. *Science*, 307:1581–1584, mars 2005b.

R. P. LANGFORD : The Holocene history of White Sands dune fields and influences on eolian deflation and playa lakes. *Quaternary International*, 104(1):31–39, 2003.

B. LANGLAIS, M. E. PURUCKER et M. MANDEA : Crustal magnetic field of Mars. *Journal of Geophysical Research*, 109:E02008, février 2004.

Janus LARSEN et Dorthe DAHL-JENSEN : Interior temperatures of the northern polar cap on mars. *Icarus*, 144(2):456 – 462, 2000.

J. LASKAR, A. C. M. CORREIA, M. GASTINEAU, F. JOUTEL, B. LEVRARD et P. ROBUTEL : Long term evolution and chaotic diffusion of the insolation quantities of Mars. *Icarus*, 170:343–364, août 2004.

L. LE DEIT, O. BOURGEOIS, D. MÈGE, E. HAUBER, S. LE MOUÉLIC, M. MASSÉ, R. JAUMANN et J.-P. BIBRING : Morphology, stratigraphy, and mineralogical composition of a layered formation covering the plateaus around Valles Marineris, Mars : Implications for its geological history. *Icarus*, 208:684–703, août 2010.

L. LE DEIT, S. LE MOUÉLIC, O. BOURGEOIS, J.-P. COMBE, D. MÈGE, C. SOTIN, A. GENDRIN, E. HAUBER, N. MANGOLD et J.-P. BIBRING : Ferric oxides in East Candor Chasma, Valles Marineris (Mars) inferred from analysis of OMEGA/Mars Express data : Identification and geological interpretation. *Journal of Geophysical Research*, 113(E12):E7001, juillet 2008.

S. LE MOUÉLIC, V. CHEVRIER et R. ROY : Spectral Characterization of Weathering Products of Elemental Iron in a Martian Atmosphere : Implications for Mars Hyperspectral Studies. *In* S. MACKWELL et E. STANSBERY, éditeurs : *37th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, volume 37, page 1172, mars 2006a.

S. LE MOUÉLIC, C. SOTIN, J.-P. COMBE, L. LEDEIT, A. GENDRIN, J. MUSTARD, J.-P. BIBRING, Y. LANGEVIN, B. GONDET et P. PINET : Composition of the Dust on Mars Derived from OMEGA Hyperspectral Images. *In* S. MACKWELL et E. STANSBERY, éditeurs : *37th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, volume 37, page 1409, mars 2006b.

A. LEFORT, P. S. RUSSELL et N. THOMAS : Scalloped terrains in the Peneus and Amphitrites Paterae region of Mars as observed by HiRISE. *Icarus*, 205:259–268, janvier 2010.

M. LEGRAND et P. MAYEWSKI : Glaciochemistry of polar ice cores : a review. *Reviews of Geophysics*, 35:219–243, août 1997.

K. C. LEONARD et B. TREMBLAY : Depositional origin of snow sastrugi. *In Eos Trans. American Geophysical Union, Fall Meeting 2006*, volume 57, pages C21C–1170, 2006.

J. S. LEVY, J. W. HEAD et D. R. MARCHANT : Concentric crater fill in Utopia Planitia : History and interaction between glacial brain terrain and periglacial mantle processes. *Icarus*, 202:462–476, août 2009.

K. A. LICHTENBERG, R. E. ARVIDSON, R. V. MORRIS, S. L. MURCHIE, J. L. BISHOP, D. F. FERNANDEZ REMOLAR, T. D. GLOTCH, E. Z. NOE DOBREA, J. F. MUSTARD, J. ANDREWS-HANNA et L. H. ROACH : Stratigraphy of hydrated sulfates in the sedimentary deposits of Aram Chaos, Mars. *Journal of Geophysical Research*, 115:E00D17, 2010.

D. LOIZEAU, N. MANGOLD, F. POULET, J.-P. BIBRING, A. GENDRIN, V. ANSAN, C. GOMEZ, B. GONDET, Y. LANGEVIN, P. MASSON et G. NEUKUM : Phyllosilicates in the Mawrth Vallis region of Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 112(E11):8, juillet 2007.

E. M. LOUCHARD, R. P. REID, C. F. STEPHENS, C. O. DAVIS, R. A. LEATHERS, R. DOWNES et R. MAFFIONE : Derivative analysis of absorption features in hyperspectral remote sensing data of carbonate sediments. *Optics Express*, 10(26):1573–1584, 2002.

B. K. LUCCHITTA, N. K. ISBELL et A. HOWINGTON-KRAUS : Topography of Valles Marineris : Implications for erosional and structural history. *Journal of geophysical Research*, 99:3783–3798, février 1994.

B. K. LUCCHITTA, A. S. MCEWEN, G. D. CLOW, P. E. GEISSLER, R. B. SINGER, R. A. SCHULTZ et S. W. SQUYRES : *The canyon system on Mars*, pages 453–492. The University of Arizona Press, 1992.

M. E. MADDEN, R. J. BODNAR et J. D. RIMSTIDT : Jarosite as an indicator of water-limited chemical weathering on Mars. *Nature*, 431:821–823, octobre 2004a.

M. E. MADDEN, R. J. BODNAR et J. D. RIMSTIDT : Jarosite as an indicator of water-limited chemical weathering on Mars. *Nature*, 431:821–823, octobre 2004b.

J.-B. MADELEINE, F. FORGET, J. W. HEAD, B. LEVRARD, F. MONTMESSIN et E. MILLOUR : Amazonian northern mid-latitude glaciation on Mars : A proposed climate scenario. *Icarus*, 203:390–405, octobre 2009.

M. C. MALIN, J. F. BELL, B. A. CANTOR, M. A. CAPLINGER, W. M. CALVIN, R. T. CLANCY, K. S. EDGETT, L. EDWARDS, R. M. HABERLE, P. B. JAMES, S. W. LEE, M. A. RAVINE, P. C. THOMAS et M. J. WOLFF : Context Camera Investigation on board the Mars Reconnaissance Orbiter. *Journal of Geophysical Research*, 112(E5):E05S04, mai 2007.

M. C. MALIN, G. E. DANIELSON, A. P. INGERSOLL, H. MASURSKY, J. VEVERKA, M. A. RAVINE et T. A. SOULANILLE : Mars Observer camera. *Journal of Geophysical Research*, 97:7699–7718, mai 1992.

M. C. MALIN et K. S. EDGETT : Mars Global Surveyor Mars Orbiter Camera : Interplanetary cruise through primary mission. *Journal of Geophysical Research*, 106:23429–23570, octobre 2001.

N. MANGOLD : High latitude patterned grounds on Mars : Classification, distribution and climatic control. *Icarus*, 174:336–359, avril 2005.

N. MANGOLD et P. ALLEMAND : Topographic analysis of features related to ice on Mars. *Geophysical Research Letters*, 28:407–410, février 2001.

N. MANGOLD, A. GENDRIN, B. GONDET, S. LEMOUELIC, C. QUANTIN, V. ANSAN, J.-P. BIBRING, Y. LANGEVIN, P. MASSON et G. NEUKUM : Spectral and geological study of the sulfate-rich region of West Candor Chasma, Mars. *Icarus*, 194:519–543, avril 2008.

