

La surface de Mars, une surface d'origine volcanique

Si l'étude de Mars a commencé au XVII^e siècle grâce aux télescopes terrestres, ce n'est véritablement qu'à l'ère spatiale, quand les premières missions partirent vers Mars, que la plupart des connaissances actuelles ont été obtenues. Atteindre Mars n'est pas une mince affaire et pas moins de 43 missions spatiales américaines, européennes, russes ou encore japonaises ont été envoyées et 19 seulement, en comptant Curiosity à bord de Mars Science Laboratory qui s'est posé sur Mars en août dernier, ont été un succès ou demi-succès. Les instruments embarqués à bord des missions spatiales ont permis d'obtenir des détails sur la minéralogie et la morphologie de la surface martienne, mais aussi sur la composition de l'atmosphère et son cycle atmosphérique, l'activité de la planète, sa structure interne ou encore son champ magnétique. Les observations depuis l'orbite sont complétées par des analyses in situ obtenues par des Rovers arpentant la surface de Mars, ainsi que par l'étude de météorites martiennes récoltées sur Terre. Ces différentes données ont montré que Mars possédait une surface d'origine principalement volcanique résultante de plusieurs milliards d'années d'activité.

Nous commencerons ce chapitre par une courte introduction de Mars présentant brièvement ces caractéristiques principales. La deuxième partie sera dédiée à la description générale des données géologiques et minéralogiques que nous avons de la surface de Mars au moment où débuta cette thèse. Pour finir, nous présenterons l'état des connaissances actuelles concernant la formation de la croûte primaire de Mars, l'évolution de son volcanisme et ses implications au niveau de l'évolution interne de la planète, ainsi que les processus d'altération et de resurfaçages impliqués dans l'évolution du paysage martien.

1.1 Les principales caractéristiques de Mars

Mars est la 4^{ème} planète du système solaire, soit la dernière planète tellurique. Située entre l'orbite de la Terre et la ceinture principale d'astéroïdes, elle se déplace autour du soleil sur une orbite d'excentricité 0.093, nettement supérieure à celle de la Terre (qui est de seulement 0.017). Sa distance moyenne au soleil est de 1.5 AU soit 228.106 km, ce qui engendre un flux solaire incident 2.5 fois plus faible qu'à la surface de la Terre. Le jour solaire martien est de 24 h 39 min 35s. L'année martienne est de 669 jours martiens, ce qui correspond à 687 jours terrestres, soit presque 2 années terrestres. Son obliquité, qui représente l'inclinaison de son axe de rotation par rapport à l'écliptique, vaut actuellement près de 25° ce qui est du même ordre que celle de la Terre (23.45°). Cela lui procure des saisons qui sont toutefois plus marquées que celle que nous connaissons du fait de la grande excentricité de l'orbite de Mars. Cette obliquité aurait pu varier dans le passé et atteindre jusqu'à 60° [Laskar et al., 2004], comme l'atteste la présence d'anciens glaciers à l'équateur [Haberle et al., 2006]. Ceci s'explique par la taille de Phobos et Deimos, les deux satellites de Mars, qui n'est pas assez importante pour stabiliser l'obliquité de Mars contrairement à celle de la Lune qui stabilise l'obliquité de la Terre.

Pour se repérer de manière simple dans l'année martienne, on utilise la longitude solaire (Ls), grandeur définie par l'angle exprimé en degré entre l'axe soleil-Mars à l'équinoxe de printemps pour l'hémisphère nord et l'axe soleil-Mars instantané. L'année martienne vaut donc 360° et chaque saison 90° comme l'illustre la Figure 1.

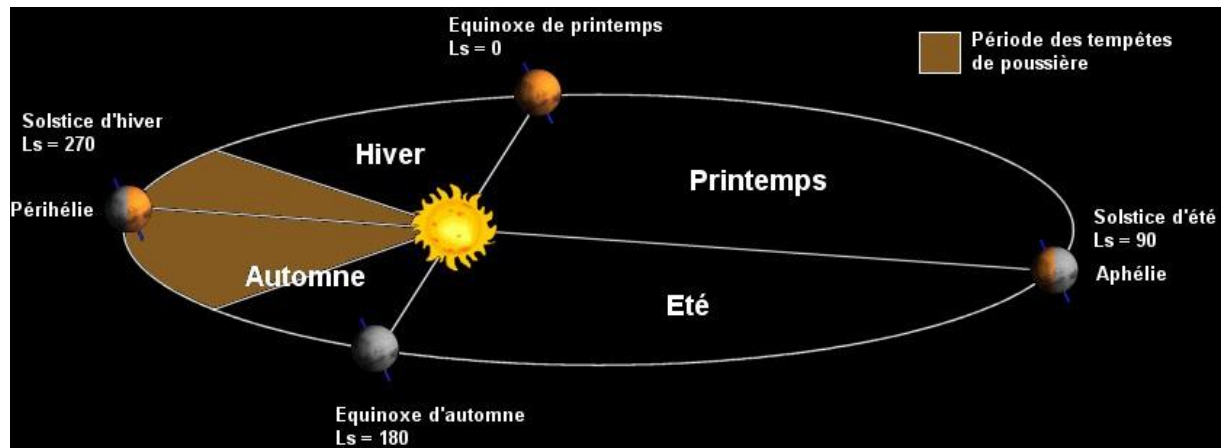


Figure 1. Révolution de Mars autour du Soleil pendant une année martienne (Labrot, 2008).

Le rayon équatorial de Mars de seulement 3396 kilomètres, soit à peine deux fois plus grand que celui de la Lune et moitié moins grand que celui de la Terre, fait de Mars une « anomalie » du système solaire. En effet, de par sa position de 4^{ème}, les modèles de formation montrent que Mars devrait être de taille égale ou plus grande que la Terre. Une explication à sa petite taille serait la migration des planètes géantes qui aurait expulsé loin dans le système solaire les astéroïdes présents sur l'orbite de Mars et initialement destinés à sa formation [Walsh et al., 2011]. La densité de Mars est de 3.93 g.cm^{-3} ce qui lui procure une masse dix fois plus petite que celle de la Terre et une gravité de surface de 3.72 m.s^{-2} , soit 0.38 fois celle de la Terre.

Bien qu'il soit aujourd'hui envisagé que l'atmosphère de Mars ait pu être plus importante dans le passé, Mars ne possède actuellement qu'une atmosphère ténue dont la pression moyenne à la surface vaut environ 6 mbar contre environ 1bar pour la Terre et 93 bars pour Vénus. Cette faible pression atmosphérique ne permet pas à Mars de maintenir un effet de serre important, il existe donc un grand gradient de température entre le jour et la nuit, et entre les différentes saisons, avec des températures de surface qui s'échelonnent entre -133°C , valeur minimale aux pôles de nuit, et 27°C , valeur maximale atteinte à l'équateur en été de jour. Cette atmosphère est composée à 95% de CO_2 , 3% d'azote, 1.6% d'argon, 0.1 % d'oxygène et des traces d'autres gaz comme la vapeur d'eau. Le CO_2 et la vapeur d'eau, vont au cours des saisons se condenser pour former des nuages ou se déposer pour former des dépôts de glace aux hautes latitudes et essentiellement aux pôles où elles vont former des grandes calottes polaires saisonnières pendant l'hiver de chaque hémisphère. L'atmosphère martienne contient aussi un grand nombre de petites particules de poussières en suspension appelées aérosols dont la quantité dans l'atmosphère varie au cours des saisons et des années et peut former de grandes tempêtes globales de poussière qui peuvent perdurer pendant plusieurs mois.

En l'absence de données sismiques, la structure interne de Mars est très peu contrainte et dépend beaucoup du modèle utilisé. Cependant, son facteur de moment d'inertie I/MR^2 qui dépend de la répartition des masses dans la planète a été estimé à 0.3650 ± 0.0012 , ce qui correspond à une valeur intermédiaire entre celle de la Lune (0.394) et celle de la Terre (0.33) [Yoder et al., 2003]. Ce moment d'inertie est en accord avec une planète différenciée composée d'un important noyau riche en Fer ainsi que d'un manteau et d'une croûte silicatée dont les détails seront donnés dans la suite (section 1.2) (Figure 2). Cependant, le fait que ce facteur de moment d'inertie soit plus important que celui de la Terre suggère une différenciation moindre entraînant une plus faible concentration des matériaux lourds dans le noyau et donc un manteau primitif martien plus riche en Fer et plus dense et/ou proportionnellement plus grand que celui de la Terre. Ceci est en accord avec la densité du noyau martien estimé vers $\sim 3.55 \text{ g.cm}^{-3}$ comparé à une densité de $\sim 3.34 \text{ g.cm}^{-3}$ pour la Terre ainsi que par le rayon du noyau de

1600±200 km, soit environ 9% du volume martien contre 16% pour le noyau terrestre [Fei and Bertka, 2005, Bertka and Fei, 1998b, Taylor and McLennan, 2009]. La grande teneur en Fer du noyau a été confirmée par l'analyse des météorites martiennes [Dreibus and Wänke, 1985, Wänke and Dreibus, 1988], ainsi que par la composition chimique de la surface dérivée des données GRS [Taylor et al., 2006] (voir section 1.2.2.3), qui suggèrent des concentrations absolues en FeO de ~18% pour le manteau martien contre seulement 7.8% pour la Terre. Des expériences et modélisations récentes ont cependant suggéré que le magma source des météorites martiennes pourrait avoir des concentrations en FeO légèrement plus faibles ~(12-14%), mais toujours en accord avec le moment d'inertie [Borg and Draper, 2003 ; Agee and Draper, 2004]. Il en va de même des données in situ acquises par les rovers qui montrent des concentrations en fer plus faibles que celles dérivées des données GRS sur leur lieu d'atterrissage [Karunatillake et al., 2007].

L'activité interne et tectonique de Mars est encore peu connue. Aujourd'hui les observations suggèrent que Mars n'ai pas ou peu connue de tectonique des plaques et que sa croûte soit formée d'une seule et unique plaque assez épaisse. Certains indices montrent cependant que Mars aurait pu être une planète convective dans le passé ou même encore actuellement [e.g. Baratoux et al., 2011]. Dans tout les cas, l'activité interne de Mars lui a permis d'entretenir une activité volcanique intense au cours de son histoire, qui sera développée dans les sections suivantes. Cette activité volcanique n'aurait cessé il n'y a que quelques centaines de millions d'années.

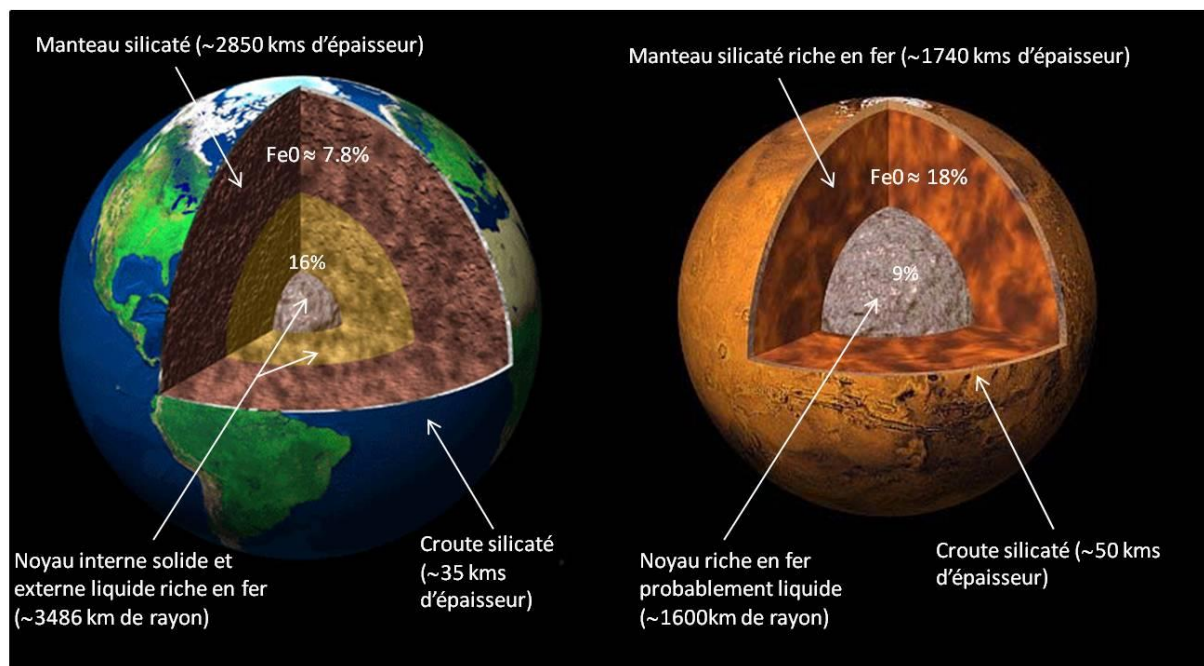


Figure 2. Schéma de la structure interne de Mars comparée à celle de la Terre. 9% et 16% représentent le volume du noyau par rapport au volume total de la planète (inspiré de Taylor and McLennan, [2009]).

Bien que les causes de sa mise en place et de son arrêt soient encore mal connues, la présence d'un magnétisme rémanent important dans les vieux terrains martiens suggère que Mars ait connu une dynamo intense dans son noyau permettant la mise en place d'un champ magnétique tôt dans l'histoire de Mars [Langlais et al., 2004]. La datation des terrains présentant ce magnétisme rémanent et de ceux dont il est absent a permis de dater son arrêt entre 4 et 3.7Ga [Acuna et al., 1999 ; Langlais and Purucker, 2007 ; Lillis et al., 2009]. Cet arrêt du champ

magnétique pourrait être à l'origine de l'atmosphère ténue de Mars, perdant sa protection, celle-ci aurait été en partie érodée par le vent solaire [Chassefière et al., 2004 ; Lundin et al., 2004].

Pour conclure, la taille intermédiaire de Mars lui a permis d'entretenir une activité géologique importante tout au long de son histoire tout en préservant ses terrains les plus anciens grâce à l'absence de plaques tectoniques et à sa faible érosion. Cela fait de Mars la plus grande archive géologique parmi les planètes telluriques avec de nombreux terrains datant de plus de 4 milliards d'années, époque où les conditions de surface étaient peut-être assez similaires à celle de la Terre à la même époque et dont il ne reste que peu ou pas de trace sur Terre.

Le Tableau 1 réunit les caractéristiques principales de Mars décrites ci-dessus.

Tableau 1. Comparaison des fiches signalétiques de Mars et de la Terre

	MARS	TERRE
Rayon moyen (km)	3389	6371
Masse (kg)	6.24×10^{23}	5.98×10^{24}
Gravité de surface ($m.s^{-2}$)	3.72	9.81
Densité moyenne	3.93	5.515
Facteur de moment d'inertie (I/MR^2)	0.365	0.33
Distance au soleil ($\times 10^6 km$)	228 (1.5AU)	150 (1AU)
excentricité	0.0934	0.0167
Obliquité (°)	25.19	23.45
Durée du jour	24h39min35s	24h
Durée de l'année	668.6 jours martiens	365.25 jours terrestres
Flux incident ($W.m^{-2}$)	600	1400
Température de surface (°C)	-63 (-133 à +27)	15 (-89 à +60)
Pression de surface (bar)	0.006	1
Composition principale de l'atmosphère	95% CO ₂ 3% N ₂ 1.6% Ar 0.1 % O ₂ Autres gaz comme la vapeur d'eau.	78.1 % N ₂ 21 % O ₂ 0,93 % Ar 0.04 % CO Autres gaz comme le méthane ou la vapeur d'eau. ²
Âge de la plus vieille roche	~ 4.1 Ga pour les plus vieux terrains de la surface martienne ou ~ 4.5 Ga [Nyquist et al., 1995] ou ~ 4.3 Ga [Bouvier et al., 2009] dans le cas des météorites martiennes (ALH84001 ou shergottites (voir section 1.2.2.1))	Entre ~ 3.85 Ga et ~ 4.03Ga pour les plus vieilles roches terrestres ou ~ 4.36 Ga dans le cas de zircon, minéral extrêmement résistant [Taylor and McLennan, 2009].
Satellites naturels	Phobos (10 à 14 km de diamètre) et Deimos (5 à 7 km)	La Lune (3475 km de diamètre)

1.2 La structure et la composition de la croûte martienne

1.2.1 La structure de la croûte

Mars possède une croûte volumineuse avec une épaisseur moyenne de 50 km et comprenant plus de 4% du volume de la planète [McSween Jr., 2003, Zuber et al., 2000].

L'un des aspects les plus frappants de la physiographie martienne, mit en évidence par l'altimètre laser MOLA à bord de la sonde MGS (annexe 2), est la dichotomie globale qui sépare les terrains du sud, plus élevés (~2 km) et plus cratérisés « les Highlands », des plaines du nord plus basses en altitude (~-4 km) et qui semblent beaucoup plus lisses « les Lowlands » (Figure 3A). Cette dichotomie se retrouve en partie au niveau de l'épaisseur de la croûte qui fait en moyenne 60 km sous l'hémisphère sud et seulement 30 km sous l'hémisphère nord (Figure 3B) [Neumann et al., 2004 ; Zuber et al., 2000]. De nombreuses hypothèses ont été avancées pour expliquer la présence de cette dichotomie, et deux sont encore débattues : (1) cette dichotomie pourrait s'être formée naturellement pendant la formation de la croûte martienne à partir de la cristallisation d'un océan de magma puis d'un « overturn » (voir section 1.3.2, *Elkins-Tanton et al., 2005a*), ou grâce à des processus de convection dans le manteau qui auraient modifié l'épaisseur de la croûte plus tard, en l'augmentant dans les zones ascendantes et la diminuant dans les zones descendantes [Solomon et al., 2005] ; (2) la croûte aurait pu être arrachée dans l'hémisphère nord par un ou plusieurs impacts géants [Frey and Shultz, 1988 ; Nimmo et al., 2008]. Dans tous les cas, les données indiquent que cette dichotomie est apparue très tôt dans l'évolution géologique de la planète [Watters et al., 2007].

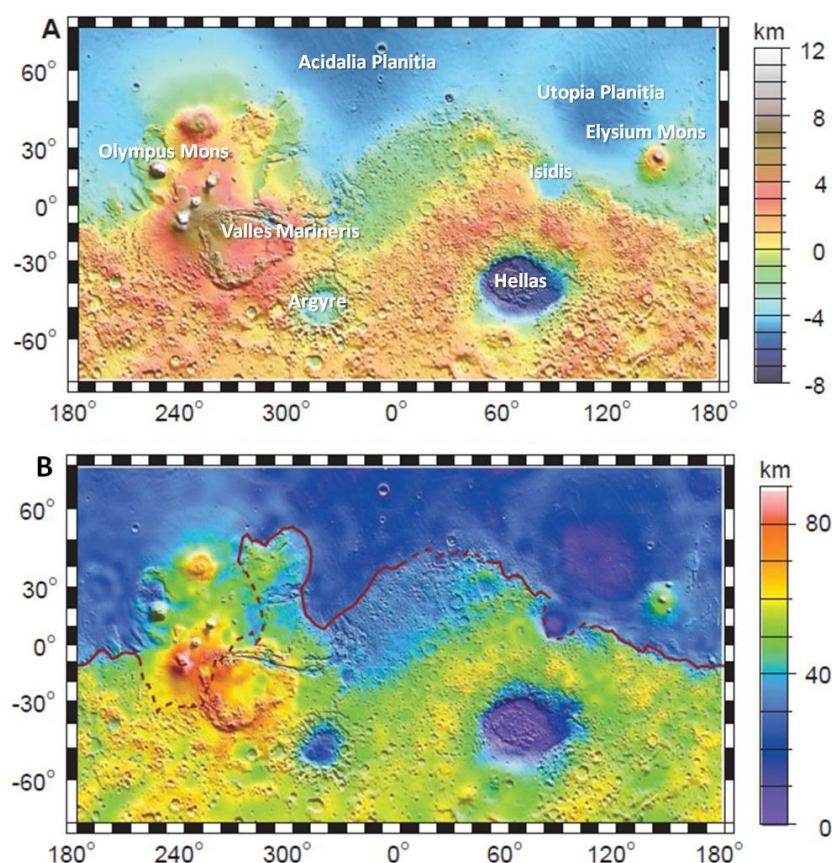


Figure 3. A. Carte topographique de Mars obtenue avec l'altimètre MOLA à bord de Mars Global Surveyor (MGS) qui permet de mesurer la topographie martienne avec une précision verticale inférieure ou égale au mètre. B. Épaisseur de la croûte martienne obtenue à partir des données topographiques et gravitométriques. La dichotomie globale est représentée avec un trait rouge, les parties en pointillés sont celles qui ont été estimées [Zuber et al., 2000].

La région des plaines du nord semble montrer une géologie complexe que les données morphologiques, topographiques, radars et minéralogiques obtenus par les divers instruments ont du mal à contraindre [Baker et al., 1991 ; Zuber et al., 2000 ; Head et al., 2002 ; Picardi et al.,

2005 ; Poulet et al., 2007 ; Mouginot et al., 2012]. Leur aspect lisse a longtemps été attribué à la présence d'une grande quantité de sédiments qui pourrait avoir été formée par la présence d'un « océan » dans cette région [e.g. Baker et al., 1991]. Cependant, des analyses morphologiques plus récentes ont suggéré que cet aspect lisse puisse être en partie dû au remplissage d'une grande partie des plaines du nord par des laves durant le début de l'Hespérien [Head et al., 2002], remettant en cause la quantité et l'origine des sédiments observés dans cette région. Ces sédiments pourraient alors inclure des laves transformées en régolite, des cendres volcaniques, de la poussière, auxquels se seraient ajoutés des sédiments drainés par les chenaux observés dans la région de Chryse Planitia et des dépôts périglaciaires [Head et al., 2002, Catling et al., 2012]. Ces régions ont également été modifiées par les effets des variations climatiques qui ont eu lieu après leur formation.

