



الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية
République Algérienne Démocratique et Populaire
وزارة التعليم العالي والبحث العلمي
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université d'Oran 2 Mohamed Ben Ahmed
Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers
Département des Sciences de la Terre

MEMOIRE

Pour l'obtention du diplôme de Master
Option : Géodynamique de la Lithosphère

L'évolution géologique de la planète Mars

Présenté par :

Mlle. Bouchra CHAAFI

Soutenu publiquement le : .../06/2024

Devant le jury composé de :

M. A. SEDDIKI	Professeur	Université d'Oran 2	Président
Mlle. R. KARED	M.C.B	Université d'Oran 2	Encadrante
M. M. MAHMOUDI	MAA	Université d'Oran 2	Examineur

Année Universitaire : 2023/2024

Remerciements

Alhamdulillah pour m'avoir donné l'opportunité de faire ce travail, qui est une fierté et un honneur que je chéris dans ma carrière académique.

Je remercie Mlle Ratiba KARED dans un premier temps d'avoir abordé ce thème intéressant et dans un second temps je la remercie pour son encadrement. Elle m'a transmis énormément de choses. Elle m'a bien soutenue, et me remettait dans le droit chemin lorsque j'avais tendance à m'éloigner un peu trop de la géologie. Je la remercie aussi que j'ai souvent sollicité et qui a toujours pris le temps de répondre à mes questions dans la bonne humeur. Je la remercie pour les discussions passionnantes que nous avons eues, et pour ses conseils et ses encouragements énergiques qui m'ont souvent aidé et poussé à agir.

Je tiens à remercier également tous les membres de mon jury de mémoire Mr Abdelmadjid SEDDIKI d'avoir accepté d'être le président de ce jury et qui m'a donné envie d'aimer le domaine de planétologie et de météorites grâce à ses explications fascinantes. Je le remercie également pour chaque sollicitation et de mes énormes questions de curiosité dans ce domaine, et Mr Mohamed MAHMOUDI pour d'avoir accepté d'examiner ce travail et aussi pour son professionnalisme et sa compréhension, et Mlle R. KARED .Merci également pour tous leurs commentaires pertinents.

J'aimerais remercier, tous mes enseignants de la Faculté de Géologie de l'Université d'Oran 2 qui m'ont enseigné durant ces cinq années universitaires, notamment Mr. Boumedien BOUTERFA qui m'a toujours encouragé et également par ses précieux conseils que j'apprécie beaucoup, et aussi Mr. Mohamed TABELIOUNA que je considère comme un meilleur modèle pour moi dans son parcours professionnel.

Je tiens à remercier mes parents et mes frères et ma sœur qui m'ont soutenu au cours de ces années, et poussé vers l'avant, en particulier lors de mes moments de doute ou de découragement.

Merci à mes parents, vous êtes incroyables, exceptionnels, les meilleurs, merci d'avoir toujours soutenu mes choix, même les plus bêtes ou les plus compliqués. Merci de m'avoir donné l'opportunité de faire ce que je voulais, sans eux je n'aurais pas pu tenir le cap !

Je remercie infiniment ma chère famille, la famille Chaafi, pour ses prières constantes en faveur de la réussite et pour m'avoir fourni les bonnes conditions qui m'ont aidé à faire de mon mieux.

Je remercie mes proches, qui n'ont pas grand-chose à voir là-dedans mais qui ont été forcés malgré eux à m'écouter des heures parler de science, de mes états d'âme. Merci à vous pour votre soutien et vos encouragements permanents. Particulièrement, merci Samer SHAWAHNA et Abir AYADI de m'avoir toujours épaulée malgré les (nombreux) moments difficiles. Merci pour vos soutiens infailibles, pour avoir pris soin de moi, surtout les derniers mois.

Enfin je voudrais me remercier moi-même pour ma persévérance, ma patience et mes grands efforts dans la recherche de la connaissance et l'atteinte de l'objectif désiré. Je voudrais également me remercier pour ma confiance en moi-même, qui ne s'est jamais démentie.