N. MANGOLD, L. ROACH, R. MILLIKEN, S. LE MOUÉLIC, V. ANSAN, J. P. BIBRING, P. MASSON, J. F. MUSTARD, S. MURCHIE et G. NEUKUM : A Late Amazonian alteration layer related to local volcanism on Mars. *Icarus*, 207:265–276, mai 2010.

Curtis V. MANNING, Christopher P. MCKAY et Kevin J. ZAHNLE : The nitrogen cycle on mars : Impact decomposition of near-surface nitrates as a source for a nitrogen steady state. *Icarus*, 197(1):60 – 64, 2008.

D. R. MARCHANT et J. W. HEAD : Antarctic dry valleys : Microclimate zonation, variable geomorphic processes, and implications for assessing climate change on Mars. *Icarus*, 192:187–222, décembre 2007.

M. MASSÉ, O. BOURGEOIS, S. LE MOUÉLIC, C. VERPOORTER, L. LE DEIT et J. P. BIBRING : Martian polar and circum-polar sulfate-bearing deposits : Sublimation tills derived from the North Polar Cap. *Icarus*, 209:434–451, octobre 2010.

M. MASSÉ, S. LE MOUÉLIC, O. BOURGEOIS, J.-P. COMBE, L. LE DEIT, C. SOTIN, J.-P. BIBRING, B. GONDET et Y. LANGEVIN : Mineralogical composition, structure, morphology, and geological history of Aram Chaos crater fill on Mars derived from OMEGA Mars Express data. *Journal of Geophysical Research*, 113(E12):E12006, décembre 2008.

M. D. MAX et S. M. CLIFFORD : Initiation of Martian outflow channels : Related to the dissociation of gas hydrate ? *Geophysical Research Letters*, 28:1787–1790, mai 2001.

T. M. McCollom et B. M. Hynek : A volcanic environment for bedrock diagenesis at Meridiani Planum on Mars. *Nature*, 438:1129–1131, décembre 2005.

A. S. McEwen, E. M. Eliason, J. W. Bergstrom, N. T. Bridges, C. J. Hansen, W. A. Delamere, J. A. Grant, V. C. Gulick, K. E. Herkenhoff, L. Keszthelyi, R. L. Kirk, M. T. Mellon, S. W. Squyres, N. Thomas et C. M. Weitz : Mars Reconnaissance Orbiter's High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE). *Journal of Geophysical Research*, 112(E11):E05S02, mai 2007.

P. C. McGuire, J. L. Bishop, A. J. Brown, A. A. Fraeman, G. A. Marzo, M. Frank Morgan, S. L. Murchie, J. F. Mustard, M. Parente, S. M. Pelkey, T. L. Roush, F. P. Seelos, M. D. Smith, L. Wendt et M. J. Wolff : An improvement to the volcano-scan algorithm for atmospheric correction of CRISM and OMEGA spectral data. *Planetary and Space Science*, 57(7):809–815, juin 2009.

E. McKee : *An introduction to the study of global sand seas*, pages 1–20. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1979.

S. M. McLennan, J. F. Bell, W. M. Calvin, P. R. Christensen, B. C. Clark, P. A. de Souza, J. Farmer, W. H. Farrand, D. A. Fike, R. Gellert, A. Ghosh, T. D. Glotch, J. P. Grotzinger, B. Hahn, K. E. Herkenhoff, J. A. Hurowitz, J. R. Johnson, S. S. Johnson, B. Jolliff, G. Klingelhöfer, A. H. Knoll, Z. Learner, M. C. Malin, H. Y. McSween, J. Pocock, S. W. Ruff, L. A. Soderblom, S. W. Squyres, N. J. Tosca, W. A. Watters, M. B. Wyatt et A. Yen : Provenance and diagenesis of the evaporite-bearing Burns formation, Meridiani Planum, Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 240:95–121, novembre 2005.

H. Y. McSween, S. L. Murchie, D. T. Britt, J. Brückner, G. Dreibus, T. Economou, A. Ghosh, M. P. Golombek, J. P. Greenwood, J. R. Johnson, H. J. Moore, T. J. Parker, R. Rieder, R. Singer et H. Wänke : Chemical, multispectral, and textural constraints on the composition and origin of rocks at the Mars Pathfinder landing site. *Journal of Geophysical Research*, 104:8679–8716, avril 1999.

H. Y. McSween, Jr. : Leonard Medal Address : The rocks of Mars, from far and near. *Meteoritics and Planetary Science*, 37:7–25, janvier 2002.

D. Mège et O. Bourgeois : Destabilization of Valles Marineris Wallslopes by Retreat of Ancient Glaciers. *In Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 41 de *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*, page 1713, mars 2010.

D. Mège, A. C. Cook, E. Garel, Y. Lagabrielle et M.-H. Cormier : Volcanic rifting at Martian grabens. *Journal of Geophysical Research*, 108:5044, mai 2003.

M. T. Mellon, W. C. Feldman et T. H. Prettyman : Theory of Ground Ice on Mars and Implications to the Neutron Leakage Flux. *In Sixth International Conference on Mars*, page 3142, juillet 2003.

M. T. Mellon et B. M. Jakosky : The distribution and behavior of Martian ground ice during past and present epochs. *Journal of Geophysical Research*, 100:3367, juin 1995.

M. T. MELLON, B. M. JAKOSKY, H. H. KIEFFER et P. R. CHRISTENSEN : High-Resolution Thermal Inertia Mapping from the Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer. *Icarus*, 148:437–455, décembre 2000.

S. MERESSE, F. COSTARD, N. MANGOLD, P. MASSON, G. NEUKUM et THE HRSC CO-I TEAM : Formation and evolution of the chaotic terrains by subsidence and magmatism : Hydraotes Chaos, Mars. *Icarus*, 194:487–500, avril 2008.

S. M. MILKOVICH, J. W. HEAD et D. R. MARCHANT : Debris-covered piedmont glaciers along the northwest flank of the Olympus Mons scarp : Evidence for low-latitude ice accumulation during the Late Amazonian of Mars. *Icarus*, 181:388–407, avril 2006.

R. E. MILLIKEN, J. P. GROTZINGER et B. J. THOMSON : Paleoclimate of Mars as captured by the stratigraphic record in Gale Crater. *Geophysical Research Letters*, 37:4201, février 2010.

R. E. MILLIKEN, J. F. MUSTARD et D. L. GOLDSBY : Viscous flow features on the surface of Mars : Observations from high-resolution Mars Orbiter Camera (MOC) images. *Journal of Geophysical Research*, 108:5057, juin 2003.

R.E. MILLIKEN, G.A. SWAYZE, R.E. ARVIDSON, J.L. BISHOP, R.N. CLARK, B.L. EHLMANN, R.O. GREEN, J.P. GROTZINGER, R.V. MORRIS, S.L. MURCHIE, J.F. MUSTARD et C. WEITZ : Opaline silica in young deposits on Mars. *Geology*, 36(11):847–850, 2008.

J. X. MITROVICA, J. WAHR, I. MATSUYAMA et A. PAULSON : The rotational stability of an ice-age earth. *Geophysical Journal International*, 161:491–506, mai 2005.

T. MOLG, N. J. CULLEN, D. R. HARDY, G. KASER et L. KLOK : Mass balance of a slope glacier on Kilimanjaro and its sensitivity to climate. *Journal of Climatology*, 28:881–892, 2008.