Entre les hauts terrains du sud et les plaines du nord s'étend à l'ouest l'imposant dôme de Tharsis qui recouvre environ 25% de la surface de la planète [Solomon et al., 2005]. Ce dernier qui fait plus de 10 km de hauteur regroupe plusieurs des plus gros volcans de Mars dont Olympus Mons, volcan géant de plus de 20km, et a été le lieu d'un volcanisme intense pendant des milliards d'années. La croûte sous Tharsis est la plus épaisse de la planète et est estimée à plus de 80 km d'épaisseur [Zuber et al., 2000]. Tharsis n'est pas la seule province volcanique de Mars. La province d'Elysium à l'est regroupe aussi plusieurs grands volcans, et des pateras sont présentes au bord des grands bassins dans l'hémisphère sud (Syrtis Major, Hesperia et Malea Planum) (Figure 4). De plus, des étendues de laves sont observées dans certaines zones réduites des terrains de l'hémisphère sud (Figure 4) (voir section 1.3.3).

À l'Est de Tharsis et à proximité de l'équateur s'étend un gigantesque canyon qui s'étend sur près de 3500 km de long et 300 km de large : Valles Marineris. Sa profondeur de 7 km en moyenne en fait la cicatrice la plus profonde à la surface de Mars, et révèle une gigantesque coupe naturelle dans la croûte martienne [Witbeck et al., 1991, Lucchitta et al., 1992]. Ce canyon aurait été formé par extension, en réponse au bombement de la croûte créé par le poids de Tharsis [Scott et Tanaka, 1986 ; Schultz, 1998].

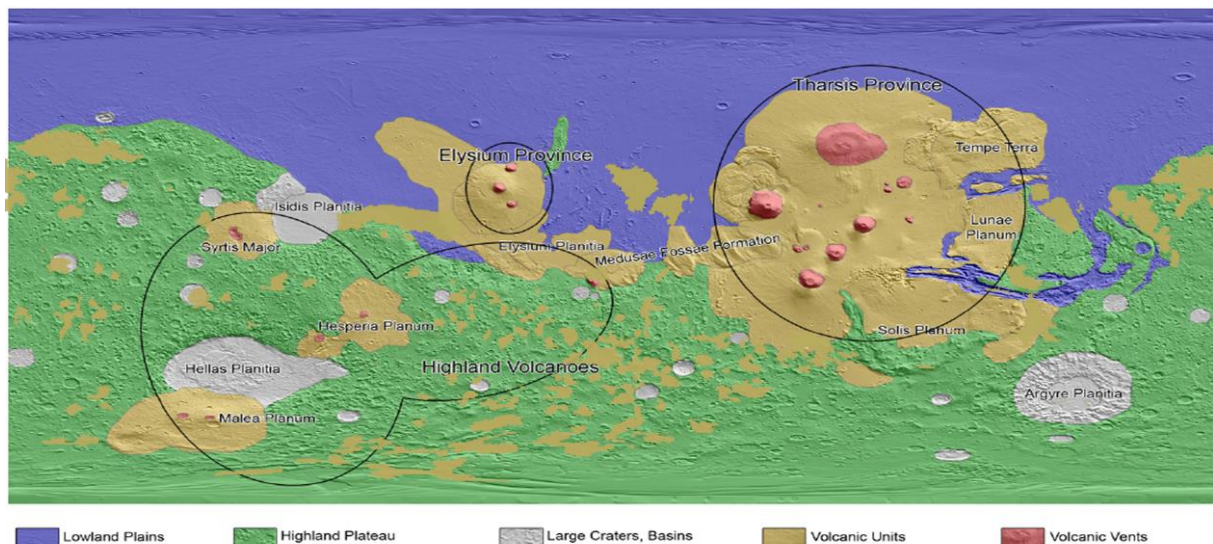


Figure 4. Cartes des édifices et provinces volcaniques de Mars (inspirée de Werner, 2005). Les petites zones marron dispersées à travers les Highlands représentent des petites plaines d'origines volcaniques (unité Hr).

La topographie de Mars est aussi largement dessinée par des impacts de cratères. En plus des petits cratères présents avec des densités variables sur toute la surface de la planète, de larges bassins d'impacts de plusieurs centaines voir milliers de kilomètres de large et plusieurs

kilomètres de profondeur participent à son relief. Argyre, Hellas et Isidis sont les trois plus gros bassins de l'hémisphère sud avec des diamètres respectifs de 800, 1200 et 2300 kilomètres et une profondeur atteignant plus de 7km sous le niveau de référence pour Hellas, représentant l'altitude la plus faible de la planète. De larges bassins enfouis comme Utopia Planitia ou Acidalia Planitia sont aussi présents dans l'hémisphère nord.

La forte cratérisation de Mars et sa variabilité en densité ont été utilisées par les géologues afin de dater la surface martienne. En effet, la jeunesse du système solaire a été marquée par un grand bombardement intense qui a stoppé il y a 3,8 milliards d'années et a ensuite décliné de manière continue en nombre et en taille de météorites jusqu'à il y a environ 1 milliard d'années où il s'est stabilisé. Ainsi, la plupart des terrains de l'hémisphère sud sont très cratérisés et datent donc de la plus vieille période de Mars, le **Noachien**, allant de ~4.1Ga à environ 3.7Ga. La période s'étendant avant ~4.1 Ga, communément appelée **Pré-Noachien**, est mal connue. La plupart des provinces et plaines volcaniques de l'hémisphère sud ainsi qu'une grande partie des plaines du Nord sont moins cratérisées et donc plus jeunes, elles datent de l'**Hespérien** qui s'étend de la fin du Noachien à environ 3Ga. Les terrains les plus jeunes et moins cratérisés de Mars se situent dans les provinces volcaniques de Tharsis et d'Elysium. Ils font partie de l'**Amazonien**, la plus longue période de Mars qui s'étend de 3Ga à nos jours (Figure 5) [Tanaka, 1986 ; Tanaka et al., 1992; Hartmann and Neukum, 2001; Hartmann, 2005].

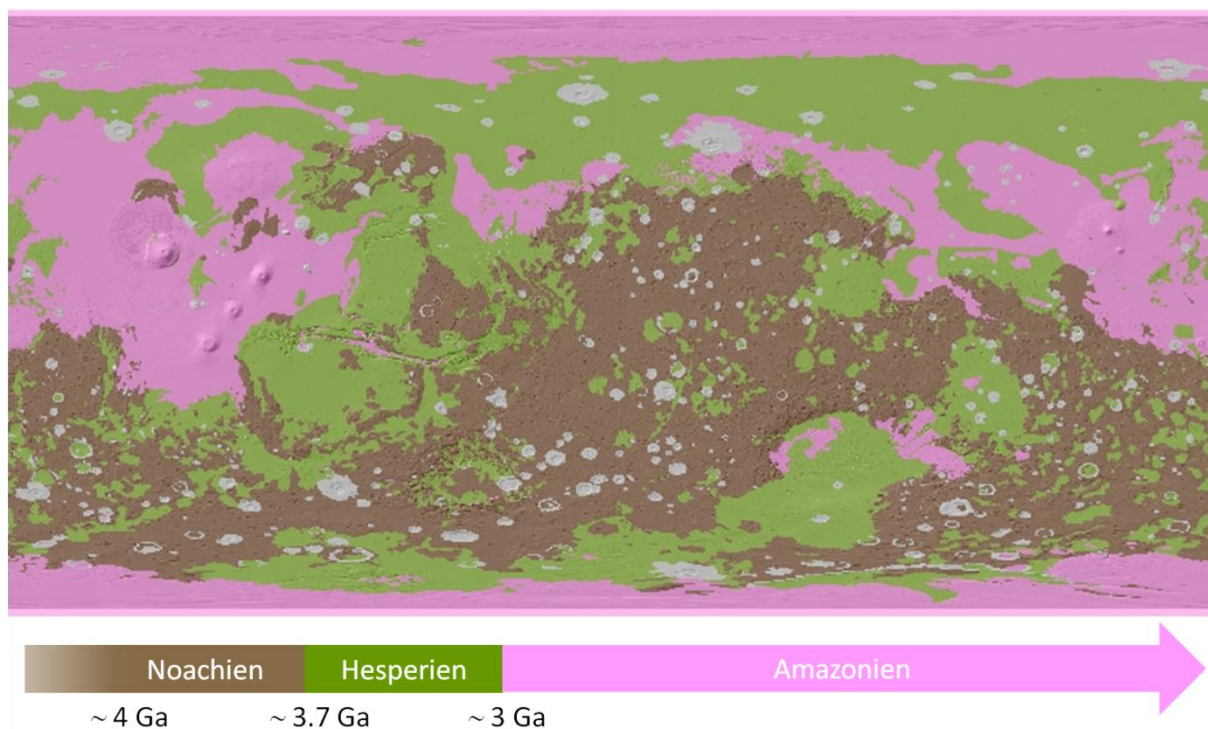


Figure 5. A. Carte des âges de la surface martienne (issue de la carte géologique USGS Skinner et al., 2006).

Cependant, la datation des surfaces martiennes et la délimitation des unités géologiques ont été faites à partir des données Viking, ces dernières n'ayant pas toujours la résolution nécessaire pour dater des petites unités et les différencier de l'unité plus grande qui les contient et qui peut avoir un âge différent. Ces données géologiques sont donc à prendre avec prudence surtout lorsque les analyses portent sur des zones d'étendues réduites comme ce sera souvent le cas lors de l'étude de la distribution de l'olivine à la surface de Mars (voir chapitre 4).

1.2.2 Composition de la surface de Mars

Si la morphologie et la géologie sont des caractéristiques importantes pour comprendre la formation et l'évolution des structures présentes à la surface de Mars, leur composition l'est tout autant. Elle peut permettre par exemple de différencier une roche sédimentaire d'une roche volcanique, un magma primitif d'un magma évoluer, ou encore une altération acqueuse d'une altération non-acqueuse. L'étude de cette composition et de son évolution au niveau des terrains martiens permettra de mieux comprendre, d'une part les processus présents à la surface et sous la surface de Mars, et d'autre part leurs évolutions au cours de son histoire.

Il existe plusieurs moyens d'obtenir des données sur la composition de la surface de Mars : (1) l'analyse des météorites martiennes, (2) l'analyse *in-situ* des roches martiennes grâce aux atterrisseurs et rovers, (3) l'analyse de la surface de Mars depuis l'orbite grâce aux instruments à bord des sondes spatiales. Ces trois types de données sont complémentaires et permettent d'obtenir des informations depuis l'échelle microscopique jusqu'à l'échelle globale.

1.2.2.1 Les météorites martiennes, échantillons de Mars mais lesquels ?

Mars est une des rares planètes pour laquelle nous avons des échantillons de sa surface qui peuvent être étudiées en détail grâce aux instruments et techniques sophistiqués dont nous disposons sur Terre.

À l'heure actuelle, une soixantaine de météorites martiennes, probablement issues de 4 à 7 impacts récents, ont été découvertes et identifiées. La provenance martienne de ces météorites est maintenant reconnue par toute la communauté scientifique, en particulier à cause de la similarité entre la composition isotopique des petites bulles de gaz retenues dans leur verre et celles de l'atmosphère martienne [Bogard and Johnson 1983 ; Bogard et al., 1984 ; Treiman et al., 2000]. Cet argument est appuyé par l'âge des différentes météorites qui s'étend d'un âge supérieur à 4Ga pour la plus vieille à quelques centaines de millions d'années pour les plus jeunes, suggérant un corps parent avec une activité géologique s'étendant sur plusieurs milliards d'années. De même, la composition chimique d'un certain type de ces météorites, les shergottites, est similaire à celles obtenues à partir des mesures *in situ* pour le sol et la roche martienne (voir section 1.2.2.2). Ces météorites, montrant une composition minérale allant de basaltique à ultramafique, forment 3 grandes familles : les Shergottites, les Nakhrites et les Chassignites, du nom des trois premiers lieux où on les a trouvées et portent le nom de SNC. À ces 3 familles s'ajoute la météorite ALH84001 qui n'est pas classée.

Les **shergottites** sont les météorites martiennes les plus nombreuses. Elles sont principalement composées de clinopyroxène (augite (HCP) et pigeonite (LCP)), de plagioclase (maskelynite, plagioclase choqué) et d'olivine. Ces minéraux vont prendre des concentrations variables pour former 3 sous-groupes de shergottites: les shergottites basaltiques qui sont composées principalement de pyroxène (43-70%) et de plagioclases (22-48%), avec pour certaines un petit pourcentage d'olivine (1-5%); les shergottites riches en olivine qui ont une concentration plus élevée en olivine (7-29%); et les shergottites lherzolitiques ou peridotitiques qui présentent des cumulus d'olivine (40-60%) et très peu de plagioclases (<10%).

Les **Nakhrites** sont composées de clinopyroxène (augite) (69-85%) et d'olivine riche en Fer (5-20%). Ces minéraux sont assemblés en cumulus, suggérant une cristallisation lente, peut-être en profondeur ou dans une coulée épaisse. Leurs caractéristiques voisines suggèrent qu'elles pourraient toutes provenir d'un même magma source.

Les **Chassignites** ne regroupent que 2 météorites. Ce sont des dunites, cumulats composés de plus de 90% d'olivine riche en Fer et probablement formées dans les profondeurs de la planète.

ALH84001 est unique de par sa composition. C'est une orthopyroxénite, composée à 97% de pyroxène avec des grains de plus de 6mm de diamètre.

Les SNC présentent aussi quelques rares phases d'altération comme des smectites, sulfates et carbonates [Bridges *et al.*, 2001].

En plus de leurs différences au niveau de leurs compositions minéralogiques, les météorites martiennes montrent également des variations de leurs teneurs en éléments incompatibles et de leur composition isotopique. Ainsi, les shergottites peuvent être divisées en trois groupes, peu corrélés aux trois sous groupes basés sur leur composition minéralogique : enrichies, modérément enrichies et pauvres en éléments incompatibles. Ces trois groupes suggèrent que les shergottites se seraient formées à partir d'au moins deux réservoirs de magma, un enrichi et l'autre pauvre en éléments incompatibles, en différentes proportions. Les chassigny, nakhlites et ALH84001 proviennent quant à elles de trois autres réservoirs pauvres en éléments incompatibles.

La détermination de l'âge des météorites se fait par datation isotopique. ALH84001 représente la plus vieille météorite martienne et également la plus vieille roche accessible sur Mars et est daté à 4.5 ± 0.13 Ga [Jagoutz *et al.*, 1994]. Une nouvelle datation plus précise l'a cependant datée à un âge plus récent de 4.091 ± 0.030 Ga [Bouvier *et al.*, 2009 ; Lappen *et al.*, 2010]. Les Nakhlites et les Chassignites sont toutes datées à 1.3 Ga, soit un âge Amazonien [Nyquist *et al.*, 2001 ; Bouvier *et al.*, 2009]. L'âge des shergottites fait aujourd'hui le sujet d'un grand débat. En effet, celles-ci ont d'abord été estimées comme étant très jeunes, avec un âge compris entre 575 et 165 Ma, par la datation utilisant les isotopes Ar-Ar, Rb-Sr et Sm-Nd [Nyquist *et al.*, 2001]. L'âge de ces météorites a cependant été reestimé par la suite à 4.1Ga et 4.3Ga, suivant la teneur en éléments incompatibles des shergottites, en utilisant un autre couple isotopique ^{207}Pb - ^{206}Pb , faisant d'elles des météorites plus vieilles que ALH84001 [Bouvier *et al.*, 2005, 2009]. Bouvier *et al.*, [2009] propose comme explication que le jeune âge estimé des shergottites ne serait pas leur âge réel de cristallisation, mais représenterait l'âge d'un événement plus récent, un impact probablement ou encore des effets d'altération qui aurait réinitialisé les chronomètres isotopiques. La répartition en âge des météorites martiennes a elle même été discutée. En effet, le processus d'impact étant aléatoire, la répartition des âges des météorites devrait révéler la répartition en âge de la surface de Mars. Or, tandis que la majorité des météorites sont datées comme étant jeunes, la majorité des terrains sur Mars sont plus vieux que 3 Ga (Figure 5). Plusieurs explications ont été invoquées pour expliquer cette répartition, comme le fait que les terrains très cratérisés seraient trop fragiles pour survivre à un impact, ou que les terrains à plus haute altitude, et donc plus facilement éjectables vers l'atmosphère, seraient souvent jeunes.

Les météorites martiennes sont les seuls échantillons de la surface de Mars et c'est pourquoi elles ont été largement utilisées pour poser des contraintes sur sa composition ainsi que sur sa formation. La composition chimique du manteau primitif de Mars a été contrainte à partir de la composition des SNC par Heinrich Wänke et son équipe dans les années 80 [Wänke, 1981 ; Dreibus and Wänke, 1985 ; Wänke and Dreibus, 1988 ; Halliday *et al.*, 2001]. Cette composition est en accord avec les données GRS ainsi qu'avec le moment d'inertie de Mars mesuré depuis l'orbite, cependant la représentativité des météorites étant mise en doute (voir après), cette composition est à prendre avec précautions. C'est néanmoins sur cette composition que se baseront la plupart des expériences et modèles tentant de reproduire la cristallisation du manteau, la formation de la croûte primaire ou encore la composition des roches volcaniques

martiennes [Bertka and Fei, 1997, 1998a ; Elkins-Tanton et al., 2003, 2005a, 2005b ; Baratoux et al., 2011] (voir section 1.3).

La composition chimique et isotopique des météorites martiennes suggère que le manteau martien se soit de plus différencié en différents réservoirs, de compositions chimiques (notamment les éléments incompatibles) et isotopiques différentes, tôt dans l'histoire de Mars (30-50 premiers milliers d'années) [Foley et al. 2005]. En plus de suggérer un manteau hétérogène, ces variations de compositions nous donnent également des indices sur l'activité interne de la planète. En effet, cette rapide différenciation des réservoirs à l'origine des météorites martiennes associée à leurs jeunes âges suggère que ces réservoirs aient été préservés pendant près de 4.5 Ga, s'opposant à une convection importante dans le manteau qui aurait entraîné son homogénéisation [Elkins-Tanton et al., 2005a]. Cependant, la nouvelle datation des météorites martiennes, qui leur donne un âge plus vieux, réduit le temps de préservation de ces réservoirs, permettant de rétablir Mars en tant que planète convective [Bouvier et al., 2009] (voir section 1.3.2 pour plus de détails).

La composition basaltique des SNC suppose une composition de surface également basaltique ce qui a été vérifié par les données orbitales et *in situ* comme nous le verrons dans les sections suivantes [e.g. Bell 2008].

Cependant, la représentativité des météorites martiennes est très discutée. En effet, elles ne représentent qu'un petit échantillon de la surface de Mars issu de 4 à 7 impacts et donc seulement 4 à 7 régions sur Mars. De plus, leurs âges principalement jeunes si on considère la première datation des shergottites, ne permettent d'échantillonner qu'essentiellement les terrains jeunes datant de l'Amazonien. Arriver à localiser les terrains sources de ces météorites permettrait de mieux utiliser ces informations en associant le contexte et la composition, de donner des indices quant à l'âge réel des shergottites et dans le meilleur des cas de pouvoir en dériver une chronologie absolue à la surface de Mars indépendante de celle de la Lune.

1.2.2.2 Les mesures *in situ*

L'analyse *in situ* de la surface martienne a commencé dans les années 70 avec les deux atterrisseurs Viking. Celle-ci apparaît formée principalement de blocs rocheux de différentes tailles (régolite), et de sable et/ou de poussières formant des dunes par endroits [Mutch, T. et al. 1976]. L'analyse élémentaire de cette surface a montré qu'elle provenait de roches mafiques ou ultramafiques [Clark et al., 1982] assez similaires aux shergottites [Baird and Clark, 1981], et riche en soufre (plus de 2 fois la moyenne terrestre).

Les prochaines analyses *in situ* n'arriveront que 20 ans plus tard avec l'atterrisseur Pathfinder qui se posera en 1997 dans la région d'Ares Vallis. Cet atterrisseur transporte un petit rover, Sojourner, capable de faire des mesures de la composition élémentaire du sol et des roches grâce à l'instrument APXS. Les images et les analyses chimiques des roches étudiées montrent une composition intrinsèque non pas basaltique mais plutôt basaltique-andésitique ou andésitique [Rieder et al., 1997, Foley et al., 2008]. Une réinterprétation de ces résultats a cependant montré qu'ils pourraient être en accord avec un basalte recouvert d'une couche d'altération, comme pour la composition des terrains d'albédo sombre de l'hémisphère nord déterminée par TES (voir section 1.2.2.3) [McSween et al. 1999 ; Wyatt and McSween, 2002, Michalski et al., 2005, Poulet et al., 2007]. Ces roches, ainsi que la surface environnante, sont en parties recouvertes de la fine poussière rouge que l'on peut observer depuis l'orbite sur de grandes régions de la surface de Mars. Cette poussière rouge apparaît comme étant principalement composée d'oxydes de fer nanophasés (taille de grains de l'ordre du nanomètre) [e.g. Banin et al., 1997]. Le sol d'Ares Vallis est également formé de sable plus sombre de composition plutôt basaltique et ne contenant que très peu de poussière. Ce sable ne semble pas

provenir d'une simple altération physique et chimique des roches présentes et suggère un mélange [Farrand et al., 2008 et les références qu'il contient].