Résumé

Ce travail de mémoire représente une étude exhaustive sur l'évolution géologique de la planète Mars. Cette dernière est considérée comme la quatrième planète à partir du soleil et souvent surnommée "la planète rouge" en raison de sa couleur distinctive due à la présence d'oxyde de fer dans son sol. Dotée d'une fine atmosphère composée principalement de dioxyde de carbone, avec des traces d'azote et d'argon, Mars présente une géologie fascinante, comprenant des volcans imposants, des canyons profonds et des cratères de météorites. Des missions telles que Mars Express ont permis de découvrir des indices de la présence passée d'eau liquide sous la calotte polaire sud, tandis que les rovers comme Spirit et Opportunity ont confirmé le passé aquatique de la planète. L'étude des périodes géologiques de Mars (Pré-Noachien, Noachien, Hespérien, Amazonien), notamment l'Amazonien, révèle une évolution marquée par une cryosphère, une activité volcanique réduite et des conditions froides. Mars s'est formée avant la Terre et la Lune, évoquant un océan magmatique initial. De plus, les météorites martiennes, dont les types Shergottites, Nakhrites et Chassignites (SNC), ont une importance primordiale pour comprendre la composition globale de cette planète. Les comparaisons avec la Terre mettent en lumière les différences notables, y compris dans la composition de la croûte et du manteau, ainsi que dans les atmosphères, la Terre étant dotée d'une atmosphère plus dense et variée. Ces recherches continuent d'enrichir notre compréhension de Mars et de son rôle dans le système solaire.

Mots clés : Mars, Shergottites, Nakhrites, Chassignites, Pré-Noachien, Noachien, Hespérien et Amazonien.

Abstract

This work represents an exhaustive study on the geological evolution of the planet Mars. This planet is considered as the fourth planet from the sun and often nicknamed "the red planet" because of its distinctive color due to the presence of iron oxide in its soil. Boasting a thin atmosphere composed mainly of carbon dioxide, with traces of nitrogen and argon, Mars has fascinating geology, including towering volcanoes, deep canyons and meteorite craters. Missions such as Mars Express have uncovered evidence of the past presence of liquid water beneath the south polar cap, while rovers such as Spirit and Opportunity have confirmed the planet's aquatic past. The study of the geological periods of Mars (Pre-Noachian, Noachian, Hesperian, Amazonian), particularly the Amazonian, reveals an evolution marked by a cryosphere, reduced volcanic activity and cold conditions. Mars formed before Earth and the Moon, suggesting an initial magma ocean. In addition, Martian meteorites, including the types Shergottites, Nakhilites and Chassignites (SNC), are of paramount importance for understanding the overall composition of this planet. Comparisons with Earth highlight notable differences, including in the composition of the crust and mantle, as well as atmospheres, with Earth having a denser and more varied atmosphere. This research continues to enrich our understanding of Mars and its role in the solar system.

Keywords: Mars, Shergottites, Nakhilites, Chassignites, Pre-Noachian, Noachian, Hesperian and Amazonian.

الملخص:

تمثل هذه الأطروحة دراسة شاملة للتطور الجيولوجي لكوكب المريخ. يُعتبر المريخ رابع كوكب من الشمس وغالباً ما يشار إليه باسم "الكوكب الأحمر" بسبب لونه المميز بسبب وجود أكسيد الحديد في تربته. ويتمتع المريخ بغلاف جوي رقيق يتكون بشكل رئيسي من ثاني أكسيد الكربون، مع وجود آثار من النيتروجين والأرجون، ويتميز المريخ بجيولوجيا رائعة، بما في ذلك البراكين الشاهقة والأودية العميقة والفوهات النيزكية. وقد كشفت بعثات مثل مارس إكسبريس عن أدلة على وجود مياه سائلة في الماضي تحت الغطاء القطبي الجنوبي، بينما أكدت مركبات مثل سبيريت وأبورتينيوتي وجود ماضٍ مائي للكوكب. وتكشف دراسة الفترات الجيولوجية للمريخ (ما قبل النواتشيان والنواتشيان والهرسي والأمازوني)، ولا سيما الأمازوني، عن تطور اتسم بغلاف بارد ونشاط بركاني منخفض وظروف باردة تشكل المريخ قبل الأرض والقمر، مما يشير إلى وجود محيط صهاري أولي. وبالإضافة إلى ذلك، فإن النيازك المريخية، بما في ذلك الشيرغوتينات والنخلايت والشاسغنايت، ذات أهمية قصوى في فهم التكوين العام للكوكب. وتسلط المقارنات مع الأرض الضوء على الاختلافات الملحوظة، بما في ذلك في تكوين القشرة والوشاح، وكذلك في الغلاف الجوي، حيث أن الغلاف الجوي للأرض أكثر كثافة وتنوعاً. ويستمر هذا البحث في إثراء فهمنا للمريخ ودوره في النظام الشمسي.