T. MOLG et D. R. HARDY : Ablation and associated energy balance of a horizontal glacier surface on Kilimanjaro. *Journal of Geophysical Research*, 109:D16104, 2004.

T. MOLG, D. R. HARDY et G. KASER : Solar-radiation-maintained glacier recession on Kilimanjaro drawn from combined ice-radiation geometry modelling. *Journal of Geophysical Research*, 108(D23):4731, 2003.

D. R. MONTGOMERY et A. GILLESPIE : Formation of Martian outflow channels by catastrophic dewatering of evaporite deposits. *Geology*, 33:625–628, août 2005.

F. MONTMESSIN, R. M. HABERLE, F. FORGET, Y. LANGEVIN, R. T. CLANCY et J.-P. BIBRING : On the origin of perennial water ice at the south pole of Mars : A precession-controlled mechanism ? *Journal of Geophysical Research*, 112(E11):E08S17, août 2007.

A. MORGENSTERN, E. HAUBER, D. REISS, S. VAN GASSELT, G. GROSSE et L. SCHIRRMEISTER : Deposition and degradation of a volatile-rich layer in Utopia Planitia and implications for climate history on Mars. *Journal of Geophysical Research*, 112 (E11):E06010, juin 2007.

R. V. MORRIS, D. C. GOLDEN, D. W. MING, T. G. GRAFF, R. E. ARVIDSON, S. M. WISEMAN, K. A. LICHTENBERG et S. CULL : Visible and Near-IR Reflectance Spectra for Smectite, Sulfate, and Perchlorate Under Dry Conditions for Interpretation of Martian Surface Mineralogy. *In Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 40 de *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*, page 2317, mars 2009.

R. V. MORRIS, G. KLINGELHÖFER, B. BERNHARDT, C. SCHRÖDER, D. S. RODIONOV, P. A. DE SOUZA, A. YEN, R. GELLERT, E. N. EVLANOV, J. FOH, E. KANKELEIT, P. GÜTLICH, D. W. MING, F. RENZ, T. WDOWIAK, S. W. SQUYRES et R. E. ARVIDSON : Mineralogy at Gusev Crater from the Mössbauer Spectrometer on the Spirit Rover. *Science*, 305:833–837, août 2004.

R. V. MORRIS, G. KLINGELHÖFER, C. SCHRÖDER, D. S. RODIONOV, A. YEN, D. W. MING, P. A. DE SOUZA, T. WDOWIAK, I. FLEISCHER, R. GELLERT, B. BERNHARDT, U. BONNES, B. A. COHEN, E. N. EVLANOV, J. FOH, P. GÜTLICH, E. KANKELEIT, T. MCCOY, D. W. MITTLEFEHLDT, F. RENZ, M. E. SCHMIDT, B. ZUBKOV, S. W. SQUYRES et R. E. ARVIDSON : Mössbauer mineralogy of rock, soil, and dust at Meridiani Planum, Mars : Opportunity's journey across sulfate-rich outcrop, basaltic sand and dust, and hematite lag deposits. *Journal of Geophysical Research*, 111 (E10):E12S15, décembre 2006.

R. V. MORRIS, S. W. RUFF, R. GELLERT, D. W. MING, R. E. ARVIDSON, B. C. CLARK, D. C. GOLDEN, K. SIEBACH, G. KLINGELHÖFER, C. SCHRÖDER, I. FLEISCHER, A. S. YEN et S. W. SQUYRES : Identification of Carbonate-Rich Outcrops on Mars by the Spirit Rover. *Science*, 329:421–424, juillet 2010.

S. MURCHIE, R. ARVIDSON, P. BEDINI, K. BEISSER, J.-P. BIBRING, J. BISHOP, J. BOLDT, P. CAVENDER, T. CHOO, R. T. CLANCY, E. H. DARLINGTON, D. DES MARAIS, R. ESPIRITU, D. FORT, R. GREEN, E. GUINNESS, J. HAYES, C. HASH, K. HEFFERNAN, J. HEMMLER, G. HEYLER, D. HUMM, J. HUTCHESON, N. IZENBERG, R. LEE, J. LEES, D. LOHR, E. MALARET, T. MARTIN, J. A. MCGOVERN, P. MCGUIRE, R. MORRIS, J. MUSTARD, S. PELKEY, E. RHODES, M. ROBINSON, T. ROUSH, E. SCHAEFER, G. SEAGRAVE, F. SEELOS, P. SILVERGLATE, S. SLAVNEY, M. SMITH, W.-J. SHYONG, K. STROHBEHN, H. TAYLOR, P. THOMPSON, B. TOSSMAN, M. WIRZBURGER et M. WOLFF : Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM) on Mars Reconnaissance Orbiter (MRO). *Journal of Geophysical Research*, 112:E05S03, mai 2007a.

S. MURCHIE, CRISM SCIENCE et ENGINEERING TEAMS : First Results from the Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM). *In Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 38 de *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*, page 1472, mars 2007b.

S. L. MURCHIE, J. F. MUSTARD, B. L. EHLMANN, R. E. MILLIKEN, J. L. BISHOP, N. K. MCKEOWN, E. Z. NOE DOBREA, D. L. SEELOS, F. P. Buczkowski, S. W. WISEMAN, R. E. ARVIDSON, J. J. WRAY, G. SWAYZE, R. N. CLARK, D. J. DES MARAIS, A. S. MCEWEN et J. BIBRING : A synthesis of Martian aqueous mineralogy after 1 Mars year of observations from the Mars Reconnaissance Orbiter. *Journal of Geophysical Research*, page E00D06, septembre 2009.

S. S. NEDELL, S. W. SQUYRES et D. W. ANDERSEN : Origin and evolution of the layered deposits in the Valles Marineris, Mars. *Icarus*, 70:409–441, juin 1987.

G. NEUKUM, R. JAUMANN, H. HOFFMANN, E. HAUBER, J. W. HEAD, A. T. BASILEVSKY, B. A. IVANOV, S. C. WERNER, S. VAN GASSELT, J. B. MURRAY, T. MCCORD et HRSC CO-INVESTIGATOR TEAM : Recent and episodic volcanic and glacial activity on Mars revealed by the High Resolution Stereo Camera. *Nature*, 432:971–979, décembre 2004.

G. A. NEUMANN, M. T. ZUBER, M. A. WIECZOREK, P. J. MCGOVERN, F. G. LEMOINE et D. E. SMITH : Crustal structure of Mars from gravity and topography. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 109:E8002, août 2004.

F. S. L. NG et M. T. ZUBER : Patterning instability on the Mars polar ice caps. *Journal of Geophysical Research*, 111(E10):E02005, février 2006.

P. B. NILES et J. MICHALSKI : Meridiani Planum sediments on Mars formed through weathering in massive ice deposits. *Nature Geoscience*, 2:215–220, février 2009.

F. NIMMO, S. D. HART, D. G. KORYCANSKY et C. B. AGNOR : Implications of an impact origin for the martian hemispheric dichotomy. *Nature*, 453:1220–1223, juin 2008.

Francis NIMMO et Ken TANAKA : Early crustal evolution of mars1. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33(1):133–161, 2005.

E. Z. NOE DOBREA, F. POULET et M. C. MALIN : Correlations between hematite and sulfates in the chaotic terrain east of Valles Marineris. *Icarus*, 193:516–534, février 2008.