En 2004, la mission MERs pose à la surface de Mars deux rovers, Spirit et Opportunity, qui vont analyser la composition des roches autour de leur site d'atterrissage pendant plus de 5 ans. Ces rovers sont entre autres équipés d'une version améliorée de l'instrument APXS présent à bord de la mission Mars Pathfinder, d'un spectromètre Mössbauer (MB), d'un spectromètre d'émission thermique (mini-TES), d'une caméra panoramique à haute résolution (PanCam), d'une caméra microscopique (Microscopic Imageur (MI), et d'un outil d'abrasion des roches (RAT) permettant d'enlever la poussière présente sur la surface des roches.

Le premier rover, Spirit, est envoyé dans le cratère de Gusev situé dans les Highlands au sud-est de la région d'Elysium proche du volcan Apollinaris Paterae. Ce cratère de 166 km de diamètre a été sélectionné comme site d'atterrissage à cause de sa morphologie qui laissait penser aux scientifiques qu'il avait pu abriter un lac dans le passé. Cependant, au lieu des roches sédimentaires attendues, Spirit va montrer que ce sont des roches basaltiques qui recouvrent le sol de Gusev.

Trois roches représentatives ont été analysées par les instruments de Spirit : Adirondack, Humphrey et Mazatzal. Ces roches sont totalement (Mazatzal) ou partiellement (Adirondack et Humphrey) recouvertes de poussières, laissant dans ce dernier cas apparaître par endroits la surface sombre du basalte [McSween et al., 2006] (Figure 6). L'intérieur de ces roches, atteintes grâce à l'outil d'abrasion des roches (RAT), montre une abondante quantité de grains gris foncé (plus grand que $\sim 100\mu\text{m}$) interprétés comme étant des cristaux d'olivine (Figure 6), celle-ci ayant été détectée dans les roches par tous les instruments [McSween et al., 2006]. En plus de l'olivine, ces roches contiennent principalement du pyroxène, du plagioclase et de la magnétite [McSween et al., 2004 ; McSween et al., 2010].

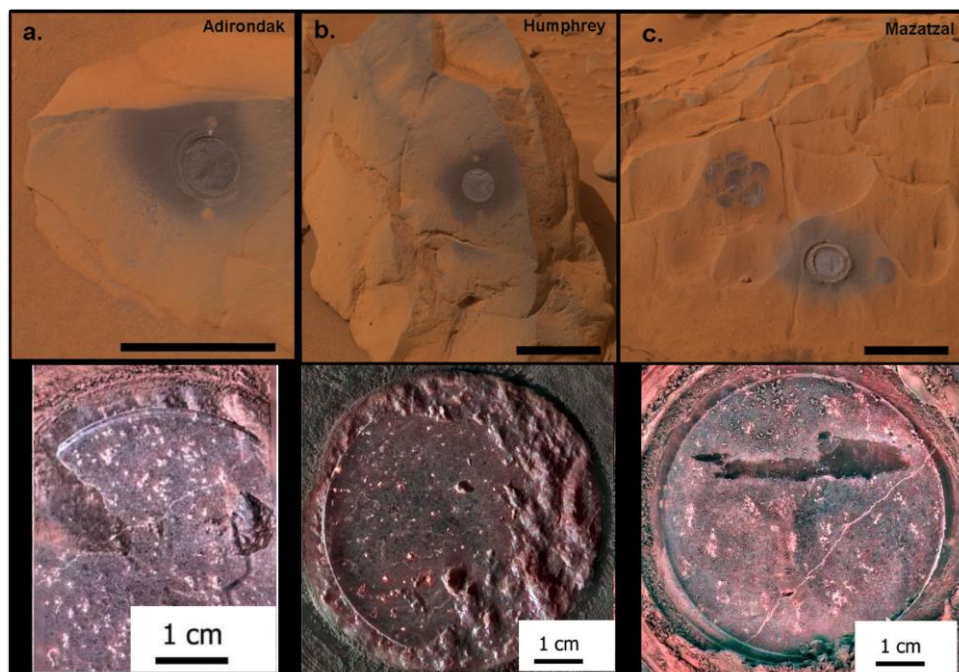


Figure 6. Figure regroupant les images PanCam en vraies couleurs des roches basaltiques étudiées par Spirit dans Gusev (haut) et les images prises par la caméra microscopique (MI) montrant l'intérieur de ces roches après l'abrasion de leur surface (bas). Les noms des roches sont notés en haut de l'image. Les petits grains gris visibles sur les images MI sont interprétés comme étant des cristaux d'olivine. La zone sombre sur l'image MI c) indique la croûte d'altération présente sur la surface de la roche Mazatzal (issue de McSween et al., [2006]).

La composition ($\sim$ Fo49, i.e teneur moyenne en Fer et en Mg) et l'abondance (20-30%) de l'olivine dans ces roches font des météorites shergottites riches en olivine (voir section 1.2.2.1) leur plus proche analogue (Figure 7) [McSween et al., 2006]. La plus grande différence entre les roches de Gusev et ces météorites est leur différence d'âge. En effet, les plaines volcaniques du cratère de Gusev sont datées comme ayant été formées il y a environ 3.65 Ga (Hesperien) [Greeley et al., 2005; McSween et al., 2006] ce qui est donc beaucoup plus vieux que l'âge des shergottites estimé entre 175 et 575 Ma (fin Amazonien) par Nyquist et al., [2001]. La question de l'âge réel de cristallisation des météorites peut alors se poser, la similarité en composition entre les shergottites riches en olivine et les plaines volcaniques Hesperiennes de Gusev étant plus en accord avec un âge vieux des shergottites ($\sim$ 4.1 Ga) comme proposé par Bouvier et al., [2005; 2009].

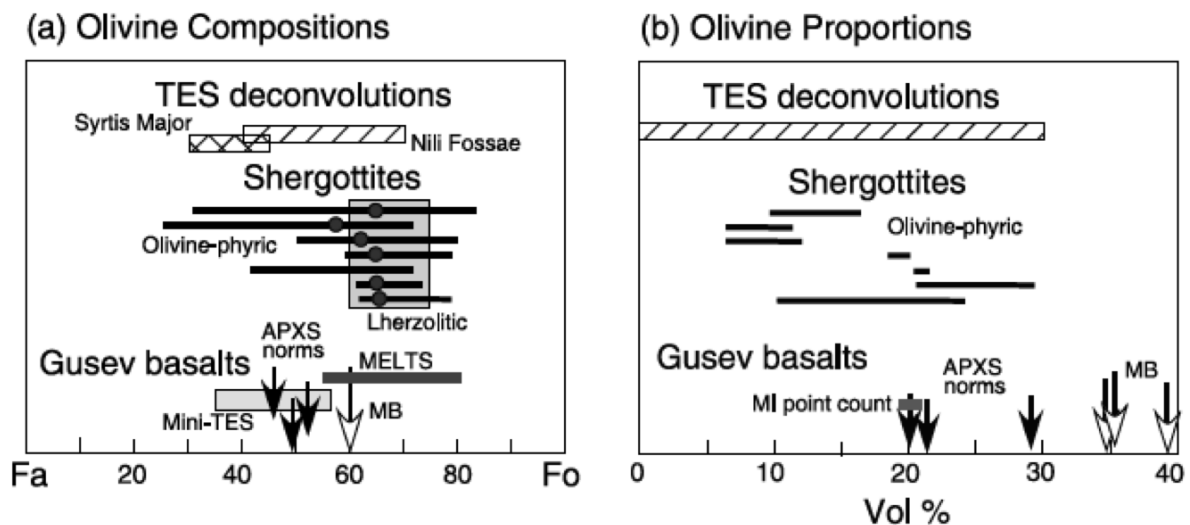


Figure 7. a) Composition et b) abondance de l'olivine dans les roches de Gusev mesurées par les instruments APXS, MB et Mini-TES. Ces compositions et abondances en olivine sont comparées à celles mesurées par TES dans les régions de Syrtis Major et de Nili Fossae et à la composition des météorites shergottites [McSween et al., 2006].

Une grande abondance d'olivine dans une roche est généralement le signe d'un magma source primitif, provenant du manteau et ayant atteint la surface sans ou avec très peu de fractionnement (voir section 1.3.1). La composition de ces roches peut donc donner des indices sur la composition et la stratification du manteau martien. Les modélisations montrent que la composition des roches de Gusev serait en accord avec un magma formé à une profondeur de 75km et à partir de 20% de fusion du manteau martien [Monders et al., 2005; McSween et al., 2006]. La même profondeur de formation est modélisée pour les shergottites riches en olivine [Dalton et al., 2005; McSween et al., 2006].

Les coupes dans les roches Humphrey et Mazatzal faites par l'instrument RAT ont révélé des couches d'altérations, plus ou moins distinctes et dures, entre la couche de poussière et l'intérieure de la roche [McSween, 2004, Squyres et al., 2004] (Figure 6c et Figure 8). Cette couche d'altération ne contient pas les cristaux d'olivine qui sont visibles dans l'intérieur de la roche suggérant que l'altération sur Mars pourrait détruire préférentiellement l'olivine. Cette destruction pourrait s'expliquer par la dissolution de l'olivine dans un environnement acide, la conservation d'une grande partie de la roche basaltique impliquant un rapport eau/roche assez faible [Haskin et al., 2005; Hurowitz et al., 2006]. Cette altération préférentielle de l'olivine en milieu acide est appuyée par l'étude par Spirit des roches de Columbia Hill, situées à 4 km du son

site d'atterrissage, qui montrent une altération plus importante que dans Gusev, avec une abondance d'olivine qui diminue avec le taux d'altération [Schroder et al., 2005].

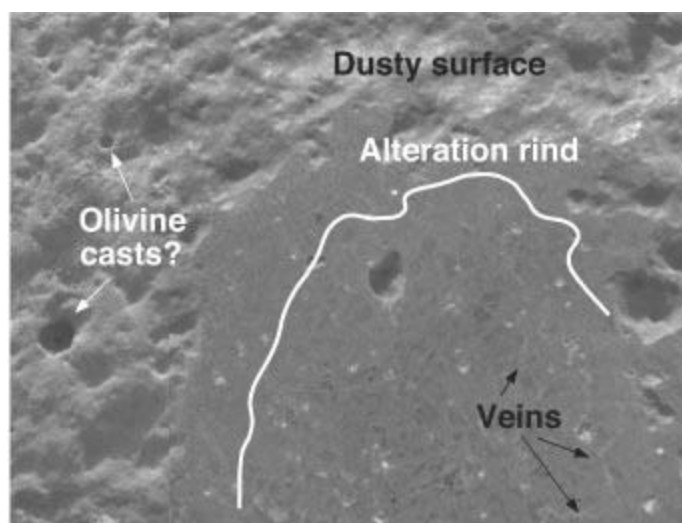


Figure 8. Image prise par la caméra microscopique (MI) d'une coupe oblique faite par l'instrument RAT dans la roche Humphrey. Sur cette image on peut voir la surface poussiéreuse de la roche, la surface brossée de la roche montrant les moulages des cristaux d'olivine, une zone représentant la coupe de la couche d'altération, l'intérieure de la roche avec les cristaux gris d'olivine [McSween et al., 2004]

La poussière recouvrant le sol et la plupart des roches de Gusev, dominée par des oxydes de fer nanophase [e.g. Bell et al., 2004 ; Morris et al., 2006], est très similaire à celles observées sur les sites d'atterrissage des missions Viking et Pathfinder suggérant une redistribution globale du matériau sur toute la planète et/ou une similarité dans la composition de ses précurseurs [e.g. Bell et al., 2008]. Cependant la caméra PanCam à bord de Spirit, montre que cette couche de poussière « globale » est très fine dans la région de Gusev [Bell et al., 2004] et recouvre du matériau plus sombre de composition basaltique (50% plagioclase, 40% pyroxène et 10-15% d'olivine) [McSween et al., 2006 ; McSween et al., 2010].

Le deuxième rover Opportunity s'est posé dans la plaine de Meridiani Planum localisée dans la région d'Arabia Terra. Les images de cette plaine montrent une surface assez différente des autres sites d'atterrissages. Elle est peu poussiéreuse, principalement recouverte de sable sombre, et ne présente que très peu de roches excepté des affleurements de roches sédimentaires claires riches en soufre. La particularité de ce site réside cependant en la présence en abondance de sphérules grises de quelques millimètres de diamètres dont la composition est dominée par de l'hématite cristalline [Brückner et al., 2008 ; Arvidson et al., 2006a ; Ruff et al., 2008] en accord avec celle déjà détectée depuis l'orbite [Christensen et al., 2000b]. Ces sphérules sont observées sur la surface, mais également associées aux affleurements sédimentaires riches en soufre, suggérant qu'elles pourraient être le résultat de leur érosion [Soderblom et al., 2004]. De même que la poussière dans Gusev, la poussière présente en quantités variables dans certaines zones de Meridiani Planum montre une composition très similaire à celle des autres sites d'atterrissage, avec un spectre obtenu par Mini-TES comparable au spectre global de poussière obtenu par l'instrument TES [Christensen et al., 2004a ; Ruff et al., 2008], confirmant l'hypothèse d'une homogénéisation globale ou d'une similarité dans les précurseurs de cette poussière. Le sable basaltique qui recouvre la région de Meridiani montre une composition assez similaire à celle du sable basaltique de Gusev [Yen et al., 2005] avec une teneur en olivine d'environ 10%, cependant aucune roche susceptible d'en être à l'origine n'étant observée, son origine reste inconnue [Arvidson et al., 2006a ; Ruff et al., 2008].

La composition minéralogique similaire du sable basaltique observé au niveau des deux sites d'atterrissages de Spirit et Opportunity situés sur des hémisphères différents, ainsi que la similarité des spectres obtenus par mini-TES avec celui des régions de faible albédo obtenu par TES depuis l'orbite, suggère que le sable basaltique, comme la poussière, soit homogénéisé sur toute la planète et/ou ait une similarité dans ses précurseurs [Yen *et al.*, 2005 ; Ruff *et al.*, 2008]. Ceci est appuyé par la similarité des compositions élémentaires des sols (sable basaltique et poussière) pour tous les sites d'atterrissages incluant Pathfinder et Viking [Clark *et al.*, 1982 ; Foley *et al.*, 2003 ; Reider *et al.*, 2004 ; Squyres *et al.*, 2004]. Hurowitz *et al.*, 2006 montre que les compositions des sols de ces quatre sites d'atterrissages s'alignent dans un diagramme ternaire selon une tendance correspondant à une dissolution de l'olivine en milieu acide et sous un rapport eau/roche faible, comme proposée pour les roches de Gusev. Les sols martiens pourraient donc provenir de la désintégration de roches enrichies en olivine, leur teneur en olivine ayant été diminuée plus tard à la suite à un processus d'altération. Il est donc possible que la surface de Mars ou du moins certains endroits ait montré une composition plus mafique dans le passé que celle observée aujourd'hui. Une solution alternative serait que ces sols soient composés de régolite basaltique non altéré mélangé avec les produits d'un matériau basaltique altéré provenant d'un autre endroit. Dans le cas de Gusev, le régolite basaltique non altéré proviendrait des roches enrichies en olivine, et serait mélangé à des matériaux provenant par exemple de la couche d'altération pauvre en olivine présente sur la plupart des roches [Christensen *et al.*, 2004b].

Les dernières analyses *in situ* réalisées à la surface de Mars sont celles de l'atterrisseur Phoenix, qui s'est posé dans la région péripolaire Nord et a notamment confirmé la présence de glace dans le sous sol martien à haute latitude. Cet atterrisseur ne possédait cependant pas les instruments nécessaires pour l'étude élémentaire et minéralogique de la surface et ne nous a donc pas fourni de renseignements quant aux minéraux mafiques présents à ces latitudes.

1.2.2.3 Les mesures depuis l'orbite

Bien que les SNC et les mesures *in situ* permettent d'obtenir une composition chimique et une minéralogie précises des roches et des sols martiens, ces mesures n'échantillonnent qu'une partie infime de la surface martienne. Les mesures prises depuis l'orbite grâce aux instruments présents à bord des diverses sondes qui orbitent autour de Mars, bien qu'ayant une plus faible résolution spatiale, permettent d'avoir une vue globale de la composition et de la géologie de la surface martienne.

La caméra à haute résolution MOC (Mars Orbiter Camera) à bord de la sonde Mars Global Surveyor (MGS), permettant de faire une couverture globale de la surface de Mars à une résolution de 7.5km/pixel (annexe 2), a procuré la première carte globale d'albédo de Mars (Figure 9). Cette carte montre une surface martienne divisée en deux, avec des terrains clairs principalement dans l'hémisphère nord et des surfaces sombres dans l'hémisphère sud et quelques régions de l'hémisphère nord. Les premières observations télescopiques de la surface martiennes ont montré que les zones claires de Mars sont principalement constituées d'oxydes ferriques [Singer and McCord, 1979]. Cette composition est en accord avec la composition d'oxydes ferriques nanophases des poussières recouvrant les roches et le sol des sites d'atterrissages des différents rovers martien et suggère que ces zones claires sont des régions entièrement recouvertes de poussière. La composition plutôt uniforme de ces surfaces claires suggère, comme nous l'avons vu dans les sections précédentes, une redistribution et uniformisation globale de la poussière par les vents et/ou une similarité dans la composition de ses précurseurs. Il est important de noter que ces poussières peuvent être présentes sur des épaisseurs allant jusqu'à plusieurs mètres [Arvidson *et al.*, 2002] dans les régions les plus claires

de Mars telles que la région de Tharsis, d'Arabia Terra et d'Elysium, empêchant tout accès à la composition de la surface sous-jacente depuis l'orbite. La minéralogie de ces surfaces est donc peu ou pas connue, ce qui aura deux conséquences majeures dans le cadre de cette thèse : (1) les régions d'Elysium et de Tharsis sont des régions ayant subi du volcanisme durant des milliards d'années, la grande quantité de poussière qui les recouvrent nous empêche donc d'avoir accès à la composition des deux plus grands témoins de l'évolution du volcanisme au cours du temps et notamment à la composition du volcanisme récent datant de l'Amazonien. (2) Cette couverture de poussière, dans l'hémisphère nord, mais également dans certaines régions de l'hémisphère sud où elle est parfois présente dans des quantités non négligeables, va engendrer des biais dans la répartition globale des minéraux à la surface de Mars.

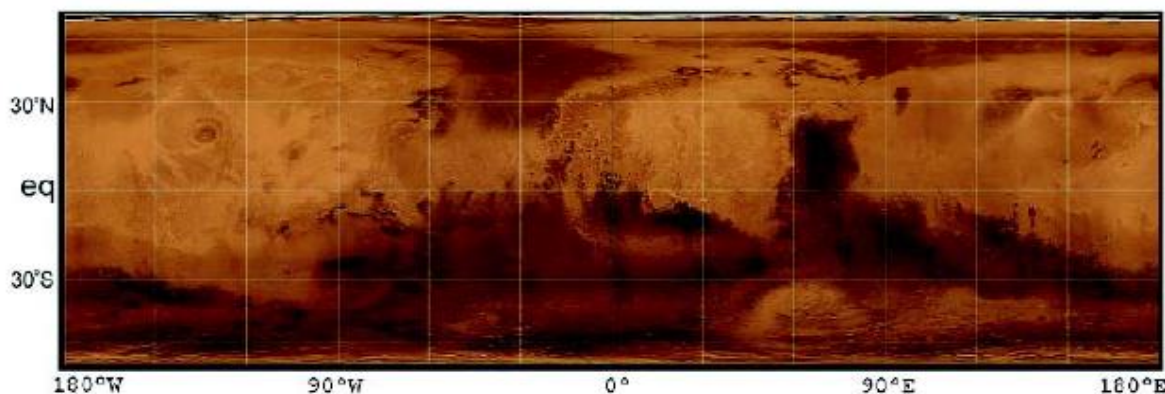


Figure 9. Carte d'albédo de la surface de Mars obtenue par mosaïque des observations grand-angle de MOC [Geissler, 2005 ; Szwarcst et al., 2006]

La composition des régions sombres de Mars sera pour la première fois contrainte depuis l'orbite grâce au spectromètre TES (Thermal Emission Spectrometer). Permettant d'obtenir des spectres de la surface de Mars dans l'infrarouge thermique avec une résolution spatiale d'environ 3 km/pixel (annexe 2), cet instrument dévoilera entre autres une certaine diversité dans la composition de ces régions, autant à l'échelle globale avec une différence entre les signatures spectrales des régions du nord et des régions du sud, qu'à l'échelle locale où il permettra la découverte de régions à la composition particulière notamment en ce qui concerne leur teneur en olivine.