الكلمات المفتاحية: المريخ، والشيرجوتينيس، والنخلايت، والشاسيجنيتيس، وما قبل النواتشيان، والنواتشيان، والهرسيون، والأمازونيون.

Liste des figures :

Figure 0 : Nouveaux objectifs, nouvelle fusée : le Space Launch System (SLS) transportera l'Orion dans l'espace. (Source: NASA).

Figure 01 : Les planètes de système solaire (<https://hugolescargot.journaldesfemmes.fr/fiches-scolaires/sciences-et-decouverte-du-monde/51127-systeme-solaire-planetes/>).....03

Figure 02 : La planète Mars Crédits : mikolajn1363987281.....04

Figure 03 : Vue d'artiste du rover de la mission ExoMars. Source : ESA.....05

Figure 04 : Spirit et opportunity : Mission de Mars .Crédit :NASA.....06

Figure 05 : Sondes spatiale Phoenix. Conception artistique de la sonde spatiale Phoenix collectant des échantillons de sol près de la calotte glaciaire polaire nord de Mars.Crédit : NASA.....07

Figure 06 : La Curiosity sur la planète Mars, le robot de Nasa à la recherche de trace de vie sur le sol martien.Crédit :NASA.....08

Figure 07 : La mission indienne Mars Orbiter (MOM) a marqué 100 jours d'éloignement de Mars le 16 juin 2014 et le moteur Mars Orbit Insertion a démarré lorsqu'il est arrivé sur la planète rouge le 24 septembre 2014 après son voyage interplanétaire de 10 mois.Crédit :ISRO.....08

Figure 08 : Le concept de cet artiste montre le vaisseau spatial MAVEN en orbite autour de la planète rouge, avec une image fantaisiste de sa planète natale en arrière-plan.Crédit image : NASA/Goddard.....09

Figure 09 : La sonde InSight à la surface de Mars, avec ses instruments déployés. Source : Université Paris Cité.....10

Figure 10 : Vue d'artiste de la sonde Hope Emirats Arabes Unis autour de Mars.(Photo Mohammed Bin Rashid Space).....11

Figure 11 : Structure interne de Mars.Crédit :NASA..... 15

Figure 12 : Cartes topographiques de la planète Mars réalisées grâce aux données de l'altimètre MOLA (pour Mars Orbiter Laser Altimeter) de la sonde Mars Global Surveyor. La dichotomie entre les terrains de l'hémisphère nord, situés 5,5 kilomètres plus bas que les hauts plateaux de

l'hémisphère sud, apparaît clairement. L'hémisphère sud est très cratérisé. On note la présence de grands bassins d'impacts (Hellas Planitia, Isidis Planitia) et de plusieurs régions volcaniques : Elysium (hémisphère de gauche), et le dôme de Tharsis (hémisphère de droite). (Smith et al., 2001; Watters et al., 2007).....18

Figure 13 :Le volcan Olympus Mons (d'un diamètre d'environ 600 km), photographié par la sonde Viking 1. Crédits : NASA/JPL-Caltech.....20

Figure 14 :Un cratère d'impact classique (à gauche) dans la région d'Elysium Planitia pris par la caméra embarquée à bord de Mars Global Surveyor et un cratère à éjecta lobés (à droite) indicateur de présence d'eau ou de glace d'eau sous la surface de la zone impactée (ESA/DLR/FU Berlin, G. Neukum).....20

Figure 15 :Localisation de la mission MSL sur la carte de Mars (à gauche - étoile rouge), et localisation de l'ellipse d'atterrissage au sein du cratère Gale (à droite).....21

Figure 16 :(a) Carte topographique de la vallée de débâcle Kasei Valles (crédits : NASA/JPL/MOLA). Cette vallée, comme plusieurs autres vallées de débâcle, débouche sur les basses plaines de l'hémisphère nord. (b) Carte de la constante diélectrique de l'hémisphère nord sur laquelle ont été rapportées les possibles lignes de rivage d'un éventuel océan boréal (Mouginot et al., 2012).....24