L. E. NYQUIST, D. D. BOGARD, C.-Y. SHIH, A. GRESHAKE, D. STÖFFLER et O. EUGSTER : Ages and Geologic Histories of Martian Meteorites. *Space Science Reviews*, 96:105–164, avril 2001.

H. OHNO, M. IGARASHI et T. HONDOH : Salt inclusions in polar ice core : Location and chemical form of water-soluble impurities. *Earth and Planetary Science Letters*, 232:171–178, mars 2005.

H. OHNO, M. IGARASHI et T. HONDOH : Characteristics of salt inclusions in polar ice from Dome Fuji, East Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 33:L08501, avril 2006.

J. H. P. OOSTHOEK, T. E. ZEGERS, A. ROSSI, B. FOING, G. NEUKUM et HRSC CO-INVESTIGATION TEAM : 3D Mapping of Aram Chaos : S Record of Fracturing and Fluid Activity. *In Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, volume 38 de *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, page 1577, mars 2007.

J. ORMÖ, G. KOMATSU, M. A. CHAN, B. BEITLER et W. T. PARRY : Geological features indicative of processes related to the hematite formation in Meridiani Planum and Aram Chaos, Mars : a comparison with diagenetic hematite deposits in southern Utah, USA. *Icarus*, 171:295–316, octobre 2004.

A. PACIFICI, G. KOMATSU et M. PONDRELLI : Geological evolution of Ares Vallis on Mars : Formation by multiple events of catastrophic flooding, glacial and periglacial processes. *Icarus*, 202:60–77, juillet 2009.

D. A. PAIGE : The thermal stability of near-surface ground ice on Mars. *Nature*, 356:43–45, mars 1992.

M. PARENTE : A New Approach to Denoising CRISM Images. *In Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 39 de *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*, page 2528, mars 2008.

T. R. PARISH et D. H.. BROMWICH : Acase study of Antarctic katabatic wind interaction with large-scale forcing. *Monthly Weather Review*, 126:199–209, janvier 1998.

A. V. PATHARE, D. A. PAIGE et E. TURTLE : Viscous relaxation of craters within the martian south polar layered deposits. *Icarus*, 174:396–418, avril 2005.

S. M. PELKEY, J. F. MUSTARD, S. MURCHIE, R. T. CLANCY, M. WOLFF, M. SMITH, R. MILLIKEN, J.-P. BIBRING, A. GENDRIN, F. POULET, Y. LANGEVIN et B. GONDET : CRISM multispectral summary products : Parameterizing mineral diversity on Mars from reflectance. *Journal of Geophysical Research*, 112(E8):E08S14, juillet 2007.

J. PEULVAST : Morphology, evolution and tectonics of Valles Marineris wallslopes (Mars). *Geomorphology*, 37:329–352, avril 2001.

J. P. PEULVAST et P. L. MASSON : Erosion and tectonics in Central Valles Marineris (Mars) - A new morpho-structural model. *Earth Moon and Planets*, 61:191–217, juin 1993.

B. R. PHILLIPS, H. P. BUNGE et K. SCHABER : True polar wander in mantle convection models with multiple, mobile continents. *Gondwana Research*, 15(3-4):288–296, 2009.

R. J. PHILLIPS, M. T. ZUBER, S. E. SMREKAR, M. T. MELLON, J. W. HEAD, K. L. TANAKA, N. E. PUTZIG, S. M. MILKOVICH, B. A. CAMPBELL, J. J. PLAUT, A. SAFAEINILI, R. SEU, D. BICCARI, L. M. CARTER, G. PICARDI, R. OROSEI, P. S. MOHIT, E. HEGGY, R. W. ZUREK, A. F. EGAN, E. GIACOMONI, F. RUSSO, M. CUTIGNI, E. PETTINELLI, J. W. HOLT, C. J. LEUSCHEN et L. MARINANGELI : Mars North Polar Deposits : Stratigraphy, Age, and Geodynamical Response. *Science*, 320:1182, mai 2008.

G. PICARDI, J. J. PLAUT, D. BICCARI, O. BOMBACI, D. CALABRESE, M. CARTACCI, A. CICCHETTI, S. M. CLIFFORD, P. EDENHOFER, W. M. FARRELL, C. FEDERICO, A. FRIGERI, D. A. GURNETT, T. HAGFORS, E. HEGGY, A. HERIQUE, R. L. HUFF, A. B. IVANOV, W. T. K. JOHNSON, R. L. JORDAN, D. L. KIRCHNER, W. KOFMAN, C. J. LEUSCHEN, E. NIELSEN, R. OROSEI, E. PETTINELLI, R. J. PHILLIPS, D. PLETTEMEIER, A. SAFAEINILI, R. SEU, E. R. STOFAN, G. VANNARONI, T. R. WATTERS et E. ZAMPOLINI : Radar Soundings of the Subsurface of Mars. *Science*, 310:1925–1928, décembre 2005.

S. PIQUEUX, S. BYRNE et M. I. RICHARDSON : Sublimation of Mars's southern seasonal CO_2 ice cap and the formation of spiders. *Journal of Geophysical Research*, 108:5084, août 2003.

S. PIQUEUX, C. S. EDWARDS et P. R. CHRISTENSEN : Distribution of the ices exposed near the south pole of Mars using Thermal Emission Imaging System (THEMIS) temperature measurements. *Journal of Geophysical Research*, 113:E08014, août 2008.

J. J. PLAUT, G. PICARDI, A. SAFAEINILI, A. B. IVANOV, S. M. MILKOVICH, A. CICCHETTI, W. KOFMAN, J. MOUGINOT, W. M. FARRELL, R. J. PHILLIPS, S. M. CLIFFORD, A. FRIGERI, R. OROSEI, C. FEDERICO, I. P. WILLIAMS, D. A. GURNETT, E. NIELSEN, T. HAGFORS, E. HEGGY, E. R. STOFAN, D. PLETTEMEIER, T. R. WATTERS, C. J. LEUSCHEN et P. EDENHOFER : Subsurface Radar Sounding of the South Polar Layered Deposits of Mars. *Science*, 316:92, avril 2007.

J. J. PLAUT, A. SAFAEINILI, J. W. HOLT, R. J. PHILLIPS, J. W. HEAD, R. SEU, N. E. PUTZIG et A. FRIGERI : Radar evidence for ice in lobate debris aprons in the mid-northern latitudes of Mars. *Geophysical Research Letters*, 36:L02203, janvier 2009.

J. B. PLESCIA et R. S. SAUNDERS : Tectonic history of the Tharsis region, Mars. *Journal of Geophysical Research*, 87:9775–9791, novembre 1982.

F. POULET, R. E. ARVIDSON, C. GOMEZ, R. V. MORRIS, J.-P. BIBRING, Y. LANGEVIN, B. GONDET et J. GRIFFES : Mineralogy of Terra Meridiani and western Arabia Terra from OMEGA/MEx and implications for their formation. *Icarus*, 195:106–130, mai 2008a.

F. POULET, J.-P. BIBRING, J. F. MUSTARD, A. GENDRIN, N. MANGOLD, Y. LANGEVIN, R. E. ARVIDSON, B. GONDET et C. GOMEZ : Phyllosilicates on Mars and implications for early martian climate. *Nature*, 438:623–627, décembre 2005.