Les terrains sombres et anciens de l'hémisphère sud, montrent une composition basaltique principalement composée de pyroxène, de plagioclase [Bandfield et al., 2000, 2002] et de 10-15% d'olivine dans les régions les plus basaltiques [Christensen et al., 2000, McSween et al., 2006, Koeppen et Hamilton 2008], confirmant la nature principalement basaltique de la surface de Mars suggérée par les SNC et la plupart des mesures in situ [McSween et al., 2003] (voir sections 1.2.2.1 et 1.2.2.2). L'analyse de l'olivine à la surface de Mars fera l'objet d'une grande partie de ma thèse et son étude grâce aux différents instruments sera donc décrite un peu plus en détail dans cette section. Une étude réalisée à partir des données TES de la région de Terra Cimmeria, située dans les terrains d'albédo sombre de l'hémisphère sud, a montré la présence d'olivine avec une abondance d'environ 12% [Christensen et al., 2000a]. L'olivine a par la suite été détectée par TES dans la région de Nili Fossae avec une abondance très élevée (~ 30%) ainsi que dans un cratère proche de Ganges Chasmas dans la région de Valles Marineris, dans la région d'Ares Vallis et sur les bords des bassins Argyre et Hellas [Hamilton et al. 2003 ; Hoefen et al., 2003 ; Hamilton and Christensen 2005 ; Rogers et al., 2005]. Plusieurs études ont cartographié la distribution globale de l'olivine à la surface de Mars obtenue d'après les données TES [McSween et al., 2006 ; Koeppen and Hamilton 2008]. Les cartes les plus récentes, qui proviennent de l'étude de Koeppen and Hamilton [2008], sont présentées sur la Figure 10. La

première carte (Figure 10A), qui utilise la méthode des critères spectraux, permet de mettre en évidence les zones à fortes signatures d'olivine. On y retrouve clairement de l'olivine dans la région de Nili Fossae, sur les bords des grands bassins Argyre et Hellas et dans le sud du bassin Isidis, ainsi que dans la région de Valles Marineris avec une olivine de type plutôt forsterite (Fo_{58-100}) (détections rouges et jaunes sur Figure 10A), i.e. riche en magnésium et pauvre en Fer (voir section 2.2.2.2). Les critères spectraux dans les autres régions n'ont pas de cohérence spatiale ou une valeur au-dessous du seuil de détection. La Figure 10B montre la distribution et l'abondance moyenne de l'olivine à la surface de Mars obtenue à partir de la déconvolution linéaire des spectres TES. Cette carte montre que l'olivine est détectée avec une abondance supérieure à 5%, qui représente la limite de détection, dans la plupart des terrains sombres de l'hémisphère sud de Mars. Une abondance d'olivine de 10-15% est plutôt commune à la surface de Mars et est très bien corrélée aux régions les plus basaltiques de Mars comme Terra Sirenum, la région entre Valles Marineris et Argyre, Terra Meridiani, et la région s'étendant de Terra Sabea à Terra Cimmeria incluant Terra Tyrrhena. L'abondance la plus forte, supérieure à 20%, étant détectée dans la région de Nili Fossae en accord avec les premières études. On peut aussi noter que quelques régions très localisées des plaines du nord montrent des abondances d'olivine d'environ 10%.

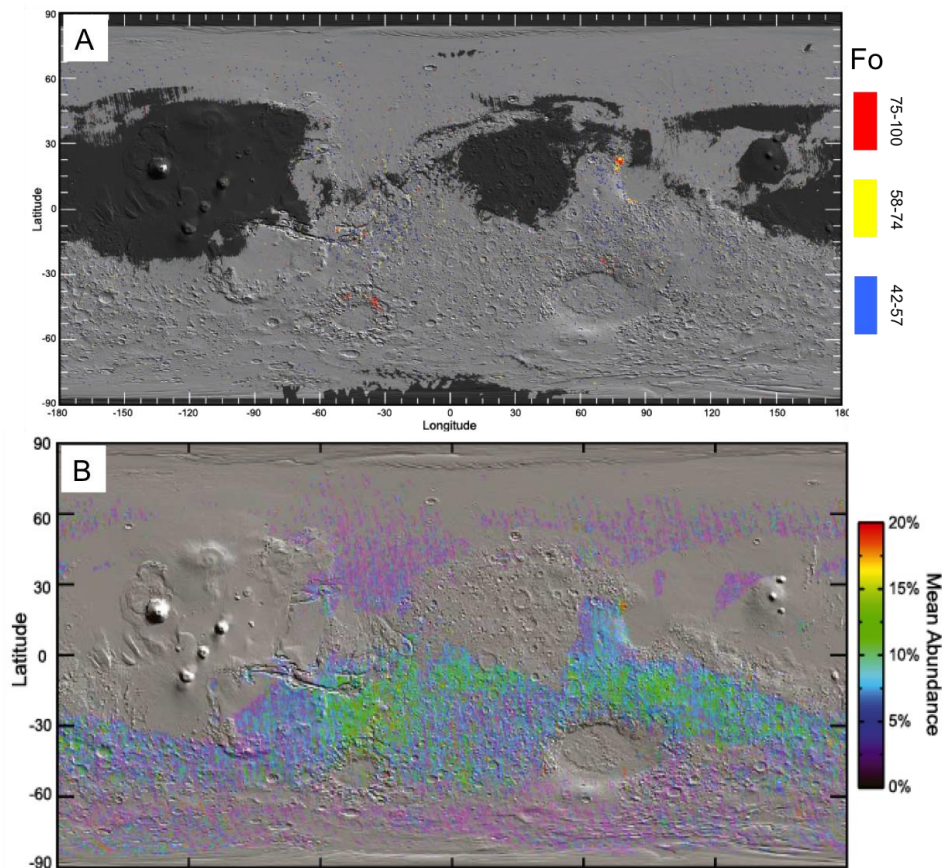


Figure 10. A. Carte d'olivine obtenue à partir de 3 critères spectraux détectant 3 compositions d'olivine différentes dont la teneur en Fer varie (Fo_{75-100} , Fo_{58-74} , Fo_{42-57}), en se basant sur la position de leurs bandes d'absorption dans l'infrarouge thermique [Koeppen and Hamilton 2008]. B. Carte à 2pixels/° de l'abondance moyenne de l'olivine dérivée de la déconvolution des spectres TES [Koeppen and Hamilton 2008]. Pour les deux cartes, les détections d'olivine sont cartographiées sur la carte MOLA.

À l'inverse des hauts plateaux du sud, la déconvolution des signatures spectrales correspondant aux régions sombres des plaines du Nord suggère qu'elles sont principalement

composées de plagioclase et de verre riche en silice avec une faible abondance de pyroxène. Cette composition, d'abord interprétée comme étant celle de l'andésite, a été par la suite reconsidérée comme correspondant à des basaltes recouverts d'une fine couche d'altération [Wyatt et McSween, 2002, Michalski et al., 2005]. En effet, l'andésite se formant sur Terre au niveau des zones de subduction, sa présence en grande quantité sur une planète qui n'a à priori pas connu de tectonique des plaques semblait plutôt contradictoire. Cette composition alternative est d'ailleurs aussi proposée pour expliquer les résultats de l'atterrisseur Pathfinder [McSween et al., 1999 ; section 1.2.2.2].

L'imageur hyperspectral visible-infrarouge OMEGA (Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité ; voir section 3.1) en orbite autour de Mars à bord de la sonde européenne Mars Express depuis 2004, a permis de grandes avancées dans la connaissance de Mars autant au niveau de ses variations saisonnières, que de sa composition de surface, ou ses époques géologiques. OMEGA a ainsi confirmé la présence d'une grande quantité de glace d'eau mélangée à de la poussière dans la calotte sud de Mars, la glace de CO₂ ne représentant seulement qu'une petite fraction de cette calotte [Langevin et al. 2006]. La première année d'observation d'OMEGA a permis d'obtenir des cartes globales de la minéralogie martienne avec une couverture de ~70% de la surface martienne et une résolution spatiale allant d'une centaine de mètres à quelques kilomètres par pixel [Poulet et al., 2007]. Les résultats obtenus confirment la tendance générale au niveau de la distribution des minéraux à la surface de Mars. Les anciens terrains de l'hémisphère sud montrent un albédo faible et une composition basaltique avec la détection de minéraux mafiques tels que le pyroxène et l'olivine. La détection du pyroxène est positive dans tous les terrains du sud, les pyroxènes pauvres en calcium (LCP), étant plutôt trouvés dans la croûte Noachienne très ancienne et les pyroxènes riches en calcium (HCP) dans les terrains recouverts de laves plus récentes telles que celle de Syrtis Major [Mustard et al., 2005].

Deux critères spectraux sont utilisés pour la détection de l'olivine, le premier permettant de détecter l'olivine riche en magnésium, de type forstérite et le deuxième l'olivine plus riche en Fer, de type fayalite. La Figure 12 nous montre que l'olivine est principalement détectée dans les régions riches en pyroxènes de l'hémisphère sud, ce qui est en accord avec les résultats de TES [Christensen et al., 2000a ; McSween et al., 2006 ; Koeppen and Hamilton, 2008]. L'olivine de type forstérite est détectée dans les régions de Nili Fossae, Syrtis Major (Nili Patera), Terra Tyrrenna, Valles Marineris, dans le sud du bassin Isidis, le pourtour des bassins Argyre et Hellas ainsi que dans la région de Terra Meridiani au sud du site d'atterrissage d'Opportunity [Poulet et al., 2007, Mustard et al., 2005, Mustard et al., 2007 ; Arvidson et al., 2006a]. Elle est aussi détectée dans plusieurs cratères de l'hémisphère sud ainsi que dans les éjectas ou sous forme de dunes dans certains des grands cratères (>20km) des plaines du Nord [Bibring et al., 2005]. Les détections d'olivine type fayalite sont rares et très localisées, les principales détections étant observées dans la région de Nili Fossae [Mustard et al., 2005, 2007 ; Poulet et al., 2007]. Pour finir, même si la plupart des régions riches en pyroxènes montrent une valeur pour le critère spectral de l'olivine sous son seuil de détection, Poulet et al., [2007] montre qu'on ne peut pas exclure que ces régions contiennent jusqu'à 20% de Forstérite avec des grains de petites tailles (<10µm), 5% dans le cas de forstérite à gros grains (>100µm) ou de fayalite. On peut aussi noter qu'une altération préférentielle de l'olivine dans les roches et les sols martiens, comme celle proposée pour le cratère de Gusev, auraient pu masquer les signatures d'olivine [Haskin et al., 2005 ; McSween et al., 2006 ; Hurowitz et al., 2006 ; Bandfield et al., 2011].

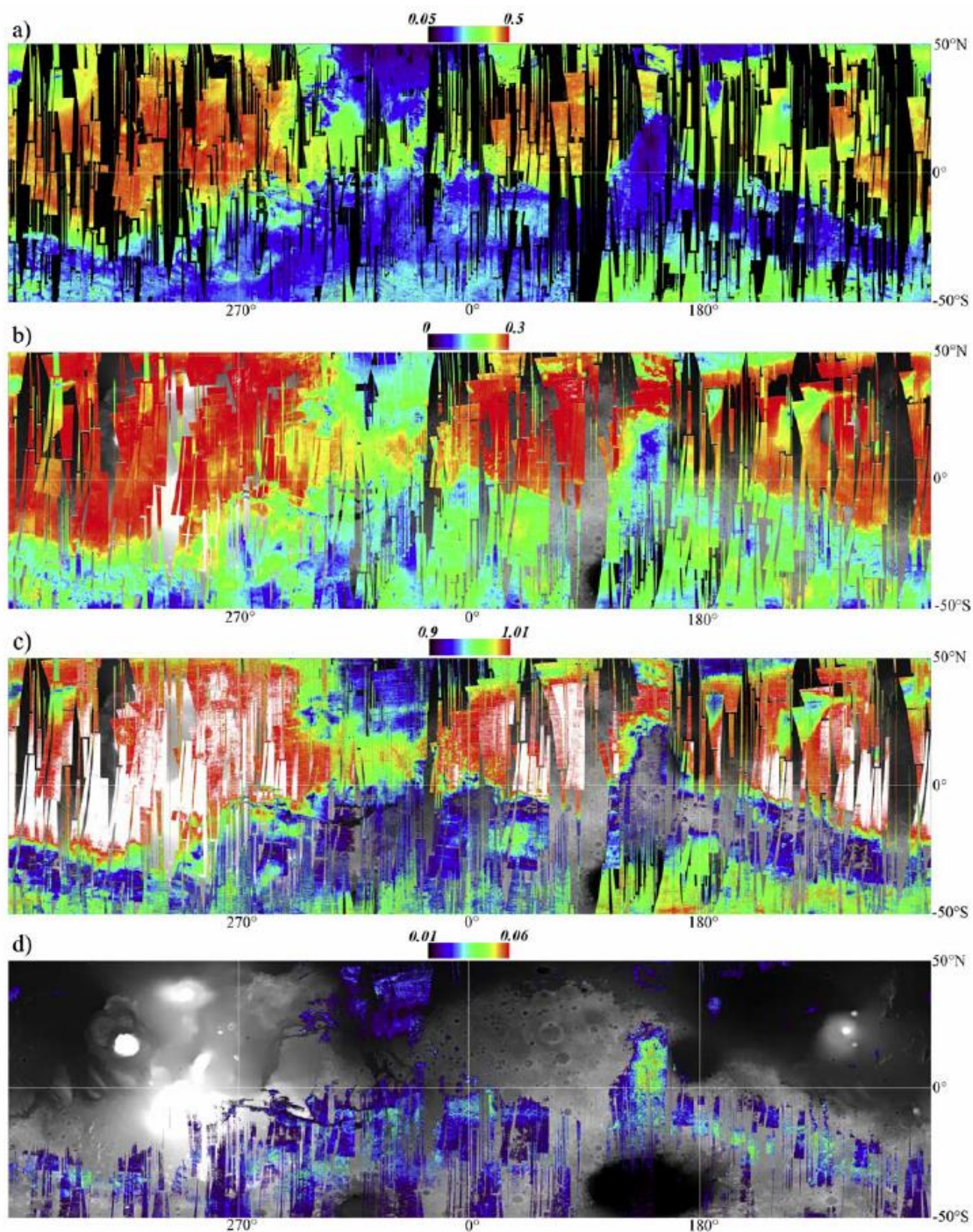


Figure 11. Cartes globales basée sur la première année d'observation d'OMEGA (22 premiers mois): a) NIR albédo; b) ion Fe^{3+} ; c) oxydes ferriques nanophases; d) pyroxènes. Ces cartes sont construites à partir des critères spectraux développés et testés dans Poulet et al., [2007]. Les valeurs de ces critères sont cartographiées sur la carte d'altimétrie MOLA.

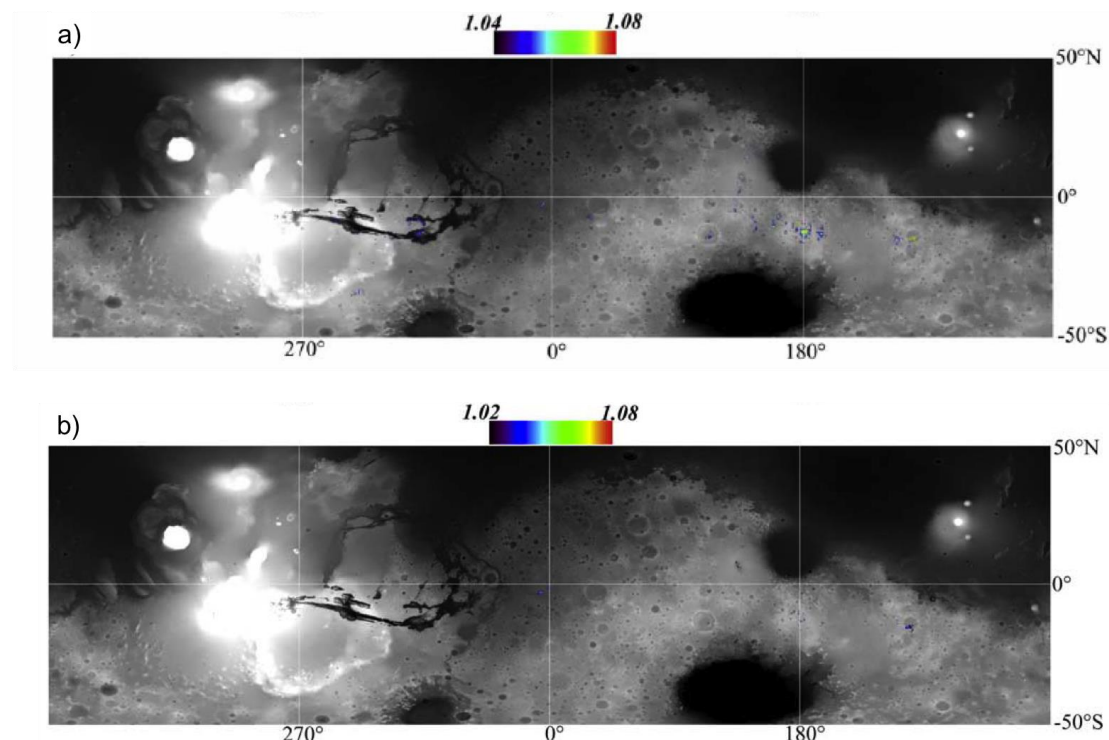


Figure 12. Cartes globales d'olivine basée sur la première année d'observation d'OMEGA (22 premiers mois): a) Forsterite ; b) Fayalite. Ces cartes sont construites à partir des deux critères spectraux développés et testés dans Poulet et al., [2007]. Les valeurs de ces critères sont cartographiées sur la carte d'altimétrie MOLA.

Le pyroxène est également détecté par OMEGA dans les terrains sombres de l'hémisphère nord. Le critère spectral du pyroxène y est plus faible que dans l'hémisphère sud et leurs spectres sont caractérisés par une forte pente bleue (diminution de la réflectance avec la longueur d'onde) montrant une très faible signature spectrale à $2\mu\text{m}$, celle à $1\mu\text{m}$ étant inexistante. De nombreuses hypothèses ont été proposées pour expliquer la similarité des spectres de ces régions dans l'infrarouge thermique avec ceux de l'andésite. Cependant, l'observation la plus importante d'OMEGA dans ces terrains est l'absence de la bande typique d'hydratation à $1.9\mu\text{m}$ rendant peu vraisemblables les hypothèses faisant intervenir une altération aqueuse [Wyatt et McSween, 2002, Michalski et al., 2005]. Poulet et al., [2007] propose que les propriétés spectrales de ces spectres soient dues à la présence d'un revêtement d'oxydes de fer ou d'un vernis sur un substrat basaltique. La composition basaltique des régions sombres de l'hémisphère nord est également favorisée par la détection d'olivine associée aux grands cratères présents dans ces régions [Bibring et al., 2005].

Les régions claires de Mars composées de poussières sont spectralement comparables à des oxydes ferriques nanophases (Figure 11c), ce qui confirme les études précédentes [e.g. Bell et al., 1992, 2004 ; Morris et al., 1997, 2006 ; Singer and McCord, 1979]. L'étude entre 1 et $2.5\mu\text{m}$ des spectres OMEGA extraits de ces régions montre que ces spectres ne présentent pas de bande spectrale à $1.9\mu\text{m}$ impliquant un mode de formation ne faisant pas intervenir d'eau. Une altération par oxydation de la surface par l'atmosphère est proposée [Bibring et al., 2006 ; Poulet et al., 2007]. On peut également remarquer que le critère permettant de détecter la présence de l'ion ferrique Fe^{3+} (Figure 11b) à la surface de Mars est positif sur toute la surface de Mars, sa faible valeur dans les terrains sombres de l'hémisphère sud pouvant être expliqué par la présence de phases ferriques en petite quantité dans la croûte [Poulet et al., 2007].

OMEGA a également observé et cartographié la répartition des minéraux mafiques dans les régions polaires de Mars (Figure 13) [Poulet et al., 2008a]. Le pyroxène est détecté dans les

régions de faible albédo confirmant la tendance générale. De l'olivine est détectée dans les régions circumpolaires en association avec le pyroxène et dans certains cratères de diamètre > 20km et leurs éjectas comme déjà reporté par *Bibring et al.* [2005]. La présence de ces minéraux pourrait être due à un transport éolien depuis les régions de plus faibles latitudes. Cependant, elle est dans cette étude plutôt attribuée à du volcanisme local dont la présence est suggérée par certaines études géologiques, comme celle de *Head et al.*, [2002] qui propose que des grandes quantités de laves aient rempli et lissé les plaines du Nord au début de la période hespérienne.