F. POULET, Y. LANGEVIN, G. BOUBIN, D. JOUGLET, J.-P. BIBRING et B. GONDET : Spectral variability of the Martian high latitude surfaces. *Geophysical Research Letters*, 35:L20201, octobre 2008b.

M. A. PRESLEY et P. R. CHRISTENSEN : Thermal conductivity measurements of particulate materials 1. A review. *Journal of Geophysical Research*, 102:6535–6550, mars 1997.

N. E. PUTZIG et M. T. MELLON : Apparent thermal inertia and the surface heterogeneity of Mars. *Icarus*, 191:68–94, novembre 2007a.

N. E. PUTZIG et M. T. MELLON : Thermal behavior of horizontally mixed surfaces on Mars. *Icarus*, 191:52–67, novembre 2007b.

N. E. PUTZIG, M. T. MELLON, K. A. KRETKE et R. E. ARVIDSON : Global thermal inertia and surface properties of Mars from the MGS mapping mission. *Icarus*, 173: 325–341, février 2005.

N. E. PUTZIG, R. J. PHILLIPS, B. A. CAMPBELL, J. W. HOLT, J. J. PLAUT, L. M. CARTER, A. F. EGAN, F. BERNARDINI, A. SAFAEINILI et R. SEU : Subsurface structure of Planum Boreum from Mars Reconnaissance Orbiter Shallow Radar soundings. *Icarus*, 204:443–457, décembre 2009.

M. S. RAMSEY et P. R. CHRISTENSEN : Mineral abundance determination : Quantitative deconvolution of thermal emission spectra. *Journal of Geophysical Research*, 103:577–596, janvier 1998.

A. N. RENCZ : *Manual of remote sensing, third edition : Remote sensing for the Earth science*. John Wiley, 1999.

J. J. RHODES, S. G. ARMSTRONG et S. G. WARREN : Mode of formation of « ablation hollows » controlled by dirt content of snow. *Journal of Glaciology*, 33:135–139, 1987.

L. H. ROACH, J. F. MUSTARD, M. D. LANE, J. L. BISHOP et S. L. MURCHIE : Diagenetic haematite and sulfate assemblages in Valles Marineris. *Icarus*, 207:659–674, juin 2010.

L. H. ROACH, J. F. MUSTARD, S. MURCHIE, Y. LANGEVIN, J.-P. BIBRING, J. BISHOP, N. BRIDGES, A. BROWN, S. BYRNE, B. L. EHLMANN, K. HERKENHOFF, P. C. MCGUIRE, R. E. MILLIKEN, S. PELKEY, F. POULET, F. P. SEELOS, K. SEELOS et CRISM TEAM : CRISM Spectral Signatures of the North Polar Gypsum Dunes. *In Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, volume 38, page 1970, mars 2007.

L. H. ROACH, J. F. MUSTARD, S. L. MURCHIE, J.-P. BIBRING, F. FORGET, K. W. LEWIS, O. AHARONSON, M. VINCENDON et J. L. BISHOP : Testing evidence of recent hydration state change in sulfates on Mars. *Journal of Geophysical Research*, 114 (E13):E00D02, avril 2009.

D. A. ROBERTS, M. GARDNER, R. CHURCH, S. USTIN, G. SCHEER et R. O. GREEN : Mapping chaparral in the santa monica mountains using multiple endmember spectral mixture models. *Remote Sensing of Environment*, 65(3):267 – 279, 1998.

J. H. ROBERTS et S. ZHONG : The cause for the north south orientation of the crustal dichotomy and the equatorial location of Tharsis on Mars. *Icarus*, 190:24–31, septembre 2007.

J. A. P. RODRIGUEZ, J. KARGEL, D. A. CROWN, L. F. BLEAMASTER, K. L. TANAKA, V. BAKER, H. MIYAMOTO, J. M. DOHM, S. SASAKI et G. KOMATSU : Headward growth of chasmata by volatile outbursts, collapse, and drainage : Evidence from Ganges chaos, Mars. *Geophysical Research Letters*, 33(18):L18203, septembre 2006.

J. A. P. RODRÍGUEZ, S. SASAKI, J. M. DOHM, K. L. TANAKA, B. STROM, J. KARGEL, R. KUZMIN, H. MIYAMOTO, J. G. SPRAY, A. G. FAIRÉN, G. KOMATSU, K. KURITA et V. BAKER : Control of impact crater fracture systems on subsurface hydrology, ground subsidence, and collapse, Mars. *Journal of Geophysical Research*, 110(E6):E06003, juin 2005.

J. A. P. RODRIGUEZ, S. SASAKI, R. O. KUZMIN, J. M. DOHM, K. L. TANAKA, H. MIYAMOTO, K. KURITA, G. KOMATSU, A. G. FAIRÉN et J. C. FERRIS : Outflow channel sources, reactivation, and chaos formation, Xanthe Terra, Mars. *Icarus*, 175:36–57, mai 2005.

J. A. P. RODRIGUEZ, K. L. TANAKA, Y. LANGEVIN, M. BOURKE, J. KARGEL, P. CHRISTENSEN et S. SASAKI : Recent aeolian erosion and deposition in the north polar plateau of Mars. *International Journal of Mars Science and Exploration*, 3:29–41, 2007.

A. P. ROSSI, G. NEUKUM, M. PONDRELLI, S. VAN GASSELT, T. ZEGERS, E. HAUBER, A. CHICARRO et B. FOING : Large-scale spring deposits on Mars ? *Journal of Geophysical Research*, 113(E12):E08016, août 2008.

J.-M. ROUCHY et M.-M. BLANC-VALLERON : *Les évaporites : Matériaux singuliers, milieux extrêmes*. Vuibert, 2006.

R. ROY : *Influence des altérations de surface naturelle sur la reconnaissance des roches par télédetection 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*. Thèse de doctorat, Université de Nantes, 2007.

R. RÖTHLISBERGER, R. MULVANEY, E. W. WOLFF, A. HUTTERLI, M. BIGLER, S. SOMMER et J. JOUZEL : Dust and sea salt variability in central East Antarctica (Dome C) over the last 45 kyrs and its implications for southern high-latitude climate. *Geophysical Research Letters*, 29(20):1963, octobre 2002.

D. J. SAWYER, M. D. MCGEHEE, J. CANEPA et C. B. MOORE : Water soluble ions in the Nakhla martian metorite. *Meteoritics and Planetary Science*, 35:743–747, juillet 2000.

G. SCHUBERT, D. L. TURCOTTE et P. OLSON : *Mantle Convection in the Earth and Planets*. Cambridge, septembre 2001.

P. H. SCHULTZ, J. L. ROGERS et R. A. SCHULTZ : Impact-Basin Control of Channels and Valleys on Mars. *In Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, volume 13 de *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pages 700–701, mars 1982.

R. A. SCHULTZ : Multiple-process origin of Valles Marineris basins and troughs, Mars. *Planetary and Space Science*, 46:827–834, juin 1998.

D. SCOTT et M. CARR : Geological map of Mars, 1 :25.000.000. *Geological Survey Technical Report (Miscellaneous Investigation Series*, 1978.

D. SCOTT et K. L. TANAKA : Geological map of the polar regions of Mars, 1 :15.000.000.000. *Geological Survey Technical Report (Miscellaneous Investigation Series*, 1987.

E. SEFTON-NASH et D. C. CATLING : Hematitic concretions at Meridiani Planum, Mars : Their growth timescale and possible relationship with iron sulfates. *Earth and Planetary Science Letters*, 269:366–376, mai 2008.

E. SEFTON-NASH et D. C. CATLING : An Integrated Study of Light-toned Layered Outcrops (LLOs) in Iani Chaos. *In Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 41, page 1957, mars 2010.

P. K. SEIDELMANN, V. K. ABALAKIN, M. BURSA, M. E. DAVIES, C. DE BERGH, J. H. LIESKE, J. OBERST, J. L. SIMON, E. M. STANDISH, P. STOOKE et P. C. THOMAS : Report of the IAU/IAG Working Group on Cartographic Coordinates and Rotational Elements of the Planets and Satellites : 2000. *Celestial Mechanics and Dynamical Astronomy*, 82:83–111, janvier 2002.

M. M. SELVANS, J. J. PLAUT, O. AHARONSON et A. SAFAEINILI : Internal structure of Planum Boreum, from Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionospheric Sounding data. *Journal of Geophysical Research*, page in press, 2010.

R. SEU, R. J. PHILLIPS, G. ALBERTI, D. BICCARI, F. BONAVENTURA, M. BORTONE, D. CALABRESE, B. A. CAMPBELL, M. CARTACCI, L. M. CARTER, C. CATALLO, A. CROCE, R. CROCI, M. CUTIGNI, A. DI PLACIDO, S. DINARDO, C. FEDERICO, E. FLAMINI, F. FOIS, A. FRIGERI, O. FUGA, E. GIACOMONI, Y. GIM, M. GUELFI, J. W. HOLT, W. KOFMAN, C. J. LEUSCHEN, L. MARINANGELI, P. MARRAS, A. MASDEA, S. MATTEI, R. MECOZZI, S. M. MILKOVICH, A. MORLUPI, J. MOUGINOT, R. OROSEI, C. PAPA, T. PATERNÒ, P. PERSI DEL MARMO, E. PETTINELLI, G. PICA, G. PICARDI, J. J. PLAUT, M. PROVENZIANI, N. E. PUTZIG, F. RUSSO, A. SAFAEINILI, G. SALZILLO, M. R. SANTOVITO, S. E. SMREKAR, B. TATTARLETTI et D. VICARI : Accumulation and Erosion of Mars South Polar Layered Deposits. *Science*, 317:1715–1722, septembre 2007.

R. P. SHARP : Mars : fretted and chaotic terrains. *Journal of Geophysical Research*, 78:4073–4083, juillet 1973a.

R. P. SHARP : Mars : Troughed Terrain. *Journal of Geophysical Research*, 78:4063–4072, juillet 1973b.

R. P. SHARP, L. A. SODERBLOM, B. C. MURRAY et J. A. CUTTS : The surface of Mars. 2. Uncratered terrains. *Journal of Geophysical Reasearch*, 76:331–342, 1971.

D. E. SMITH, M. T. ZUBER, H. V. FREY, J. B. GARVIN, J. W. HEAD, D. O. MUHLEMAN, G. H. PETTENGILL, R. J. PHILLIPS, S. C. SOLOMON, H. J. ZWALLY, W. B. BANERDT, T. C. DUXBURY, M. P. GOLOMBEK, F. G. LEMOINE, G. A. NEUMANN, D. D. ROWLANDS, O. AHARONSON, P. G. FORD, A. B. IVANOV, C. L. JOHNSON, P. J. MCGOVERN, J. B. ABSHIRE, R. S. AFZAL et X. SUN : Mars Orbiter Laser Altimeter : Experiment summary after the first year of global mapping of Mars. *Journal of Geophysical Research*, 106:23689–23722, octobre 2001a.

D. E. SMITH, M. T. ZUBER et G. A. NEUMANN : Seasonal Variations of Snow Depth on Mars. *Science*, 294:2141–2146, décembre 2001b.

I. B. SMITH et J. W. HOLT : Onset and migration of spiral troughs on Mars revealed by orbital radar. *Nature*, 465:450–453, mai 2010.

L. A. SODERBLOM, R. C. ANDERSON, R. E. ARVIDSON, J. F. BELL, N. A. CABROL, W. CALVIN, P. R. CHRISTENSEN, B. C. CLARK, T. ECONOMOU, B. L. EHLMANN, W. H. FARRAND, D. FIKE, R. GELLERT, T. D. GLOTCH, M. P. GOLOMBEK, R. GREELEY, J. P. GROTZINGER, K. E. HERKENHOFF, D. J. JEROLMACK, J. R. JOHNSON, B. JOLLIFF, G. KLINGELHÖFER, A. H. KNOLL, Z. A. LEARNER, R. LI, M. C. MALIN, S. M. MCLENNAN, H. Y. MCSWEEN, D. W. MING, R. V. MORRIS, J. W. RICE, L. RICHTER, R. RIEDER, D. RODIONOV, C. SCHRÖDER, F. P. SEELOS, J. M. SODERBLOM, S. W. SQUYRES, R. SULLIVAN, W. A. WATTERS, C. M. WEITZ, M. B. WYATT, A. YEN et J. ZIPFEL : Soils of Eagle Crater and Meridiani Planum at the Opportunity Rover Landing Site. *Science*, 306:1723–1726, décembre 2004.

L. A. SODERBLOM, C. D. CONDIT, R. A. WEST, B. M. HERMAN et T. J. KREIDLER : Martian planetwide crater distributions : Implications for geologic history and surface processes,. *Icarus*, 22(3):239 – 263, 1974. ISSN 0019-1035.

G. SPADA, Y. RICARD et R. SABADINI : Excitation of true polar wander by subduction. *Nature*, 360:452–454, décembre 1992.

G. SPADA, R. SABADINI et E. BOSCHI : Long-term rotation and mantle dynamics of the Earth, Mars, and Venus. *Journal of Geophysical Research*, 101:2253–2266, 1996.

A. SPIGA et F. FORGET : A new model to simulate the Martian mesoscale and microscale atmospheric circulation : Validation and first results. *Journal of Geophysical Research*, 114:E02009, février 2009.

A. SPIGA, S. R. LEWIS, F. FORGET, E. MILLOUR, L. MONTABONE et J.-B. MADELEINE : The Impact of Katabatic Winds on Martian Thermal Inertia Retrievals. *In Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 41 de *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*, page 1533, 2010.

S. W. SQUYRES : The distribution of lobate debris aprons and similar flows on Mars. *Journal of Geophysical Research*, 84:8087–8096, décembre 1979.

S. W. SQUYRES, R. E. ARVIDSON, E. T. BAUMGARTNER, J. F. BELL, P. R. CHRISTENSEN, S. GOREVAN, K. E. HERKENHOFF, G. KLINGELHÖFER, M. B. MADSEN, R. V. MORRIS, R. RIEDER et R. A. ROMERO : Athena Mars rover science investigation. *Journal of Geophysical Research*, 108:8062, décembre 2003.

S. W. SQUYRES, R. E. ARVIDSON, D. L. BLANEY, B. C. CLARK, L. CRUMPLER, W. H. FARRAND, S. GOREVAN, K. E. HERKENHOFF, J. HUROWITZ, A. KUSACK, H. Y. MCSWEEN, D. W. MING, R. V. MORRIS, S. W. RUFF, A. WANG et A. YEN : Rocks of the Columbia Hills. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 111(E2):E02S11, février 2006a.