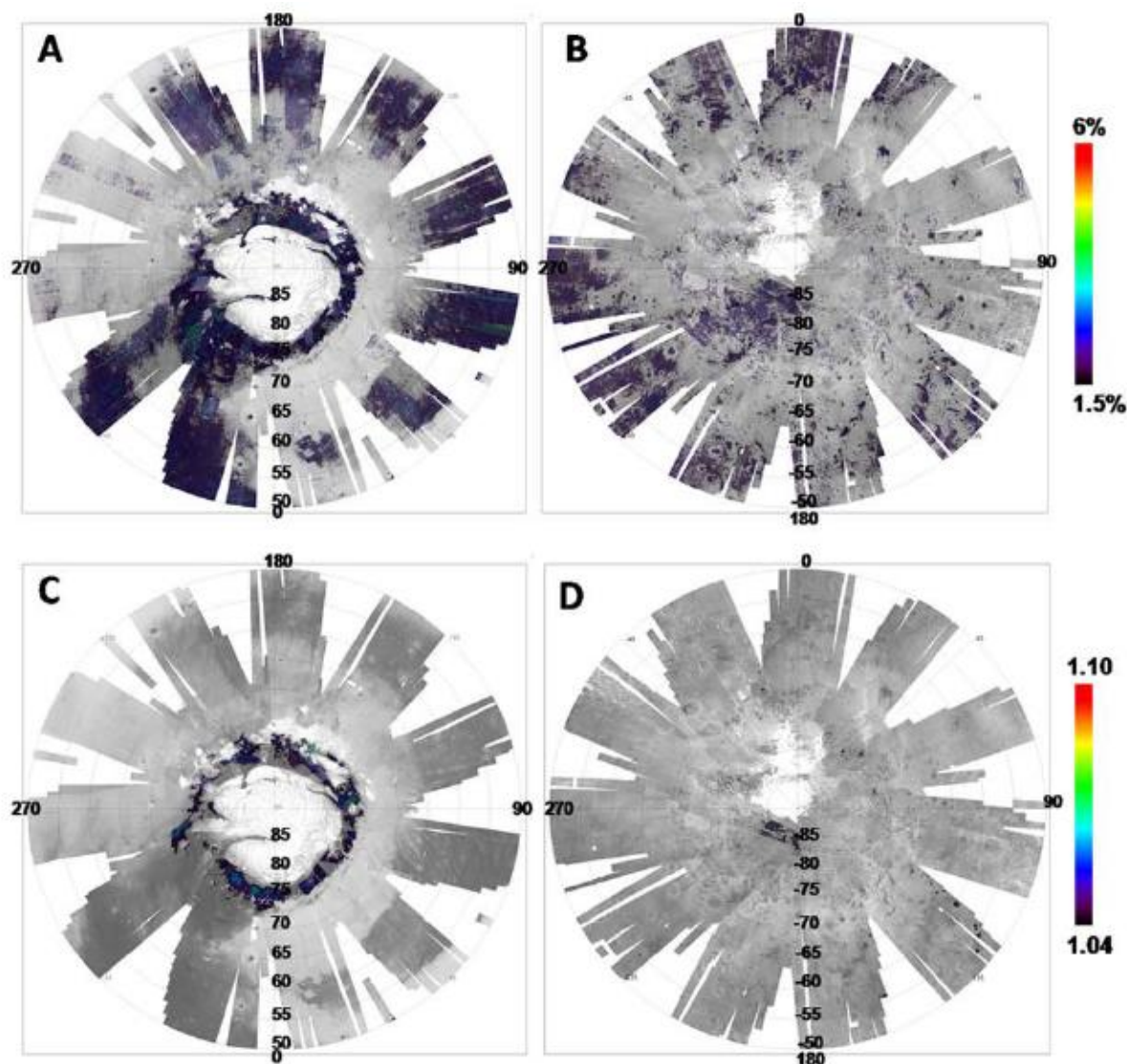


Figure 13. Cartes globales des régions polaires martiennes Nord à gauche, Sud à droite : (a,b) critère spectral du pyroxène. (b,c) critère spectral de l'olivine (Forsterite). Ces critères sont cartographiés sur la carte d'albédo OMEGA (issue de *Poulet et al.*, [2008]).

Ces cartes globales se révèlent être un très bon outil d'analyse, elles offrent une vue globale de la distribution des minéraux à la surface de Mars permettant d'en faire ressortir les tendances majeures et dans certains cas les processus qui en sont à l'origine. La mise à jour de ces cartes à la vue des nouvelles données acquises depuis 2007 sera un des travaux réalisés dans cette thèse. Nous verrons entre autres que ces nouvelles observations vont permettre d'augmenter de manière significative les détections d'olivine permettant une étude plus poussée de sa répartition, de l'origine de ces dépôts et de ce qu'ils impliquent au niveau de la composition, de la formation et de l'évolution du manteau et de la croûte martienne

Pour finir, OMEGA a détecté deux types de minéraux hydratés dans des zones très localisées à la surface de Mars permettant de poser des contraintes sur son évolution aqueuse : les phyllosilicates [Poulet *et al.*, 2005] et les sulfates [Gendrin *et al.*, 2005]. Leurs détections dans les terrains les plus anciens de Mars ont appuyé l'idée que Mars aurait pu connaître, au début de son histoire, un environnement permettant la stabilité de l'eau à l'état liquide à la surface de Mars [Bibring *et al.*, 2006].

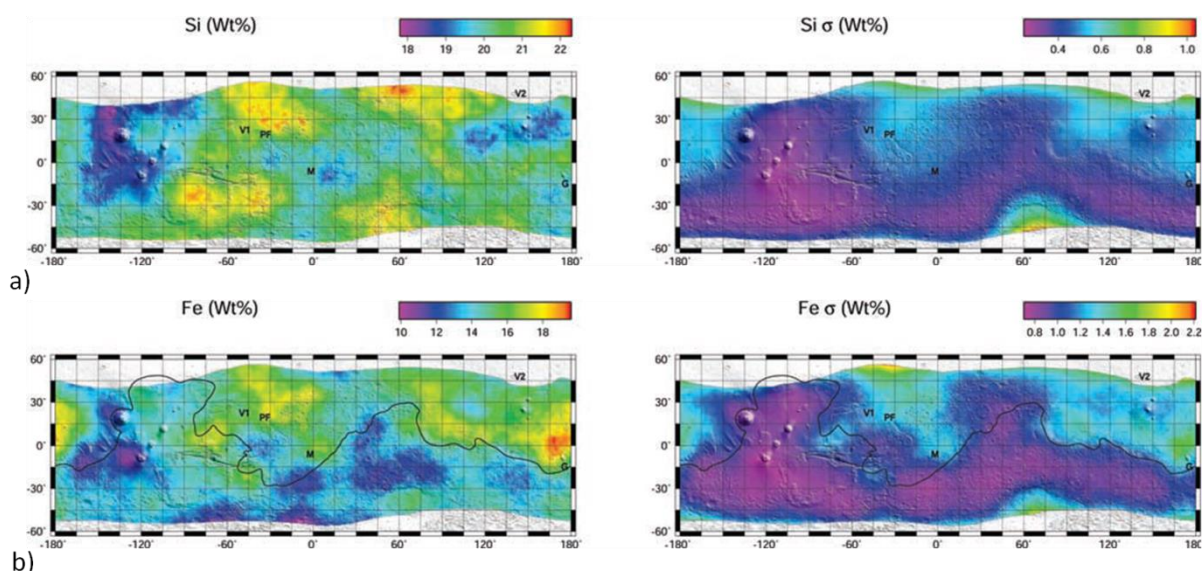
Les instruments THEMIS/MarsOdyssey et CRISM/MRO (annexe 2), « petits frères » de TES et OMEGA ont permis de faire des études plus localisées, mais à plus grande résolution spatiale (de la dizaine à la centaine de mètres) de certaines régions de Mars. L'olivine a ainsi été détectée par CRISM dans les pics centraux de plusieurs cratères de l'hémisphère sud [Skok *et al.*, 2011, Quantin *et al.*, 2012] ainsi que dans les pics centraux, éjectas et murs de plusieurs cratères dans la région de Chryse et Acidalia Planitia [Salvatore *et al.*, 2010 ; Carter *et al.*, 2010] confirmant à nouveau la nature basaltique de cette région. L'olivine est également observée avec CRISM associé à des dikes dans les murs de Valles Marineris [Flahaut *et al.*, 2011]. Elle est également détectée dans des terrains de forte inertie thermique par THEMIS [Bandfield *et al.*, 2011; Bandfield and Rogers, 2008; Edwards *et al.*, 2008 ; Rogers *et al.*, 2009; Rogers and Fergason, 2011]. Ce dernier confirme également la présence d'olivine sur les bords d'Argyre [Lane and Goodrich, 2010]. THEMIS a également détecté ce qu'il semblerait être du quartz associé à des plagioclases dans les pics centraux de deux cratères de Syrtis Major, suggérant qu'une différenciation importante du magma dans les chambres magmatiques soit possible sur Mars [Bandfield *et al.*, 2004]. Ces détections sont cependant associées à de la silice hydratée [Skok *et al.*, 2010] indiquant que ce quartz puisse être le résultat de la sédimentation de cette silice formée par altération aqueuse plutôt qu'un minéral igné.

Le spectromètre à rayons gamma GRS à bord de la sonde Mars Odyssey (annexe 2), s'est intéressé à la composition élémentaire de la surface de Mars et a fourni des cartes de concentration des éléments H, Si, Cl, Fe ainsi que des éléments incompatibles K et Th avec une résolution de 500km par pixels (Figure 14). L'instrument GRS permet de sonder en moyenne le premier mètre de la surface de Mars à l'inverse de ceux précédemment décrits (TES, OMEGA, CRISM, THEMIS, etc...) qui n'en sondent que les premières centaines de microns au plus. Ceci peut être un avantage quand on veut accéder à la composition de la surface elle-même et diminuer la composante venant de poussières ou autres matériaux pouvant la recouvrir en petite quantité. Cependant, quand la ou les couches superficielles deviennent importantes, les différentes contributions à la concentration totale en l'élément observé deviennent difficiles à séparer. Ceci, ajouté à la grande résolution spatiale de GRS et au lissage des cartes globales fournies, peut rendre l'interprétation de ces données compliquée. La contribution de la poussière au niveau des concentrations élémentaires des régions claires de Mars reste d'ailleurs mal comprise. En effet, certaines de ces régions montrent une couverture de poussière de plusieurs mètres d'épaisseur [Arvidson *et al.*, 2002] de composition plutôt uniforme, comme suggérée par les données des Rovers [*e.g.* Bell *et al.*, 2008 ; Ruff *et al.*, 2008], et montre pourtant des variations importantes dans leur compositions élémentaires. On peut de plus observer que les variations en concentration des éléments ne semblent pas toujours corrélées à des unités géologiques ou minéralogiques distinctes, ce qui complique encore leur interprétation. De ces données, on peut néanmoins extraire plusieurs informations importantes qui sont décrites ci-dessous.

La concentration en Si, illustrée sur la Figure 14a, varie entre ~18.5% et 21.5% ce qui correspond à environ 39.6% à 46.0% de SiO₂ [Boynton *et al.*, 2007]. Cette faible concentration en silice, typique des roches basaltiques, est observable dans l'hémisphère sud, mais également dans l'hémisphère nord qui étaient pourtant interprétées comme étant riches en silice par TES (et Pathfinder). Ceci soutient l'hypothèse que si les signatures spectrales de ces régions sont en

effet dues à une grande quantité de silice, celle-ci ne soit présente que sur une fine couche d'altération de surface, ce qui permettrait à sa concentration intégrée sur le premier mètre de profondeur, comme c'est le cas dans les données GRS, de rester du même ordre de grandeur que les terrains du sud. On peut également remarquer que l'ouest de la région de Tharsis ainsi que la région d'Elysium présentent des concentrations en Si plus faible que le reste de la surface, suggérant un volcanisme récent plus pauvre en silice dans ces régions (voir section 1.3.3.4 ; *Baratoux et al., 2011*). Les données GRS ne montrent pas de régions très riches en silice comparables aux granites que l'on peut observer sur Terre, suggérant que si elles existent, elles sont plus petites que la résolution spatiale de GRS, en accord avec les observations de quartz uniquement dans les pics centraux de deux cratères dans Syrtis Major par THEMIS et TES [*Bandfield et al., 2004*].

La concentration en Fe est élevée sur toute la surface de Mars avec des valeurs variant de 11 à 14% Fe dans l'hémisphère sud et de 14 à 19 % Fe dans l'hémisphère nord équivalant à 14-18% FeO et 18-24% FeO respectivement. La valeur moyenne de 14.3% Fe (18.4wt% FeO) est en accord avec la valeur ~18% obtenue des météorites martiennes par *Wänke and Dreibus [1988, 1994]* mais légèrement plus élevée que celle obtenues à partir de modélisation et d'expériences plus récentes [*Agee and Draper, 2004 ; Borg and Draper, 2003*] ainsi que par les différents rovers [*Karunatillake et al., 2007*] et dans tous les cas bien supérieurs à celle des basaltes terrestres [*Melson et al., 1976*], confirmant la teneur particulièrement élevée en FeO de Mars. La différence en concentration de Fe entre l'hémisphère nord et l'hémisphère sud est expliquée par *Boynton et al. [2007]* comme étant due à un lessivage du fer dans l'hémisphère sud au cours d'une altération en condition acide et à son transfert vers les plaines du nord par activité hydrologique. L'hypothèse proposant que les plaines du nord aient été remplies par des grandes quantités de laves durant la période Hespérienne (section 1.2.1, 1.3.3) [*Head et al., 2002*] suggère cependant que cette différence puisse être directement liée à la composition des laves, avec des laves hespériennes plus riches en fer que celles ayant formées les vieux terrains de l'hémisphère sud [*Taylor et al., 2006*]. De même que pour la concentration en Si, l'ouest de la région de Tharsis montre des concentrations en Fe particulièrement faibles, ce qui n'est par contre pas le cas de la région d'Elysium qui montre une concentration plutôt élevée de l'ordre de 16%.



Le diagramme de classification présenté sur la Figure 15 regroupe tous les résultats présentés précédemment (section 1.2.2.1 ; 1.2.2.2 ; 1.2.2.3). Il inclut des résultats issus de l'étude de la composition chimique de plaines volcaniques basée sur un modèle de transfert de rayonnement appliqué aux données OMEGA [Poulet *et al.*, 2009a]. Ce diagramme montre que la plupart des résultats sont cohérents avec une composition basaltique. Les résultats issus des données TES et Pathfinder montrent une composition plus riche en silice qui a été interprétée comme des basaltes ayant subi une altération non aqueuse.

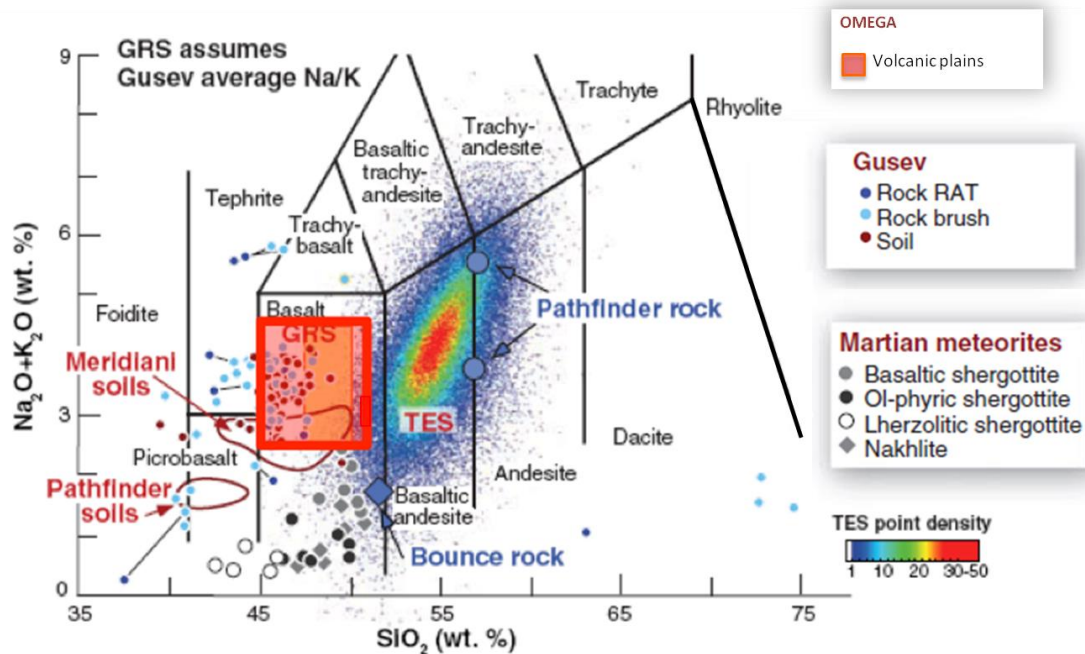


Figure 15. Classification chimique des différentes roches ou terrains volcaniques de Mars analysés in situ (MERs, Pathfinder) ou depuis l'orbite (TES, OMEGA, GRS), et des météorites martiennes (adaptée de McSween *et al.*, 2009).

1.2.3 Propriétés physiques de la surface de Mars : l'inertie thermique

Au cours de ce travail de thèse, et notamment lors de l'étude globale et locale des dépôts d'olivine, nous aurons souvent besoin de connaître les propriétés thermophysiques du terrain observé afin d'associer les signatures minéralogiques à un type de surface : roche, sable ou mélange, et/ou à une taille de grains des minéraux. Ces propriétés thermophysiques peuvent être en partie contraintes par une grandeur physique appelée l'inertie thermique. De façon simple, l'inertie thermique mesure la capacité de la surface à stocker la chaleur durant la journée et à la réémettre durant la nuit. Une roche, par exemple, va prendre longtemps à accumuler de la chaleur dans la journée, mais va la stocker et la garder pendant la nuit ne la réémettant que lentement, elle a une grande inertie thermique. À l'inverse, du sable va chauffer très vite pendant la journée, mais va également réémettre la chaleur emmagasinée très rapidement pendant la nuit, il a une faible inertie thermique, cette inertie thermique augmentant cependant avec la taille des grains. Globalement, plus les matériaux sont denses et/ ou avec des gros grains plus ils ont une grande inertie thermique. Depuis l'orbite et suivant la surface observée cette grandeur va donc dépendre d'une combinaison entre la taille des particules dans le cas où il y a du sable et/ou l'abondance des roches et/ou le degré d'induration du matériau observé. Il faut cependant noter que pour une surface composée de sable et de roche, même si la présence de roche va

avoir tendance à augmenter l'inertie thermique globale de la surface, la petite inertie thermique du sable sera dominante [Christensen 1986]. Typiquement, une faible inertie thermique de l'ordre de 5 à 150 tiu (thermal inertia unit : $\text{J m}^{-2} \text{K}^{-1} \text{s}^{-1/2}$) représente une surface composée de petits grains très fins, tels que ceux composant la poussière martienne, avec pas ou très peu de roche en surface [Mellon et al., 2000]. Des inerties thermiques plus hautes peuvent traduire soit une abondance en roche ou en affleurement rocheux plus élevée, soit des particules de sables plus grandes, soit un matériau induré formant une sorte de croûte solide à la surface, soit bien sûr, une combinaison de ces possibilités [mellon et al., 2000 et les références incluses]. Une surface est communément considérée comme dominée par les roches quand son inertie thermique dépasse 1200 tiu, ce qui est très rare [Edwards et al., 2009].

L'instrument TES ayant son intervalle spectral dans l'infrarouge thermique est sensible à la chaleur émise par la surface et donc à son inertie thermique. L'inertie thermique se mesure plus facilement de nuit où seul subsiste le rayonnement émis par la surface. La carte globale d'inertie thermique, mesurée de nuit à partir des données TES, est présentée sur la Figure 16 [Putzig and Mellon, 2007]. On observe que, comme attendu, les régions poussiéreuses de Mars présentent une inertie thermique très faible (<150 tiu). Les régions de plus fortes inerties thermiques sont situées au niveau des trois bassins d'impacts majeurs Argyre, Hellas et Isidis, principalement associé à leurs bordures là où les roches sont les plus exposées, au niveau de Valles Marineris associé à ses flancs et dans les régions de faible albédo de l'hémisphère nord (Chryse, Acidalia et Utopia Planitia). Certaines régions très localisées de l'hémisphère sud présentent également des inerties thermiques >300 tiu et correspondent principalement à des fonds de cratères ou à des plaines remplies de laves comme nous le verrons dans la suite (voir chapitre 4). Les inerties thermiques intermédiaires (en vert sur la carte) observables dans l'hémisphère sud représentent typiquement une surface labourée par les impacts formée de particules plutôt grossières et de roches éparses.

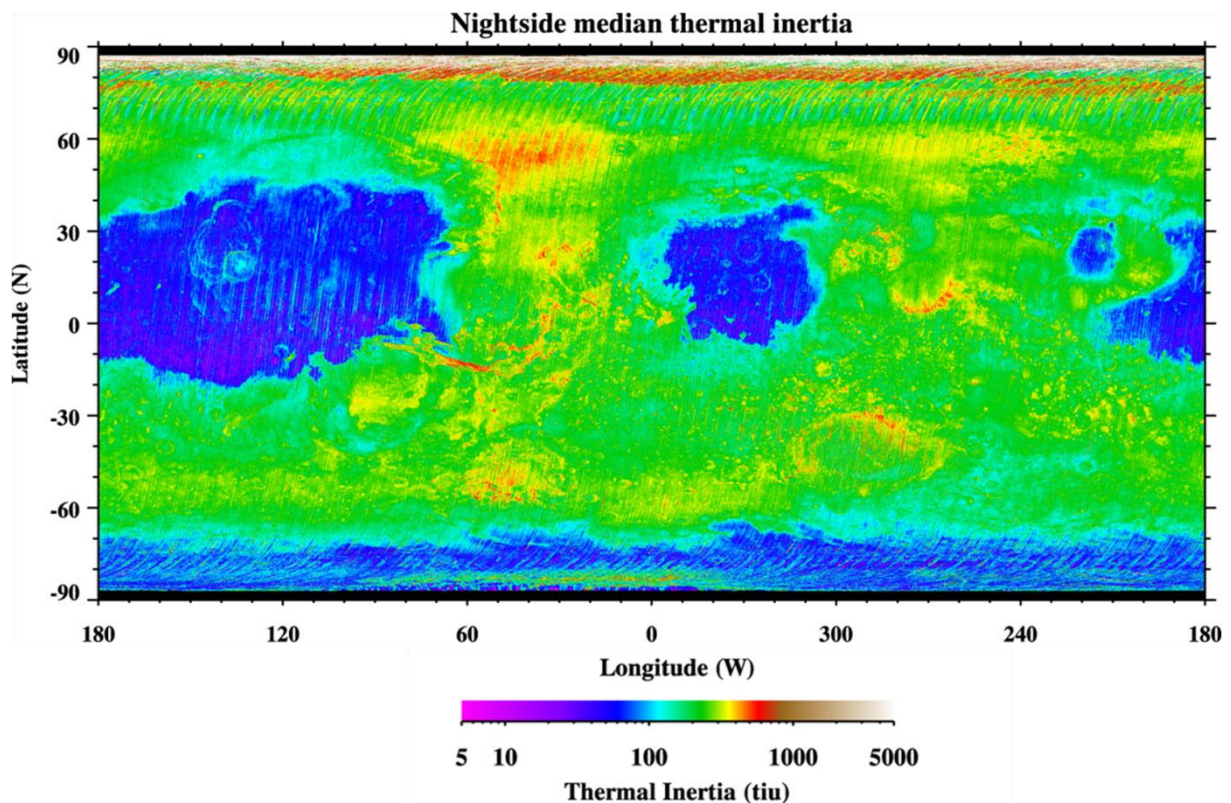


Figure 16. Carte d'inertie thermique médiane dérivée des données TES de nuit construite à partir de 36 cartes d'inertie thermique saisonnières [Putzig and Mellon., 2007].

Cette carte d'inertie thermique TES est très utile dans le cas d'une analyse globale (voir section 3.5.4.5) mais sa faible résolution spatiale (20 pixels/°) ne permet pas d'étudier les variations d'inertie thermiques dans des zones très réduites comme il nous sera amené à faire au cours de cette thèse. Dans ces cas, il est courant d'utiliser les données du spectro-imageur THEMIS, dont l'intervalle de longueur d'onde se situe également dans le thermique, mais qui possède une résolution spatiale beaucoup plus élevée d'environ 100m/pixel (annexe 2). Une carte d'inertie thermique n'est pas directement disponible avec les données THEMIS mais les données infrarouges de jour et de nuit sont disponibles pour la quasi-totalité de la planète et permettent de poser des contraintes qualitatives sur les variations d'inertie thermique de la surface observée.

1.3 Formation et évolution de la croûte martienne

Il existe trois types de croûtes planétaires dans le système solaire : (1) la croûte primaire qui se forme à la suite de la cristallisation du manteau au contact de la surface froide ; (2) la croûte secondaire formée plus tard par volcanisme à partir de la fusion partielle du manteau ; (3) la croûte tertiaire qui n'est observée que sur Terre et qui est formée à partir du recyclage de la croûte secondaire nécessitant une tectonique des plaques. En partie grâce aux observations décrites dans les sections précédentes, les processus impliqués dans la formation de la croûte primaire et secondaire de Mars sont aujourd'hui mieux connus. Cette section présentera l'état de nos connaissances à ce sujet, la première partie plus didactique posera les bases nécessaires à la compréhension de ces processus.

1.3.1 Formation, ascension et cristallisation d'un magma sur Mars

Un magma est défini comme un matériau hétérogène complètement ou partiellement fondu qui, après son ascension vers la surface, va par refroidissement, se solidifier pour donner une roche magmatique. La composition finale de cette roche magmatique va dépendre de la composition initiale du magma source, de son degré de différenciation, ainsi que de sa cristallisation. Ces étapes dépendent elles-mêmes principalement de deux mécanismes : la fusion partielle et la cristallisation fractionnée.

1.3.1.1 Fusion partielle et cristallisation fractionnée

La cristallisation fractionnée est la cristallisation progressive d'un magma, ceci sous l'effet de changements de conditions physiques (température, pression). Suivant la pression et leur température de cristallisation, les silicates dans un magma vont cristalliser selon un ordre bien défini. Sur Terre, cet ordre suit la suite réactionnelle de Bowen, qui dépend principalement de la température, et dans laquelle les premiers minéraux à cristalliser sont les minéraux mafiques (ou ferromagnésien) : l'olivine qui est la plus riche en Fer et/ou en magnésium cristallise en première à partir de ~1300°C, suivi du pyroxène (~1100°C), des amphiboles (~900°C) et de la biotite (~800°C). Au fur et à mesure de cette cristallisation, le liquide résiduel va s'appauvrir en fer et en magnésium et ce sont donc les minéraux très riches en silices tels que le quartz qui vont se former en dernier (~700°C-600°C). De façon parallèle, la série des feldspaths plagioclases cristallise également avec les plagioclases riches en calcium d'abord puis ceux riches en sodium (1100°C-500°C). Au cours de cette cristallisation, le liquide résiduel va donc évoluer et être susceptible de donner naissance à des roches de composition différentes. On discerne quatre grands types d'assemblage minéralogique qui définissent les quatre grands types de roches ignées : l'assemblage ultramafique, très riche en fer et en magnésium, qui va

former des roches principalement composées d'olivine (la péridotite) avec un peu de pyroxène, l'assemblage mafique, riche en fer et en magnésium, mais plus riche en silice que l'assemblage ultramafique, dont les roches seront des basaltes (ou gabbros) composés d'olivine, de pyroxène et de plagioclase (~40-50%), l'assemblage intermédiaire, pauvre en fer et en magnésium et riche en silice, qui formera de l'andésite (ou diorite) et l'assemblage felsique, qui ne contient plus que de la silice et qui donnera naissance aux rhyolites (ou granites).

La composition chimique du liquide résiduel ainsi que des cristaux formés vont également évoluer en fonction de la compatibilité des éléments présents avec les réseaux cristallins. En effet, les éléments chimiques qui composent le magma ne réagissent pas de la même manière dans un mélange liquide-solide. Du fait de leur rayon ionique et de leur charge, certains vont plus facilement s'intégrer au solide que d'autres. Typiquement, les éléments de petit rayon ionique et de petite charge, tels que le Fe ou le Mg, vont facilement s'intégrer au solide, ce sont des **éléments compatibles**. A l'inverse, les éléments de gros rayons ioniques ou de grandes charges (état d'oxydation > 3), ne s'intègrent pas bien au solide et vont rester de préférence dans le magma, ce sont les **éléments incompatibles** (K, REE, Rb, Cs, Sr, Ba, Th, U, Ba, Zr, Hf et Nb). Pour les éléments de propriétés chimiques intermédiaires, tel que le calcium par exemple, leur taux de compatibilité va varier entre ces deux pôles en fonction de leur charge et de leur rayon ionique. Cela explique pourquoi les minéraux mafiques sont les premiers à cristalliser dans la suite de Bowen, les minéraux riches en magnésium cristallisant avant les minéraux riches en fer et pourquoi les minéraux qui se forment en dernier peuvent contenir des traces d'éléments incompatibles.

Le processus de fusion partielle est en quelque sorte l'inverse du processus de cristallisation fractionnée. Si on augmente progressivement la température d'un matériau solide composé d'un assemblage de minéraux silicatés, cet assemblage passe entièrement ou partiellement de la phase solide à la phase liquide. Les premiers minéraux à fondre sont les minéraux ayant une température de fusion (ou cristallisation) basse, ceux qui se situent au bas de la suite de Bowen, les quartz et les feldspaths par exemple, les derniers sont les minéraux mafiques, pyroxènes puis olivine, qui vont venir enrichir le magma en fer et en magnésium. De la même façon que lors de la cristallisation fractionnée, la composition chimique du magma formée par cette fusion partielle va évoluer en fonction de la compatibilité des éléments présents. Les éléments incompatibles sont les premiers à aller dans le liquide et les magmas formés à basse température (faible fusion partielle) seront donc enrichis en éléments incompatibles. Avec l'augmentation de la température (fusion partielle plus importante), les autres éléments vont peu à peu rentrer dans le liquide et la proportion relative d'éléments incompatibles va diminuer.

Il faut cependant garder en mémoire que si ces processus sont assez bien connus sur Terre, ils le sont beaucoup moins sur Mars. Des études récentes semblent indiquer que la teneur en fer plus élevée du manteau martien (section 1.1, 1.2.2.3) pourrait notamment avoir pour effet d'augmenter la contribution de l'olivine au liquide formé (au détriment de celle du pyroxène) par rapport à ce que l'on observe sur Terre, ce phénomène étant d'autant plus important que la pression est grande [Communications personnelles Michael Toplis et David Baratoux : Trey, 2009]. Les réactions de fusion et la minéralogie modale des magmas produits pourraient donc être modifiés et dépendre en grande partie de la pression. Le processus de cristallisation fractionnée se faisant principalement à faible profondeur (faible pression), il ne serait que peu affecté par la différence en teneur en fer, l'olivine devrait toujours être la première phase à cristalliser.

Tous les magmas prennent naissance dans le manteau qui est constitué, sur Mars comme sur Terre, de péridotite i.e d'olivine avec un peu de pyroxène [Dreibus and Wänke, 1985 ; Elkins-Tanton et al., 2003, 2005a]. Sur Terre, la formation d'assemblages intermédiaires et felsique est importante grâce aux zones de subduction qui permettent l'enfoncement en profondeur des

sédiments riches en minéraux de basses températures comme le quartz, les feldspaths ou les argiles (micas) et qui vont s'ajouter à la péridotite du manteau pour former un nouveau magma plus riche en silice. Mars n'a apparemment pas connu de tectonique des plaques, les magmas martiens ne se forment donc qu'à partir de la péridotite du manteau et les assemblages mafiques et ultramafiques donnant principalement naissance à des basaltes seront donc privilégiés. Les autres assemblages demandent une cristallisation fractionnée très importante, qui si elle existe, semble rester très faible et localisée sur Mars (voir section 1.2.2.3). On peut dès à présent comprendre pourquoi la surface de Mars est principalement basaltique et pourquoi la détection d'andésite sur des grandes étendues à sa surface a été problématique.

1.3.1.2 Formation d'un magma en profondeur

Le manteau martien, du noyau à la lithosphère, est composé de roches sous pression, chaudes, mais non fondues, qui se comportent comme un fluide hautement visqueux. Pour obtenir un magma, il faut provoquer la fonte partielle ou totale de ces roches. Grâce à la chaleur générée par l'accrétion durant leur formation, à la différenciation continue des matériaux lourds et légers et à la présence d'éléments radioactifs dans leur manteau, les planètes sont chauffées de l'intérieur. Cette chaleur permet la fusion partielle ou totale des roches du manteau qui va pouvoir se réaliser lors de trois processus différents impliquant cette chaleur interne : (1) fusion par décompression adiabatique dans les courants ascendants d'une convection mantellique. Les roches ne sont pas particulièrement chaudes, mais la pression exercée sur ce matériau diminue lors de son ascension, entraînant leur fusion. Ce mode de fusion nécessite cependant l'existence de mouvement de convection dans le manteau, ce qui n'est peut-être pas le cas dans le manteau martien (voir section 1.2.2.1 et 1.3.2). (2) Fusion au niveau de la couche limite noyau-manteau créant un magma chaud qui va remonter sous forme de panache à travers le manteau. Ce processus étant communément appelé le mécanisme du « point chaud ». (3) Fusion grâce à la chaleur provoquée par la concentration anormale d'éléments radioactifs (K, Th, U) dans une région du manteau, (4) sur Mars, des impacts géants ainsi que la formation de failles comme Valles Marineris, pourraient aussi être des sources de chaleur pour la fusion partielle du manteau et la formation de magma.

Avec l'évacuation de la chaleur interne de la planète vers l'extérieur, celle-ci refroidit. Ce refroidissement est d'autant plus important que la source de chaleur initiale est faible. Mars étant plus petite que la Terre, elle a emmagasiné moins de chaleur durant son accrétion et contient probablement moins d'éléments radioactifs susceptibles de l'entretenir. Elle va donc se refroidir plus vite, ce qui pourrait expliquer que son activité volcanique soit aujourd'hui très faible ou inexistante alors qu'elle est toujours importante sur Terre.

Au niveau de la composition du magma, celle-ci va en partie dépendre des conditions de pression et de température dans le manteau au moment et à l'endroit où il se forme. Ainsi sur Terre, les magmas de composition ultramafiques, qui vont former des roches riches en olivine, vont plutôt se former très tôt dans l'histoire de la planète, lorsque sa chaleur interne était assez importante pour permettre un fort taux de fusion. En refroidissant, le taux de fusion partielle diminue réduisant la contribution de l'olivine au liquide produit. Dans ce cas, les teneurs en magnésium et/ou fer du liquide diminuent et la teneur relative en silice augmente, donnant lieu à des magmas de compositions mafiques (plutôt qu'ultra mafique), susceptible de former des roches basaltiques i.e plutôt riches en pyroxène et en plagioclase avec un peu d'olivine. Sur Terre une roche très riche en olivine est donc le signe d'un magma source plutôt primitif datant d'une époque où la planète possédait une chaleur interne très importante. Nous avons vu que dans le cas de Mars, cela pourrait cependant être un peu différent du fait de la plus haute teneur en fer de son manteau. La teneur en olivine d'un magma pourrait alors dépendre plus de la

pression de fusion (pression à laquelle le magma se forme) et donc de la profondeur et moins de la température. Les magmas riches en olivine étant alors le signe d'un magma formé à plus haute pression (plus grande profondeur) que les magmas pauvres en olivine. La composition du pyroxène dans les roches volcaniques de surface peut également être reliée aux conditions internes de la planète. En effet, le calcium étant un élément plus incompatible que le fer et le magnésium, il sera libéré dans le liquide en plus grande proportions que ces derniers au début de la fusion partielle. Les pyroxènes formés à partir d'une fusion partielle faible seront donc plutôt riches en calcium (HCP). À l'inverse, lors d'une fusion partielle importante, la concentration relative en calcium va diminuer devant celle des autres éléments qui vont alors rejoindre le liquide, les pyroxènes formés à partir de ce magma seront donc plutôt pauvres en calcium (LCP). Ceci peut expliquer le fait que les LCP se trouvent plutôt associés aux terrains anciens tandis que les HCP sont observés dans les terrains plus jeunes, traduisant le refroidissement du manteau martien au cours du temps [Poulet *et al.*, 2009a].

La composition chimique du magma formé par fusion partielle va également dépendre de la composition chimique du manteau à l'endroit où il est formé. En effet, nous verrons dans la section 1.3.2 que les modèles de cristallisation du manteau martien prévoient une stratification avec des minéraux plus riches en fer à la base du manteau et des minéraux plus riches en magnésium dans sa partie supérieure, et avec de nombreuses inhomogénéités [Elkins-Tanton *et al.*, 2003, 2005a, 2005b]. Ceci est en accord avec la composition des météorites martiennes qui contraignent le manteau martien à être formé de plusieurs réservoirs de différentes compositions, au moins dans les premières centaines de Ma de l'histoire de Mars (section 1.2.2.1) [Foley *et al.* 2005 ; Elkins-Tanton *et al.*, 2005a, 2005b ; Bouvier *et al.*, 2009]. La composition des roches volcaniques pourrait donc nous donner des indices sur la composition du manteau, sur sa stratification et sur son évolution et nous aider à contraindre les modèles.

1.3.1.3 Ascension, différenciation et cristallisation d'un magma

Une fois le magma formé, son processus d'ascension vers la surface n'est qu'une affaire de densité. Les magmas formés par fusion des roches mantelliques sont plus chauds et donc moins denses que les roches solides de l'encaissant (roches dans lequel le magma évolue), ils vont donc migrer vers le haut, et monter à la surface au travers de n'importe quelle structure faible qu'ils ouvriront par fracturation hydraulique. Le magma va se transformer au contact des roches de l'encaissant dans lesquelles il va évoluer thermiquement et chimiquement, changeant sa propre densité et affectant sa migration. La limite à laquelle le magma a la même densité que les roches qui l'entourent est nommée « neutral buoyancy zone » (NBZ). Au niveau de cette limite, si le magma est uniquement dirigé par un gradient de densité, il va naturellement stopper sa migration et s'accumuler pour former une chambre magmatique. Les processus physico-chimiques qui ont lieu dans cette chambre magmatique, comme la cristallisation fractionnée, contribuent à transformer la composition des magmas et à changer leur densité. Dans la chambre magmatique, le magma se refroidit, souvent au contact des parois plus froides, amenant la cristallisation des silicates de haute température : une partie de l'olivine, puis du pyroxène. Ces cristaux s'accumulent dans le fond de la chambre magmatique et forment des cumulus. Le magma résiduel, appelé magma secondaire, présente alors une composition moins riche en fer et en magnésium et plus riche en silice que le magma primaire, et donc une densité plus faible. Il va continuer sa migration pour former une chambre magmatique plus proche de la surface que la première ou finalement arriver à la surface.

Le fractionnement des magmas en une partie liquide et une partie solide entraîne leur différenciation et permet la diversité des roches magmatiques observée à la surface des planètes. De la même façon que pour le processus de fusion partielle, la cristallisation

fractionnée a tendance à diminuer la quantité de fer et de magnésium présente dans le magma, puisque ces éléments sont en grande partie utilisés par l'olivine et éventuellement le pyroxène qui forment les cumulus. Un magma ayant subi beaucoup de fractionnement avant d'arriver à la surface est dit évolué ou différencié et sera plutôt riche en silice. À l'inverse, une roche riche en olivine sera le signe d'un magma source qui aura subi peu de fractionnement puisque riche en fer et en magnésium et qui sera donc peut différencié/évolué. Dans la réalité, ce n'est cependant pas si simple, en effet la présence de cristaux d'olivine dans une roche peut être due à l'incorporation de cristaux d'olivine présents dans l'encaissant lors de la migration du magma vers la surface. Ces cristaux sont appelés des xénocristaux.

L'ascension d'un magma vers la surface peut être parfois facilitée par la présence de cratères et/ou de fissures dans la croûte, les fissures étant, elles-mêmes, souvent formées par l'impact. Ce type de volcanisme est appelé « volcanisme fissural » et des bons exemples en sont les « Mers lunaires ». En effet, la croûte lunaire est composée d'une épaisse couche d'anorthosite, roche de densité très faible principalement composée de plagioclase (90-100%) et d'un peu de minéraux mafiques. Cette croûte de faible densité représente donc un obstacle pour la migration des magmas quand celle-ci n'est contrainte que par les contrastes de densité. Ce sont les larges bassins d'impacts qui ont permis l'ascension des magmas jusqu'à la surface en excavant la croûte sur plusieurs kilomètres et dizaines de kilomètres de profondeur, la rendant plus fine et permettant aux magmas de se reprendre dans ces dépressions bien après l'impact pour former les « Mers basaltiques lunaires ». Ce type de volcanisme n'implique pas la formation de volcan à proprement parler, le magma arrive en surface, remplit les dépressions et cristallise, bouchant la cheminée/fissure par laquelle il est arrivé en surface, rendant difficile ou impossible sa localisation. Nous verrons dans la suite de cette thèse que ce type de volcanisme semble avoir joué un grand rôle dans l'histoire du volcanisme martien.

Nous venons de voir qu'un magma qui s'introduit dans la croûte peut se frayer un chemin jusqu'à la surface et donner lieu à des coulées de lave qui, en cristallisant, forment des roches appelées roches extrusives ou volcaniques. Le magma peut aussi rester coincé dans la croûte et y cristalliser pour former des roches intrusives aussi appelées roches plutoniques. La principale différence entre une roche intrusive et une roche extrusive provenant du même magma ne se trouve pas au niveau de leur composition, mais plutôt au niveau de leur cristallinité. La cristallisation à la surface de la croûte est rapide, ce qui produit de très petits cristaux. Par contre, lorsque le magma cristallise à l'intérieur de la croûte, l'abaissement de sa température est lent permettant la cristallisation de plus gros cristaux.

1.3.2 Formation de la croûte primaire : Océan de magma

Les premiers stades de la formation planétaire et notamment de la croûte primaire sont encore mal contraints. L'énergie accumulée pendant l'accrétion devrait être suffisante pour permettre une fonte partielle ou totale de la planète, formant ce qui est appelé un « océan de magma ». L'idée de la formation de la croûte primaire des corps planétaires à partir de la cristallisation d'un océan de magma est née de la découverte par les missions Apollo (confirmée par la suite par les missions orbitales lunaires) d'une grande quantité d'anorthosite dans les vieux terrains lunaires. L'explication la plus communément acceptée pour sa formation en grande quantité à la surface de la Lune prédit que l'énorme quantité d'énergie libérée lors de la formation de la Lune à partir d'un impact géant aurait mis en fusion une grande partie de celle-ci, formant alors un océan magmatique lunaire. Lors de la cristallisation de cet océan, le plagioclase, minéral de faible densité, se serait alors mis à flotter tandis que les autres minéraux plus denses, principalement l'olivine et le pyroxène, se seraient mis à couler sous l'effet de la gravité. Le résultat de cette cristallisation formerait une croûte d'anorthosite de faible densité

qui recouvrirait un manteau de densité plus élevée composé d'olivine et de pyroxènes [Marc Norman, 2004]. Les vieux terrains lunaires anorthositiques représenteraient donc la croûte primaire de la Lune.

Bien que ce concept d'océan de magma soit très reconnu dans le domaine de la science lunaire, aucune preuve de son application aux autres planètes n'a encore été faite. Le fait que la plupart des planètes telluriques possèdent une croûte secondaire, formée à partir du volcanisme et autres processus de resurfaçage (voir section 1.3.3) qui viennent effacer ou recouvrir la croûte primaire, rend encore plus difficile la contrainte de sa formation. Sur Mars, de multiples raisons nous font penser que si océan de magma il y a eu, sa cristallisation ne devrait pas mener à la formation d'anorthosite dans les quantités observées sur la Lune. Parmi ces raisons, on peut citer la taille de Mars, qui implique la formation d'un océan de magma plus profond et donc à plus haute pression que sur la Lune. La cristallisation fractionnée d'un tel océan de magma conduit à la formation de minéraux de haute pression tels que les grenats ou la majorite qui vont séquestrer en profondeur l'aluminium nécessaire à la formation de grande quantité d'anorthosite [Elkins-Tanton et al., 2003].