S. W. SQUYRES, A. H. KNOLL, R. E. ARVIDSON, B. C. CLARK, J. P. GROTZINGER, B. L. JOLLIFF, S. M. MCLENNAN, N. TOSCA, J. F. BELL, W. M. CALVIN, W. H. FARRAND, T. D. GLOTCH, M. P. GOLOMBEK, K. E. HERKENHOFF, J. R. JOHNSON, G. KLINGELHÖFER, H. Y. MCSWEEN et A. S. YEN : Two Years at Meridiani Planum : Results from the Opportunity Rover. *Science*, 313:1403–1407, septembre 2006b.

A. D. STORRS, F. P. FANALE, R. S. SAUNDERS et J. B. STEPHENS : The formation of filamentary sublimate residues (FSR) from mineral grains. *Icarus*, 76:493–512, décembre 1988.

Anna SZYNKIEWICZ, Ryan C. EWING, Craig H. MOORE, Mihaela GLAMOCLIJA, David BUSTOS et Lisa M. PRATT : Origin of terrestrial gypsum dunes–implications for martian gypsum-rich dunes of olympia undae. *Geomorphology*, 121(1-2):69 – 83, 2010.

G. TALSKY : *Derivative Spectrophotometry, low and high order*. Wiley, 1994.

K. L. TANAKA : The stratigraphy of Mars. *Journal of Geophysical Research*, 91:139, septembre 1986.

K. L. TANAKA : Geology and insolation-driven climatic history of Amazonian north polar materials on Mars. *Nature*, 437:991–994, octobre 2005.

K. L. TANAKA et R. K. HAYWARD : Mars' North Circum-Polar Dunes : Distribution, Sources, and Migration History. *In Planetary Dunes Workshop*, pages 69–70, 2008.

K. L. TANAKA, J. A. P. RODRIGUEZ, J. A. SKINNER, M. C. BOURKE, C. M. FORTEZZO, K. E. HERKENHOFF, E. J. KOLB et C. H. OKUBO : North polar region of Mars : Advances in stratigraphy, structure, and erosional modification. *Icarus*, 196:318–358, août 2008.

K. L. TANAKA, J. A. SKINNER, T. M. HARE, T. JOYAL et A. WENKER : Resurfacing history of the northern plains of Mars based on geologic mapping of Mars Global Surveyor data. *Journal of Geophysical Research*, 108:8043, avril 2003.

K. L. TANAKA et J. A. SKINNER, Jr. : Advances in Reconstructing the Geologic History of the Chryse Region Outflow Channels on Mars. *In* S. MACKWELL et E. STANSBERY, éditeurs : *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, volume 35, page 1770, mars 2004.

P. THOLLOT, N. MANGOLD, S. LEMOUÉLIC, R. E. MILLIKEN, L. H. ROACH et J. F. MUSTARD : Recent Hydrated Minerals in Noctis Labyrinthus Chasmata, Mars. *LPI Contributions*, 1547:64, avril 2010.

P. THOMAS et C. WEITZ : Sand dune materials and polar layered deposits on Mars. *Icarus*, 81:185–215, septembre 1989.

P. C. THOMAS, M. C. MALIN, P. B. JAMES, B. A. CANTOR, R. M. E. WILLIAMS et P. GIERASCH : South polar residual cap of Mars : Features, stratigraphy, and changes. *Icarus*, 174:535–559, avril 2005.

N. J. TOSCA et S. M. MCLENNAN : Chemical divides and evaporite assemblages on Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 241:21–31, janvier 2006.

F. TSAI et W. PHILIPOT : Derivative analysis of hyperspectral data. *Remote Sensing of Environment*, 66(1):41–51, 1998.

H. TSOAR, R. GREELEY et A. R. PETERFREUND : Mars - The north polar sand sea and related wind patterns. *Journal of Geophysical Research*, 84:8167–8180, décembre 1979.

D. L. TURCOTTE et G. SCHUBERT : *Geodynamics*. Cambridge, mars 2002.

S. VAN GASSELT : *Cold-climate landforms on Mars*. Thèse de doctorat, Free University of Berlin, 2007.

G. VANE et A. GOETZ : Terrestrial imaging spectroscopy. *Remote Sensing of Environment*, 24:1–29, 1988.

C. VERPOORTER : *Teledetection hyperspectrale et cartographie des facies sedimentaires en zone intertidale : application a la baie de Bourgneuf*. Thèse de doctorat, University of nantes, 2009.

C. VERPOORTER, V. CARRÈRE et M. ROBIN : Retrieval of physical properties of mudflat sediments from hyperspectral data using the modified gaussian model and spectral curve fitting. *In Proceedings 5th EARSeL Workshop on Imaging Spectroscopy*, 2007.

N. WARNER, S. GUPTA, S.-Y. LIN, J.-R. KIM, J.-P. MULLER et J. MORLEY : Late Noachian to Hesperian climate change on Mars : Evidence of episodic warming from transient crater lakes near Ares Vallis. *Journal of Geophysical Research*, 115(E6): E06013, juin 2010.

N. H. WARNER et J. D. FARMER : Importance of aeolian processes in the origin of the north polar chasmata, Mars. *Icarus*, 196:368–384, août 2008.

C. M. WEITZ, R. E. MILLIKEN, J. A. GRANT, A. S. MCEWEN, R. M. E. WILLIAMS, J. L. BISHOP et B. J. THOMSON : Mars Reconnaissance Orbiter observations of light-toned layered deposits and associated fluvial landforms on the plateaus adjacent to Valles Marineris. *Icarus*, 205:73–102, janvier 2010.

L. WILSON et J. W. HEAD, III : Volcanic Eruption Styles on Mars Due to Shallow Interactions Between Magma and Volatiles. *In Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 33, page 1275, mars 2002.

Dale P. WINEBRENNER, Michelle R. KOUTNIK, Edwin D. WADDINGTON, Asmin V. PATHARE, Bruce C. MURRAY, Shane BYRNE et Jonathan L. BAMBER : Evidence for ice flow prior to trough formation in the martian north polar layered deposits. *Icarus*, 195(1):90 – 105, 2008.

S. M. WISEMAN, R. E. ARVIDSON, R. V. MORRIS, S. L. MURCHIE, F. P. SEELOS, J. C. ANDREWS-HANNA et CRISM TEAM : Hydrated Sulfate Deposits Detected Within Schiaparelli Crater, Mars. *In Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 40, page 1798, mars 2009.

S. M. WISEMAN, R. E. ARVIDSON, R. V. MORRIS, F. POULET, J. C. ANDREWS-HANNA, J. L. BISHOP, S. L. MURCHIE, F. P. SEELOS, D. DES MARAIS et J. L. GRIFFES : Spectral and stratigraphic mapping of hydrated sulfate and phyllosilicate-bearing deposits in

northern Sinus Meridiani, Mars. *Journal of Geophysical Research*, 115:E00D18, juillet 2010.

E. W. WOLFF, H. FISCHER, F. FUNDEL, B. TWARLOH, G. C. LITTOT, R. MULVANEY, R. ROTHLISBERGER, M. DE ANGELIS, C F. BOUTRON, M. HANSSON, U. JONSELL, M. A. HUTTERLI, F. LAMBERT, P. KAUFFMANN, B. STAUFFER, T. F. STOCKER, J. P. STEFFENSEN, M. BIGLER, M. L. SIGAARD-ANDERSEN, R. UDISTI, S. BECAGLI, E. CASTELLANO, M. SEVERI, D. WAGENBACH, C. BARBANTE, P. GABRIELLI et V. GASPARI : Southern Ocean sea-ice extent, productivity and iron flux over the past eight glacial cycles. *Nature*, 440:491–496, mars 2006.

J. J. WRAY, S. L. MURCHIE, S. W. SQUYRES, F. P. SEELOS et L. L. TORNABENE : Diverse aqueous environments on ancient mars revealed in the southern highlands. *Geology*, 37(11):1043–1046, 2009.

J. J. WRAY, S. W. SQUYRES, L. H. ROACH, J. L. BISHOP, J. F. MUSTARD et E. Z. NOE DOBREA : Identification of the ca-sulfate bassanite in mawrth vallis, mars. *Icarus*, In Press, Corrected Proof:–, 2010. ISSN 0019-1035.

W. E. YASSO : Heavy mineral concentration and sastrugi-like deflation furrows in a beach salcrete at rockaway point. *Journal of Sedimentary Petrology*, 36(3):836–838, 1966.

A. S. YEN, R. V. MORRIS, B. C. CLARK, R. GELLERT, A. T. KNUDSON, S. SQUYRES, D. W. MITTLEFEHLDT, D. W. MING, R. ARVIDSON, T. MCCOY, M. SCHMIDT, J. HUROWITZ, R. LI et J. R. JOHNSON : Hydrothermal processes at Gusev Crater : An evaluation of Paso Robles class soils. *Journal of Geophysical Research*, 113(E12):6–+, avril 2008.

C. F. YODER, A. S. KONOPLIV, D. N. YUAN, E. M. STANDISH et W. M. FOLKNER : Fluid Core Size of Mars from Detection of the Solar Tide. *Science*, 300:299–303, avril 2003.

G. A. ZIELINSKI, P. A. MAYEWSKI, L. D. MEEKER, K. GRÖNVOLD, M. S. GERMANI, S. WHITLOW, M. S. TWICKLER et K. TAYLOR : Volcanic aerosol records and tephrochronology of the Summit, Greenland, ice cores. *Journal of Geophysical Research*, 102:26,625–26,640, novembre 1997.

M. Y. ZOLOTOV et M. V. MIRONENKO : Formation and Fate of Phyllosilicates on the Surface of Mars : Geochemical Modeling of Aqueous Weathering. *LPI Contributions*, 1353:3365, juillet 2007.

M. T. ZUBER, R. J. PHILLIPS, J. C. ANDREWS-HANNA, S. W. ASMAR, A. S. KONOPLIV, F. G. LEMOINE, J. J. PLAUT, D. E. SMITH et S. E. SMREKAR : Density of Mars South Polar Layered Deposits. *Science*, 317:1718–1719, septembre 2007.

M. T. ZUBER, D. E. SMITH, S. C. SOLOMON, J. B. ABSHIRE, R. S. AFZAL, O. AHARONSON, K. FISHBAUGH, P. G. FORD, H. V. FREY, J. B. GARVIN, J. W. HEAD, A. B. IVANOV, C. L. JOHNSON, D. O. MUHLEMAN, G. A. NEUMANN, G. H. PETTENGILL,

R. J. PHILLIPS, X. SUN, H. J. ZWALLY, W. B. BANERDT et T. C. DUXBURY : Observations of the North Polar Region of Mars from the Mars Orbiter Laser Altimeter. *Science*, 282:2053, décembre 1998.

Nature et origine des dépôts de sulfates dans les régions équatoriales et polaires de Mars. Comparaison morphologique et minéralogique entre Aram Chaos et la calotte polaire Nord.

D'importants dépôts de sulfates ont été découverts dans certaines régions équatoriales de Mars : les canyons de Valles Marineris, les terrains chaotiques, et les plaines de Meridiani. Afin d'expliquer la chimie de ces dépôts, ainsi que la formation d'un tel volume de sédiments de même composition, sur des surfaces aussi larges et variées, l'une des hypothèses les plus récentes suggère une origine glaciaire. Le but de cette thèse est d'évaluer la plausibilité de ce mode de formation, par une étude morphologique et minéralogique comparative des sulfates trouvés sur la calotte polaire Nord et sur les terrains chaotiques (Aram Chaos). L'analyse des sédiments superficiels de la calotte polaire montre que ceux-ci sont riches en gypse. Ces particules riches en sulfates proviennent directement de la calotte polaire, s'accumulent en surface par ablation de la glace, et sont transportées par le vent dans les dunes circum-polaires. L'analyse des affleurements observés à l'équateur sur Aram Chaos montre des dépôts stratifiés clairs, semblables à ceux de Valles Marineris et de Meridiani Planum ; ils contiennent un mélange de sulfates monohydratés, d'oxydes de fer et de minéraux hydratés. Ces dépôts pourraient également avoir une origine glaciaire car, durant les périodes de haute obliquité, d'anciennes accumulations de glace ont pu se former aux basses latitudes. De plus, l'observation d'analogues terrestres en Antarctique révèle que des sulfates se forment effectivement dans la glace par des réactions post-dépôt, et peuvent être compatibles avec la chimie des minéraux observés à l'équateur martien, si l'accumulation de la glace coïncide avec le dépôt de matériaux volcaniques.

Mots-clés : Mars, composition, altération, terrains chaotiques, calotte polaire, spectro-imagerie, géomorphologie.

Nature and origin of sulfate deposits in equatorial and polar regions of Mars. Morphological and mineralogical comparison of Aram Chaos and the North Polar Cap.

Important sulfate deposits have been discovered in various equatorial regions of Mars : the canyons of Valles Marineris, chaotic terrains, and Meridiani plains. In order to explain the chemical composition of these deposits and the formation of such a large volume of sediments displaying the same composition and various and extensive terrains, one of the latest hypotheses suggests a glacial origin. The aim of this thesis is to evaluate the consistency of this hypothesis by an integrated morphological and mineralogical study of sulfates found on the North Polar Cap and on equatorial chaotic terrains (Aram Chaos). The analysis of the North Polar Cap reveals that all the superficial sediments contain gypsum. These sulfate-bearing particles have been released directly from the ice cap by sublimation. Winds are then responsible for the reworking of these sediments and their accumulation in the circumpolar dune field. The analysis of Aram Chaos sulfate deposits reveals some bright, layered outcrops, similar to those observed in Valles Marineris and in Meridiani Planum ; they contain a mixture of monohydrated sulfates, ferric oxides and hydrated minerals. These deposits could also originate from glacial processes because climate models and morphological analyses show that, during periods of high obliquity, ice accumulations can have formed in the lower latitudes. Moreover, the observation of terrestrial analogs in Antarctica demonstrates that sulfates can form in ice by post-depositional processes. These processes could reproduce the chemical composition of the Martian equatorial deposits if ice and some volcanic materials were accumulated at the same time.

Key-words : Mars, composition, weathering, chaotic terrains, polar cap, hyperspectral-imaging, geomorphology.