Sur Mars, les sources d'énergie disponibles pour former un océan de magma incluent l'énergie d'accrétion, l'énergie libérée par les éléments radioactifs de courte durée de vie ainsi que celle créée par la différenciation du corps planétaire en un noyau et un manteau par la concentration des métaux lourds à grandes profondeurs [Elkins-Tanton et al., 2003, 2005a]. L'ensemble de ces énergies est théoriquement amplement suffisant pour permettre de fondre la planète dans son ensemble. Cependant, la formation d'un océan de magma résulte aussi de la compétition entre l'énergie libérée dans l'intérieur de la planète et celle renvoyée vers l'espace par rayonnement. Dans le cas de Mars, la rapide formation de son noyau ($< 10\text{-}13$ Ma) [Yin et al., 2002] suggère l'existence d'un manteau entièrement ou en grande partie fondu (un manteau solidifié aurait fait obstacle à la formation de ce noyau). La présence d'une atmosphère primitive isolant le système aurait également pu influencer la profondeur de cet océan de magma ainsi que sa vitesse de cristallisation.

Les modèles qui permettent de reproduire la cristallisation d'un océan de magma sur Mars montrent que cette cristallisation mènerait à une stratification gravitationnellement instable, avec des minéraux denses en surface et peu denses en profondeur. Cette stratification serait alors renversée dans une stratification stable lors d'une phase qu'on appelle un « overturn » de l'océan de magma [Elkins-Tanton et al., 2003, 2005a, Debaille et al., 2009, 2011]. Nous détaillons ici un de ces modèles proposé par Elkins-Tanton et al., [2003, 2005a]. Ce dernier considère que le manteau martien est totalement fondu avec une profondeur de 2000 km, correspondant à une pression de 24 GPa et reposant sur un noyau de 1396 km de rayon. La modélisation de la cristallisation de cet océan de magma se base sur la composition du manteau martien obtenue d'après Bertka and Fei, [1997, 1998a] ainsi que sur les solidus et liquidus déterminé par Longhi et al., [1992]. Une convection importante est supposée exister dans l'océan de magma afin de maintenir une composition homogène et une variation adiabatique de la température avec la profondeur. Selon les courbes de liquidus et solidus du manteau martien, le manteau cristallise en profondeur à plus haute température que le manteau supérieur. De plus, cette température de solidification augmente plus vite avec la profondeur que la température du manteau lui-même (dans le cas d'une variation de température adiabatique). C'est pourquoi, lors du refroidissement du manteau par convection de la chaleur vers la surface, les minéraux ne cristalliseront pas tous en même temps, mais progressivement depuis sa base jusqu'à son sommet comme l'illustre la Figure 17.

cumulats de majorite et de γ -olivine présents en profondeur. Ces derniers remontent, en se transformant en leurs équivalents stœchiométriques de basse pression : olivine, pyroxène et grenat, jusqu'à leur niveau de flottaison entre ~400 et ~1100 km de profondeur où ils se mélangent avec l'olivine et le pyroxène déjà présents (Figure 18), formant des hétérogénéités latérales en température et en composition pouvant avoir des implications importantes au niveau des sources magmatiques et de la convection. La stratification obtenue à la suite de cet overturn (Figure 18A, droite) montre un profile de densité stable qui permettrait son maintien jusqu'à aujourd'hui en inhibant tout mélange par convection.

Une conséquence importante de ce mécanisme d'overturn est qu'en remontant, les cumulats riches en magnésium devraient subir une décompression adiabatique entraînant leur fonte partielle (50-60%) et permettant la formation d'une croûte primaire basaltique à la surface de Mars à partir de 2 sources magmatiques (olivine + pyroxène ; olivine + pyroxène + grenat). Cette croûte primaire, d'une centaine de kilomètres d'épaisseur (cela représente une limite supérieure), serait riche en magnésium, avec une abondance en aluminium variant suivant qu'elle provient de la source profonde (majorite + γ -olivine) ou près de la surface (olivine + pyroxène), et se serait formée ~ 50 Ma après la fin de l'accrétion planétaire [Elkins-Tanton et al., 2005a]. Cette croûte a pu perdurer jusqu'à aujourd'hui dans certains endroits, mais a probablement été resurfacée par du volcanisme plus récent ou par d'autres processus sur la majeure partie de la surface de Mars (voir section 1.3.3).

Dans le modèle proposé par Elkins-Tanton et al. [2005a], la dernière couche à cristalliser près de la surface lors de la cristallisation fractionnée du manteau est riche en silice et pourrait donc flotter malgré sa grande teneur en fer. Cette couche pourrait alors former une sorte de croûte superficielle riche en éléments incompatibles, en silice et en fer qui pourrait ne pas entièrement participer à l'overturn et rester en partie en surface. Cependant, d'après Elkins-Tanton et al., [2005a] cette croûte n'est pas prédite par les modélisations et dans tous les cas serait entièrement recouverte par la croûte primaire basaltique discutée dans le paragraphe précédent. Si elle existe, cette croûte pourrait cependant former des réservoirs d'éléments incompatibles près de la surface bien que la plupart aient été entraînés vers le fond lors de l'overturn.

Elkins-Tanton et al., 2005a a également modélisé les processus de cristallisation et d'overturn pour des océans de magma moins profonds. Les couches les plus profondes étant éliminées, la croûte primaire ne sera formée qu'à partir de la couche superficielle d'olivine et de pyroxène. Cependant, les cumulus de surface étant plus denses que le manteau primitif non différencié, celui-ci peut remonter et fondre durant l'overturn et éventuellement atteindre la surface pour participer à la formation de la croûte primitive dans le cas d'océan moins profond que ~1150 km.

Le mécanisme d'overturn, et plus particulièrement dans le cas d'un océan de magma profond, permet d'expliquer plusieurs caractéristiques de Mars. Le plongeon des cumulus froids, provenant de la surface, vers la limite noyau-manteau pourrait en effet refroidir la partie supérieure du noyau entraînant les mouvements de convection dans le noyau nécessaires à l'apparition d'un champ magnétique, dont la durée serait en accord avec celle mesurée grâce aux traces de magnétisme présentes dans certaines vieilles roches martiennes [Elkins-Tanton et al., 2005b]. La ségrégation de l'aluminium dans les grenats en profondeur laisse un manteau supérieur pauvre en aluminium en accord avec la composition des SNC [Elkins-Tanton et al., 2003, 2005a ; Debaille et al., 2009]. Ce modèle d'overturn pourrait également expliquer le long volcanisme dans la région de Tharsis. En effet, les éléments radioactifs permettant de chauffer le manteau martien sont incompatibles, ils vont donc plonger près de la limite manteau-noyau avec les cumulus denses lors de l'overturn et peuvent chauffer le manteau profond. La formation

de la dichotomie pourrait également être une conséquence directe de cet overturn [*Elkins-Tanton et al., 2005a, Debaille et al., 2011*].

De plus, ce modèle permet de former tôt dans l'histoire de Mars des réservoirs de magma de compositions différentes, en accord avec la composition isotopique et chimique des SNC. Le profil de densité stable du manteau prédit après l'overturn devrait inhiber toute convection dans le manteau permettant de maintenir ces réservoirs intacts pendant des milliards d'années ce qui serait en accord avec un âge jeune des météorites. Cependant, la présence ou pas d'une convection dans le manteau, ainsi que son importance au niveau spatial et temporel sont encore incertains. En effet, nous avons vu dans la section 1.2.2.1 que l'âge des shergottites a été recalculé à 4.3 Ga pour les shergottites pauvres en éléments incompatibles, et à 4.1Ga pour les shergottites riches ou modérément riches en éléments incompatibles. *Bouvier et al. [2009]* propose alors que les shergottites pauvre en éléments incompatibles aient été formées à partir d'un manteau différencié où les éléments incompatibles sont séquestrés à la base du manteau comme proposé par *Elkins-Tanton et al., [2003,2005a]*. Les shergottites riches ou modérément riches en éléments incompatibles étant formées plus tard, après que le manteau ait été mélangé par convection ramenant la concentration en éléments incompatibles à une valeur plus élevée. Ce modèle permet de replacer la majeure partie du volcanisme martien dans le Noachien avec une convection importante dans son manteau possible à partir de ~4.3Ga. Dans ce cas le manteau actuel de Mars pourrait être homogène et non stratifié comme proposé par *Elkins-Tanton et al., [2003, 2005a]*

D'autres modèles existent permettant de modéliser la cristallisation d'un océan de magma [*e.g. Debaille et al., 2007, 2009, 2011*]. Ces modèles diffèrent dans les détails, mais sont en accord sur les principales étapes de la cristallisation et dans l'existence d'un overturn. Les principaux sujets de débats étant la profondeur de cet océan, son temps de cristallisation, ainsi que le mode de ségrégation des grenats. Ces modèles prédisent un grand nombre de détails en théorie vérifiables, comme la composition du manteau et de la/les croûtes primaires. Cependant le resurfaçage de la croûte primaire par divers processus au cours de l'histoire de Mars ainsi que l'absence de données sismiques rendent difficile leur vérification et leur contrainte par l'observation. Nous verrons néanmoins qu'il est possible de poser certaines contraintes grâce à des zones localisées et spécifiques de la surface de Mars interprétées comme étant de la croûte primaire ou comme provenant directement du manteau.

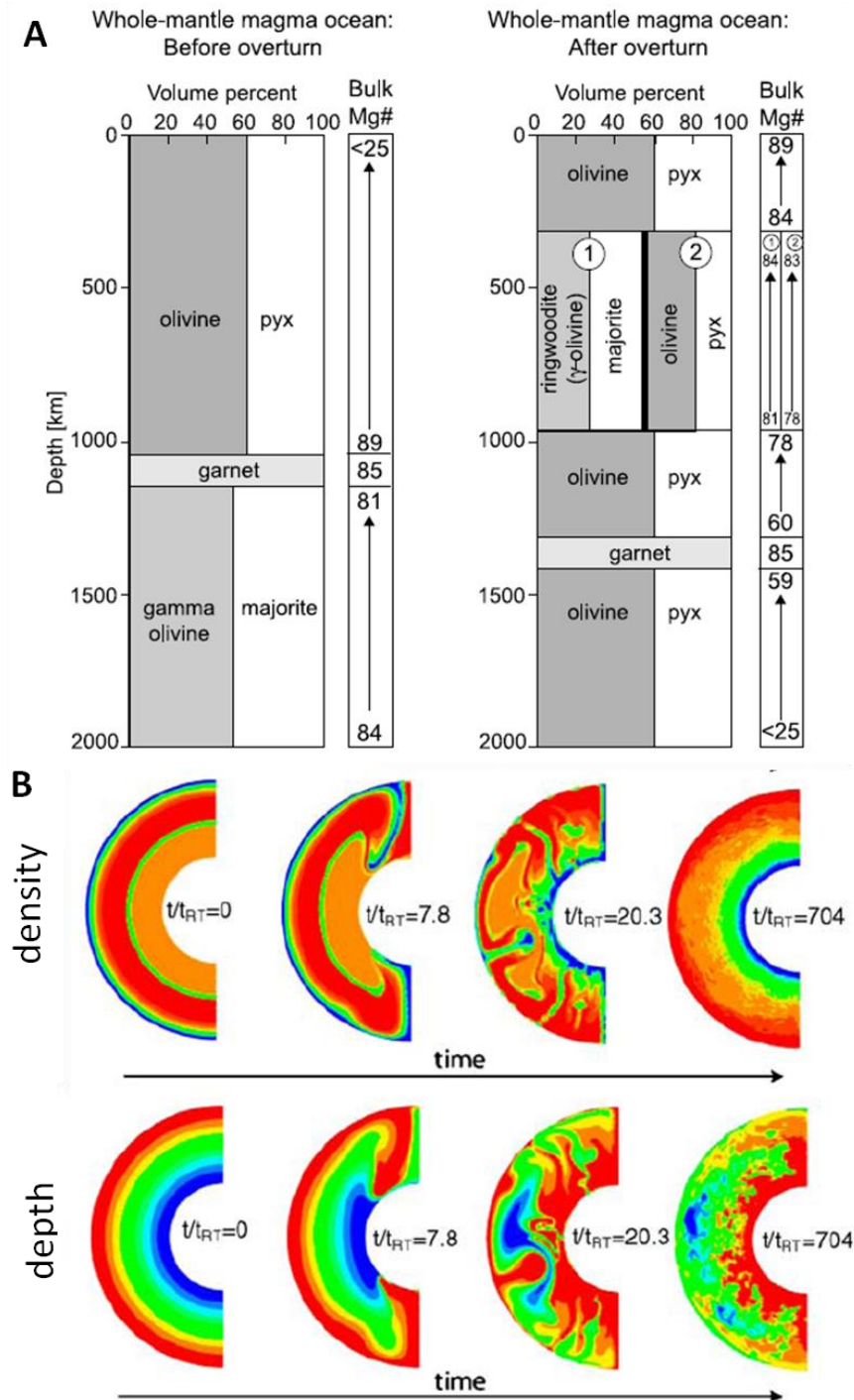


Figure 18. A) stratification minéralogique de l'océan de magma avant l'overtun (gauche) et après l'overtun (droite). Dans la stratification post-overtun, les noms des minéraux sont ceux correspondant aux couches près-overtun. À cause du changement de pression, la majorite et les γ -olivine vont se transformer en olivine, pyroxène et grenat au cours de leur remontée et la couche d'olivine et de pyroxène riche en fer en majorite et γ -olivine au cours de leur enfoncement. La teneur en magnésium et en fer des minéraux est indiquée à droite des schémas [Elkins-Tanton, 2005a]. B). Résultats de modélisation montrant l'évolution des différentes couches en densité (haut) et en profondeur (bas) au cours de l'overtun (le gradient de densité initiale est celui de la stratification du manteau présenté en A avec la couche de grenat qui forme une couche de haute densité au centre du manteau) [Elkins-Tanton, 2005b].

1.3.3 Formation de la croûte secondaire : Evolution volcanique de Mars

La croûte primaire, formée il y a environ 4.5 Ga par cristallisation d'un océan de magma a aujourd'hui été très largement ou complètement recouverte ou effacée par de nombreux processus incluant le volcanisme, les impacts ainsi que les processus éoliens, fluviaux, et périglaciaux. Parmi ces processus, les analyses des données Vikings ont montré que le volcanisme était l'un des plus importants dans l'histoire de Mars, avec plus de 60% de la surface composée de matériau volcanique [Werner et al., 2009, Tanaka et al., 1988].

Le volcanisme à la surface de Mars est important, mais n'est pas uniformément distribué (Figure 4) et présente une grande diversité de structures volcanique que l'on peut classer suivant 4 catégories [Plescia and Saunders, 1979] : (1) Les volcans boucliers basaltiques qui rassemblent la majeure partie des édifices de Tharsis, (2) Le groupe des dômes composites composé des volcans d'Elysium, de petits dômes dans Tharsis et d'Apollinaris Paterae, (3) Le groupe des paterae regroupées dans les Highlands, (4) des plaines volcaniques ayant des étendues plus ou moins grandes dans l'hémisphère sud et éventuellement dans les plaines du Nord. Cette diversité implique des changements dans les types d'éruption et de volcanisme au cours de l'histoire martienne, résultant probablement d'une évolution dans l'activité interne de la planète et pouvant à travers des interactions avec l'atmosphère influencer le climat global de Mars.

Tanaka et al., [1988] ont classé les unités géologiques à nature volcanique en fonction de leur âge (basé sur le comptage de cratère), permettant ainsi d'obtenir l'évolution du taux de resurfacement de la surface par le volcanisme à travers l'histoire de Mars. Dans cette étude, Tanaka et al., [1988] prend en compte les unités volcaniques visibles ainsi qu'une estimation de celles qui ont été recouvertes par un volcanisme plus récent ou par d'autres processus. L'évolution du taux de resurfacement volcanique, qui peut être relié au taux d'activité volcanique, est illustrée sur la Figure 19. Elle nous montre quatre résultats importants : (1) Le volcanisme a été actif tout au long de l'histoire de Mars et même peut être encore aujourd'hui. (2) le volcanisme est le processus de resurfacement le plus important à toutes les époques excepté durant la fin de l'Amazonien où les processus éoliens prennent le dessus. (3) L'activité volcanique montre une diminution globale depuis le Noachien jusqu'à l'Amazonien. (4) Le volcanisme montre un pic d'activité durant le début de la période hespérienne.

Les sections suivantes seront destinées à expliquer comment s'organisent les différents types de volcanismes précédemment exposés dans ces trois grandes périodes martiennes.

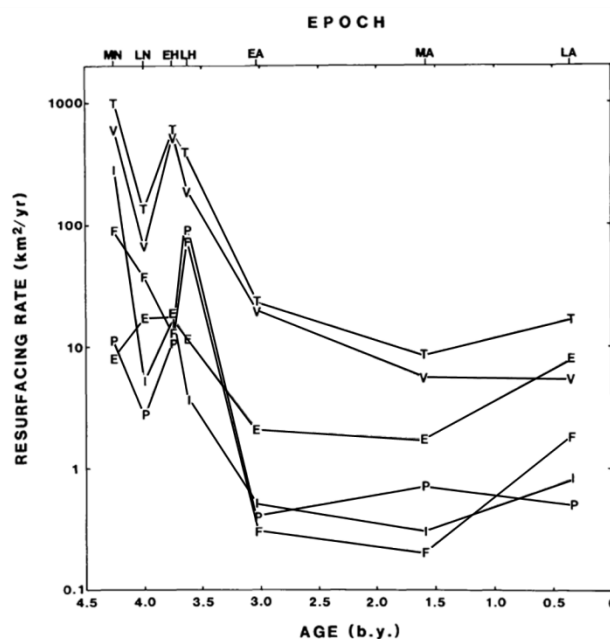


Figure 19. Taux de resurfacement moyen des différents processus calculé pour chaque époque martienne, incluant le volcanisme (V), les impacts (I), les processus fluviaux (F), périglaciaires (P) et éoliens (E) ainsi que la totalité des processus (T) (issu de *Tanaka et al., 1988*, chronologie par *Neukum and Wise, [1976]*).

1.3.3.1 Le volcanisme durant le Noachien (~ 4.0 - 3.7 Ga)

Les traces de volcanismes sur les vieux terrains de l'hémisphère sud sont difficiles à observer, car si volcanisme il y a eu, il a été largement recouvert ou effacé par l'activité ultérieure volcanique, tectonique, sédimentaire, fluviale ou encore de cratérisation. Les premières traces sérieuses de volcanisme Noachien dans les terrains du sud sont des plaines ridées nommées « ridged plains » (Nplr) [*Tanaka et al., 1988*], formées vers le milieu-fin Noachien et qui sont interprétées comme étant des dépôts épais de laves recouvrant certains terrains plus vieux [*Tanaka et al., 1988*]. Le caractère volcanique de ces plaines est donné par leurs stries qui sont en fait des rides de compressions formées par des contraintes tectoniques sur des laves. Ces rides de compressions sont également visibles sur les mers lunaires et sont caractéristiques des plaines volcaniques.

Au niveau de la dichotomie, le début du volcanisme dans la région de Tharsis n'est pas bien connu, mais il est probable qu'il ait commencé très tôt dans l'histoire de Mars (début à pre-Noachien). Les petits volcans boucliers et dômes présents dans la région de Tharsis sont les reliques de ce volcanisme ancien avec des effusions de laves cessant entre 4 et 3.7 Ga [*Werner et al., 2009*]. D'autres petits dômes ou volcans boucliers apparaissent dans la région d'Apollinaris Patera ou de Coracis Fossae avec des âges d'environ 3.9 Ga [*Grott et al., 2005 ; Werner et al., 2009*]. Cette période marque aussi le début d'un volcanisme important avec la construction des gros édifices tels que Olympus Mons, Alba Patera et plus loin Elysium (< 3.8 Ga) [*Hiller et al., 1982 ; Werner et al., 2009*].

C'est vers la fin du Noachien que va également commencer le volcanisme dans certaines régions de l'hémisphère sud (voir section suivante).

1.3.3.2 Le volcanisme durant l'Hesperien (~ 3.7 - 3 Ga)

C'est à la transition entre la fin du Noachien et le début de l'époque hespérienne que se développe la plupart du volcanisme dans l'hémisphère sud. Ce volcanisme se retrouve à travers

l'apparition de paterae, édifices relativement plats avec quelques kilomètres d'altitude et s'étalant largement sur plusieurs centaines de kilomètres avec de très faibles pentes. Ces Paterae se sont formées en bordure des grands bassins d'impact suggérant qu'au moins leurs premières éruptions aient pu être facilitées par la fracturation de la croûte suite à ces impacts majeurs [Greeley and Spudis, 1981]. On trouve Syrtis Major (Meroe et Nili Paterae) sur la bordure du bassin Isidis, Amphitrites, Peneus, Malea et Pityusa Paterae sur la bordure Sud-Ouest d'Hellas et Hadriarca et Tyrrhena Paterae sur sa bordure Nord-Est. Ces Paterae se sont principalement formées avant 3.75 Ga avec un arrêt de leur activité volcanique vers 3.6 Ga. Hadriarca et Tyrrhena Paterae montrent des évolutions un peu différentes avec une formation plus tôt dans l'histoire de Mars (~3.9 Ga) et des éruptions de style explosives comme en sont témoins les chenaux observables sur les flancs de leurs calderas. Vers 3.7 Ga, ces Paterae changeront de style de volcanisme pour passer à un régime effusif avec des coulées de laves fluides [Werner et al., 2009]. C'est à la même époque qu'apparaissent des éruptions majeures qui affectent de plus ou moins grandes surfaces et forment des plaines volcaniques dont les plus grandes sont Lunae Planum et Solis Planum (incluant Thaumasia Planum) dans la région de Tharsis avec des épaisseurs allant de 300 m à 1.5km [Frey et al., 1991 ; DeHon, 1982 ; Head et al., 2002], et Hesperia planum et Malea Planum associées aux paterae dans la région d'Hellas [Werner et al., 2009, 2005; Williams et al., 2008]. Ces unités nommées Hr pour « Hesperian ridged plains », similaires aux plaines ridées Noachiennes (Nplr), se retrouvent également sur de moins grandes étendues un peu partout dans l'hémisphère sud (Figure 4) ainsi que dans des régions proches de la dichotomie. Cette proximité entre ces unités et les plaines du Nord va pousser Tanaka et al., [1988] à proposer que l'unité de Vastitas Borealis soit au moins aux trois quarts composée de plaines volcaniques ridées (Hr). Cette hypothèse est également proposée par Head et al., [2002] après une étude poussée qui conclut qu'une grande partie des plaines du nord a été remplie par des grandes quantités de laves d'environ 900 mètres d'épaisseur pendant le début de l'époque hespérienne. Ces plaines auraient par la suite subi des contraintes tectoniques imposées par la construction de dôme de Tharsis, qui auraient formées les rides de compressions caractéristiques des plaines d'unité Hr. Head et al., [2002] explique le fait que ces stries ne soient que très peu visibles sur la surface par la présence de sédiments¹ et de laves plus jeunes. Au niveau de la région de Tharsis et d'Elysium, les grands édifices continuent à produire de grands épanchements de laves.

Le milieu de la période hespérienne (~ 3.6 - 3.5 Ga) marque l'arrêt du volcanisme dans les terrains du sud avec la fin de la formation des plaines volcaniques ainsi que de l'activité au niveau des Paterae, excepté pour Hadriarca et Tyrrhena Paterae qui montrent des effusions de laves jusqu'à 3.3 Ga [Werner et al., 2009]. Le volcanisme se concentre alors dans les régions d'Elysium et de Tharsis où les grands volcans boucliers ont atteint leur taille actuelle. La dernière grande effusion de laves aurait eu lieu sur le flanc ouest d'Elysium de 3.4 à 3.3 Ga et se serait étendue jusque dans Utopia Planitia.

1.3.3.3 Volcanisme durant l'Amazonien (~3 Ga– aujourd'hui)

Durant la période amazonienne, la faible activité volcanique se concentre dans les régions volcaniques majeures de Tharsis et d'Elysium. Dans ces régions, les grands épanchements de laves sont terminés, et les édifices encore actifs ne présentent que des coulées de faibles amplitudes sur leurs flancs ainsi que des activités de resurfacing principalement

¹ Le terme de sédiments est ici un terme général pouvant inclure des laves transformées en régolite, des cendres volcaniques, de la poussière, des dépôts périglaciaires et des sédiments drainés par les chenaux de Chryse Planitia.

localisées autour de leurs calderas [Neukum et al., 2004]. Dans la région d'Elysium, les dernières traces de resurfacement datent d'environ 100Ma et on y trouve parmi les plus jeunes régions de Mars, Elysium Planitia et les plaines de Cerberus, formées entre 30 et 10 Ma [Berman et Hartmann, 2002 ; Werner et al., 2003]. Dans la région de Tharsis, tous les volcans boucliers montrent des laves sur leurs flancs datant d'un épisode volcanique qui se serait produit entre 500 et 100Ma. Le plus jeune âge déterminé aujourd'hui grâce au comptage de cratère, observé sur Olympus Mons, a été estimé à 2Ma [Neukum et al., 2004]. Sur des échelles de temps géologiques, et considérant qu'on a des preuves d'activités volcaniques sur des âges s'échelonnant sur 4 milliards d'années, les âges presque actuels de 30 Ma et 2 Ma suggèrent que certains édifices volcaniques martiens pourraient encore être actifs.

1.3.3.4 Résumé des grandes étapes du volcanisme et discussion

Les trois sections précédentes retracent l'histoire du volcanisme martien au travers de ses trois grandes époques géologiques. Le volcanisme durant le Noachien n'est pas bien contraint. Il semble cependant regrouper la formation de plaines volcaniques dans l'hémisphère sud, ainsi que le début du volcanisme dans les régions de Tharsis et d'Elysium. Durant la première partie de l'époque hespérienne (~3.7-3.5), Mars semble connaître une activité volcanique importante. Cette activité est mise en avant par Tanaka et al., [1988] qui montre un pic dans le taux de resurfacement volcanique dans le début Hesperien. Elle semble caractérisée d'une part, par le maintien d'un volcanisme important dans les régions de Tharsis et d'Elysium avec entre autres de grandes effusions de laves venant former les volcans bouclier géants, et d'autre part, par l'arrivée d'une forte activité volcanique dans les terrains du sud ainsi qu'éventuellement dans les plaines du Nord. Durant la fin de l'Hespérien, l'activité se concentre autour des volcans boucliers dans les principales régions volcaniques de Tharsis et d'Elysium avec un volcanisme faible, mais encore actif il y a 30 à 2 Ma.

Bien que le début du volcanisme dans la région de Tharsis ne soit pas encore bien contraint, il semblerait que cette région ait connu un volcanisme important durant le Noachien et le début Hespérien menant à la construction d'un dôme volcanique de plus de ~8000 km de diamètre et ~10 km de haut supportant les quatre plus gros édifices martiens. La présence d'un énorme panache mantélique à très longue durée de vie a souvent été évoquée pour expliquer sa formation ainsi que la grande anomalie gravitationnelle positive présente dans cette région [Solomon et al., 2005]. Cette hypothèse est appuyée par la présence de volcans boucliers géants sur le dôme de Tharsis à la morphologie très similaire aux volcans boucliers terrestres qui sont connus pour se former à partir d'un panache mantélique se détachant d'un point chaud dans le manteau. Les trois volcans géants de la région d'Elysium n'ont pas exactement la même morphologie que les volcans boucliers mais leur grande taille et leur longue activité suggèrent également une formation à partir d'un panache volcanique stable. Cependant, les processus de formation de tels panaches et leurs longévités sont sujets à débat et dépendent de beaucoup de paramètres encore mal connus, tels que la composition et stratification du manteau, sa viscosité, la distribution des éléments radioactifs ou encore le taux de refroidissement du noyau et de la convection dans le manteau [Solomon et al., 2005].

Les plaines volcaniques observées sur les hauts plateaux de l'hémisphère sud ainsi qu'éventuellement dans les plaines du Nord sont trop nombreuses et trop dispersées pour s'expliquer par la présence de panaches mantéliques. Cette distribution suggère plutôt une remontée de magma par volcanisme fissural comme dans le cas des mers lunaires.

Les paterae de l'hémisphère sud semblent présenter des morphologies intermédiaires. Leurs pentes très faibles les font ressembler à des plaines volcaniques. Elles possèdent cependant des calderas, et des chambres magmatiques ont été observées sous Syrtis Major,

Hadriaca and Tyrrehane Paterae grâce aux données de gravimétriques [Kiefer 2004 ; 2003]. Leurs meilleurs analogues terrestres semblent être les volcans pyroclastiques qui sont un type de volcan bouclier montrant une très faible pente et une activité en partie explosive [Byrnes and Shanaka, 2003]. La formation de ces paterae est cependant encore mal comprise. Leurs localisations près des bassins d'impacts géants ainsi que leurs formations à 3.7 Ga contemporaines de la formation des grandes plaines volcaniques, à qui elles sont d'ailleurs souvent associées (Tyrrehane et Hadriaca Patera et Hesperia Planum par exemple), suggèrent néanmoins que ces paterae ou au moins leur initiation puisse être le résultat de volcanisme fissural.

Les études géologiques des régions volcaniques de Mars, dont les résultats sont présentés ci-dessus, montrent clairement la diversité et la complexité du volcanisme martien avec des structures aux morphologies différentes, témoins d'une évolution du volcanisme au cours de l'histoire de Mars. Une meilleure compréhension de ce volcanisme et de son évolution nécessite cependant une connaissance plus précise de la composition minéralogique et élémentaire de ces régions qui reste à nos jours encore mal connue. Cette composition est en effet très dépendante des conditions internes de la planète (voir section 1.3.1) et peut donc permettre d'en retracer l'évolution ainsi que celle du volcanisme. Nous détaillerons ici les résultats récents à ce sujet.

Les paterae ainsi que les grandes plaines volcaniques telles que Thaumasia ou Hesperia Planum, qui représentent un volcanisme plutôt vieux datant du début de l'Hesperien, semblent montrer des compositions basaltiques principalement composées de pyroxène (35-45%) avec une faible abondance d'olivine (<5%) [Poulet et al., 2009a ; Williams et al., 2010]. La région de Syrtis Major montre cependant des affleurements de roche et des dunes riches en olivine (>15%) dans la caldera de Nili Patera suggérant que certaines éruptions anciennes aient pu montrer une composition plus riche en olivine [Poulet et al., 2009a ; Mustard et al., 2005 ; Tornabene et al., 2008]. Une étude des éjectas de cratères présents dans Syrtis Major menée par Baratoux et al., 2007 montre de plus une évolution du rapport HCP/LCP avec la profondeur suggérant différents stades dans la formation de Syrtis Major. Bien que les plaines du nord montrent une géologie complexe, de plus en plus d'indices, tant morphologiques [Head et al., 2002] que minéralogiques [Poulet et al., 2007 ; Bibring et al., 2005 ; Salvatore et al., 2010, Carter et al., 2010], semblent indiquer une origine en partie volcanique de composition basaltique. Comme nous l'avons vu précédemment, les régions de Tharsis et d'Elysium, dont la surface représente un volcanisme plutôt jeune datant de l'Amazonien, sont recouvertes d'une épaisse couche de poussière rendant l'accès à leur composition minéralogique très difficile.

Une étude de Baratoux et al., [2011] basée sur les données GRS a cependant permis de comparer les compositions élémentaires de ces deux types de régions volcaniques, hespériennes et amazoniennes, permettant de poser certaines contraintes sur l'évolution du volcanisme martien. Ils montrent ainsi que les régions amazoniennes de Tharsis et d'Elysium seraient relativement moins riches en silice et plus riches en Thorium (élément incompatible) que les régions de volcanisme Hesperien, avec une concentration en FeO variable, plus faible que les régions volcaniques hespériennes dans la région de Tharsis, plus élevée pour Elysium Mons. La composition en SiO, FeO et Th des régions hespériennes est en accord avec une fusion partielle (>10%) d'un manteau homogène de composition similaire à celle obtenue à partir des météorites martiennes par Dreibus and Wänke, [1985] et de magmas arrivés en surface sans cristallisation fractionnée grâce à des mouvements de convection. L'augmentation de la concentration en Thorium dans la composition des régions volcaniques jeunes pourrait être expliquée par une fusion partielle plus faible. En effet, le Thorium de par son caractère incompatible, étant un des premiers éléments à rejoindre le liquide lors d'une fusion, sa concentration relative par rapport aux autres éléments moins incompatibles sera plus élevée

lors d'une fusion faible. Cependant le taux de fusion partielle dérivé de la concentration en thorium et celui dérivé des concentrations en FeO et SiO ne sont pas en accord et suggèrent un petit appauvrissement en thorium dans le manteau amazonien par rapport à celui de *Dreibus and Wänke*, [1985], le taux de fusion partielle étant alors $< 10\%$. Cette diminution de fusion partielle peut s'expliquer par une diminution de la température du manteau d'environ 80K associé à un épaississement de la lithosphère passant de 100 à 150 km entre la période hespérienne et la période amazonienne [Baratoux et al., 2011]. Cet épaississement de la lithosphère pourrait expliquer la faible activité volcanique durant l'Amazonien. Ces résultats sont de plus plutôt en accord avec un manteau homogène comme proposé par *Bouvier et al.*, [2009].

L'analyse de la répartition des minéraux ignés au niveau global et local, qui sera effectuée lors de cette thèse, viendra s'ajouter à ces résultats et permettra de poser de nouvelles contraintes sur la composition de ce volcanisme et sur ses implications, notamment au niveau de l'époque hespérienne.

Pour finir, on peut noter que le volcanisme peut avoir un effet sur le climat martien. En effet, celui-ci peut engendrer la libération dans l'atmosphère de Mars de grandes quantités de gaz, principalement CO₂, de l'eau et du dioxyde de soufre, pouvant altérer sensiblement les conditions à la surface de Mars. *Craddock and Greeley* [2009] estime ainsi que $\sim 1.1 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ d'eau, $\sim 400 \text{ mbar}$ de CO₂, et $\sim 0.06 \text{ bar}$ de SO₂, ont été libérés dans l'atmosphère grâce au volcanisme, dont $\sim 25\%$ pendant la grande période de volcanisme intense au début de la période hespérienne, pourcentage que nous montrerons comme pouvant être encore plus important dans cette thèse. Cette libération gazeuse aurait pu engendrer une augmentation de la pression atmosphérique de $\sim 0.3 \text{ bar}$ sur plusieurs années martiennes au début de l'histoire de Mars (Noachien -> début-Hespérien) [Craddock and Greeley, 2009].

1.3.4 Remodelage de la croûte secondaire

Nous avons vu au cours des sections précédentes les mécanismes possibles à l'origine de la formation de la croûte primaire, ainsi que le volcanisme responsable de la formation de la croûte secondaire. Nous avons également vu qu'à partir de la composition et de la morphologie de cette croûte secondaire et de ses structures volcaniques nous pouvions poser certaines contraintes sur l'évolution interne et volcanique de Mars. Nous allons voir dans cette section que cette croûte secondaire a elle-même subi des processus d'altération et de resurfaçage qui l'ont en partie remodelée, modifiant sa morphologie, sa stratigraphie et sa composition.

La surface de Mars témoigne de plusieurs types de processus d'altération qui ont entraîné la modification chimique et physique des terrains qui la composent tout au long de son histoire. Ainsi la présence d'argile et de sulfates dans les vieux terrains de Mars témoigne de la présence de processus d'altération aqueux durant la période noachienne à début hespérienne. Bien que les processus exacts mis en jeu, ainsi que leurs importances et leurs étendues, soient encore mal compris, ils pourraient avoir joué un rôle majeur dans la modification de la composition et de la morphologie des vieux terrains de Mars rendant leur analyse complexe [Carter, 2011]. La présence de grandes quantités de poussières dans certaines régions de Mars, masquant entièrement la minéralogie de la surface sous-jacente, a également été expliquée comme le résultat d'une altération [Poulet et al., 2007; Bibring et al., 2006]. Celle-ci serait cependant non aqueuse et caractérisée par une lente oxydation de la surface par l'atmosphère durant la période amazonienne, ne faisant éventuellement intervenir qu'une fine pellicule d'eau liquide à l'interface atmosphère-surface [Bibring et al., 2006]. Parmi les minéraux mafiques, l'olivine, dont la distribution globale sera étudiée en détail dans cette thèse, est un bon traceur de l'état d'altération de la surface. En effet, l'olivine est un des premiers minéraux à s'altérer, elle

se dissout en présence d'eau, mais également dans des conditions acides et sous un rapport eau/roche faible comme c'est observé dans le cratère de Gusev (voir section 1.2.2.2). Dans tous les cas, la présence d'olivine à la surface de Mars est signe d'un terrain ayant subi peu ou pas d'altération et donc d'un terrain resté plutôt sec depuis sa formation. À l'inverse, un terrain pauvre en olivine sera le signe d'une composition originellement pauvre en olivine ou d'un terrain ayant subi une altération importante.

Les processus d'altérations ne sont pas les seuls à avoir remodelé la surface de Mars, les processus éoliens et les impacts ont eux aussi joué un grand rôle. Les nombreux impacts ayant eu lieu pendant la période du grand bombardement ont complètement labouré les terrains Noachiens, transformant la surface originelle en régolite, et rendant difficile l'identification des différentes unités géologiques qui auraient pu les composer. Cependant, ces impacts sont également d'une grande aide dans l'analyse d'un terrain puisqu'ils permettent d'excaver le matériau présent sous la surface et d'accéder à sa stratigraphie. Ainsi, les cratères excavent une profondeur correspondant à environ 1/10 du diamètre du cratère transitoire [Croft, 1980; Melosh, 1989]. Ce diamètre transitoire étant légèrement plus petit que le diamètre du cratère final, ce calcul simple donne une limite supérieure à la profondeur des couches excavées par l'impact. De plus, la distance des éjectas formés par rapport au centre du cratère est fonction de la profondeur de la couche excavée : plus la couche excavée est profonde, plus les éjectas correspondants se retrouveront proches de la bordure interne du cratère, et plus la couche est présente en surface, plus les éjectas seront éloignés. Certains éjectas de cratères montrent ainsi une évolution dans leur composition en fonction de la distance à la bordure interne du cratère permettant de reconstruire la composition des différentes couches présentes sous la surface [e.g. Baratoux et al., 2007; section 4.2.3]. L'empilement de ces couches étant de plus généralement relié à leur âge de formation, ces cratères permettent de retracer l'évolution des terrains impactés. Les pics centraux des cratères finaux sont formés à partir de la couche excavée la plus profonde et aussi la plus vieille, et représentent autant de fenêtres sur le passé de Mars.

Les processus d'érosion sont devenus importants durant la période amazonienne et même dominants à la fin de cette période [Tanaka et al., 1988] et ont largement participé à la modification du paysage martien. Ces processus sont particulièrement actifs aux pôles, déposant et redistribuant les glaces et la poussière et formant par endroits des champs de dunes. Ils sont aussi probablement responsables de la redistribution globale de la poussière sur la surface martienne. À plus petite échelle, ces vents érodent les roches de la surface de Mars ce qui peut permettre d'enlever les couches de poussière ou de fines particules souvent présentes et de mettre à jour leurs compositions. De plus les surfaces très érodées étant souvent moins lisses que les autres, la poussière se dépose principalement dans les petites dépressions et laisse apparaître la roche nue au niveau des sommets. Les produits d'érosions de ces roches vont former des bancs de sable et des dunes de différentes formes, et peuvent aussi être transportés et redistribués par les vents sur des unités adjacentes ce qui peut modifier la composition d'origine de ces dernières. Ces produits peuvent aussi se sédimenter pour former un manteau recouvrant totalement le terrain sous-jacent. L'atmosphère martienne étant beaucoup plus ténue que l'atmosphère terrestre, ces processus d'érosion et de transport restent cependant beaucoup plus lents et restreints à des plus petites distances que sur Terre [Rogers and Christensen, 2003]. Ainsi, la plupart des dunes et champs de sables observés sur Mars, et principalement dans les fonds de cratères, sont considérés comme étant formés sur place à partir de l'érosion d'une surface proche ou sous-jacente [Tirsch et al., 2011]. Ces produits d'érosion peuvent donc servir à contraindre la composition de la surface sous-jacente qui n'est pas toujours accessible. Cependant, l'abondance des minéraux dans les matériaux éoliens par rapport à la roche d'origine peut être elle-même modifiée par le processus d'érosion. Certaines

études des dunes présentes en Islande montrent par exemple que la concentration en olivine a tendance à être plus importante dans les produits de l'érosion que dans la roche originale [Mangold et al., 2011]. À l'inverse, certaines études suggèrent que sur Mars, l'abondance de l'olivine puisse diminuer avec l'altération mécanique des roches [Bandfield and Rogers, 2008, Rogers et al., 2009, Bandfield et al., 2011].

1.4 Conclusion

Nous avons vu au cours de ce chapitre que de nombreuses données issues de l'analyse des météorites martiennes, des données in situ et des données orbitales ont permis de mieux contraindre la structure et à la minéralogie de la surface de Mars et donc de mieux comprendre l'évolution de cette planète. Parmi les instruments utilisés, les imageurs hyperspectraux tels que OMEGA sont particulièrement intéressants puisqu'ils permettent de réconcilier minéralogie et morphologie à une bonne résolution spatiale et spectrale. Dans cette thèse, nous utiliserons l'ensemble du jeu de données de l'imageur hyperspectrale OMEGA qui permet une couverture quasi globale de la surface de Mars afin de mieux comprendre certains aspects de cette évolution et notamment de son évolution volcanique et interne. La vision globale et minéralogique fournie par cette étude permettra d'aborder certaines questions identifiées dans ce chapitre et d'y apporter des éléments de réponses. Parmi ces questions on peut citer : qu'elle est la stratification et la composition du manteau martien ? La cristallisation du manteau et la formation de la croûte primaire incluent-ils un overturn ? Qu'elle est la nature des plaines du nord, plutôt volcanique ou plutôt sédimentaire ? Qu'elle est l'étendue et l'origine de ce pic de volcanisme durant le début de la période Hesperien ? Qu'implique ce volcanisme sur la composition du manteau martien et sur son évolution thermique et dynamique ? Quel a été l'effet du volcanisme sur le climat martien ? Quels ont été les effets de l'atmosphère martienne au niveau de la composition de sa surface ? Les météorites martiennes échantillonnent-elles une surface vieille ou une surface jeune ?

Cependant l'utilisation de données spectrales implique de connaître quels sont les signatures spectrales caractéristiques de chaque minéral étudié, les processus qui en sont à l'origine, les facteurs qui peuvent les faire varier, ainsi que les composantes qui peuvent s'ajouter à celle de la surface de Mars dans un spectre électromagnétique.