Figure 17 :Carte géologique de Mars simplifiée, d'après (Forget et al., 2006).....25

Figure18 :Coulées saisonnières sur le flanc d'un cratère d'impact, photographiées par la caméra HiRISE de la sonde Mars Reconnaissance Orbiter. Ces coulées sombres sont larges de 0,5 à 5 mètres et apparaissent dans certains cratères de l'hémisphère sud de Mars. Elles se développent progressivement au cours des saisons chaudes et disparaissent lors des saisons froides et pourraient être dues à des saumures (McEwen et al., 2011). (crédits : NASA/JPL-Caltech/Univ. of Arizona).....26

Figure 19 : Carte géologique de la surface de Mars. Projection de Mollweide, centrée à 260°E. Sur Mars, 1° de latitude correspond à 59 km (N : Noachien ; H : Hespérien ; A : Amazonien ; E :Early (inférieur) ; L : Late (supérieur)) (Dehouck.,2012).....27

Figure 20 : Image de MOLA indique les principaux volcans de Tharsis. O.M. Olympus Mons, Ar.M. Arsia Mons, P.M. Pavonis Mons, As.M. Ascræus Mons, et A.P. Alba Patera (El Yazidi, 2016).....30

Figure 21 : (a) Mosaïque de l'hémisphère Valles Marineris de Mars .Crédit :NASA. (b) Carte topographique de Valles Marineris par l'instrument MOLA (**El Yazidi, 2016**).....31

Figure 22 :Diagramme TAS avec des météorites martiennes représentées et des analyses effectuées par des rovers lors de missions d'exploration planétaire à la surface (GRS = spectromètre à rayons gamma ; TES = spectromètre d'émission thermique ; RAT = outil d'abrasion des roches). Les résultats indiquent que la croûte martienne est en moyenne de composition basaltique, les données TES pouvant refléter une altération. (**Modifié d'après McSween et al., 2009**).....36

Figure 23 : Exemple de météorite de type Nakhlite. (a) Aspect de la météorite Y000749 (Nakhlite) (Misawa., 2003). (b) Vue d'une lame mince en lumière polarisée de la météorite Y000749, des gros grains d'Olivine (o), de pyroxène (px), mésostase (mes) et de magnétite (mt) sont observés (La barre de l'échelle indique 1000 µm) (**El Yazidi, 2016**).....39

Figure 24 : Exemple de météorite de type Shergottites. (a) Aspect de la météorite SAU005 (Shergottites basaltiques) dans son ensemble (b) Vue d'une lame mince en lumière polarisée de la météorite SAU005, la plupart des grains sont des Augites ($((Si,Al)_2O_6)(Ca,Mg,Fe,Ti,Al)_2$, Monoclinique) mais se trouve aussi de l'Olivine ($(Mg,Fe)_2[SiO_4]$, Orthorhombique) et de Maskelynite. Les chromites ($FeCr_2O_4$, Cubique) se trouvent soit dans l'Olivine soit dans la mésostase, leur taille est inférieure à 50 microns. Le cadre blanc indique un grain de chromites typique fléchée (La barre de l'échelle indique 1mm). (<http://www.nhm.ac.uk/researchcuration/research/projects/martian-met/meteorites.html#Top> , consulté le 07/06/2024).....40

Figure 25 : Exemple de météorite de type Chassignites. (a) Aspect de la météorite NWA 2737, tombé en Système en 1815. (b) Vue d'une section polie en lumière polarisée de la météorite NWA2737, l'image indique une mosaïque des cristaux colorés d'Olivine. La longueur de limage égale à 5 mm (**El Yazidi, 2016**).....41

Figure 26 : Mars et la Terre. Mars est représentée de façon réaliste, mesurant la moitié la taille de la Terre (Source :_NASA).....43

Figure 27 : Principaux paramètres de l'orbite martienne. L'excentricité de l'orbite sur le schéma est exagérée. Les saisons sont indiquées pour l'hémisphère nord. Dates et saisons sont repérées par la longitude solaire aréocentrique L_s qui est l'angle parcouru sur l'orbite depuis l'équinoxe de printemps de l'hémisphère nord.....44

Figure 28: Structure interne de la Terre et Mars, après la diérenciation, selon **Forget et al., (2003)**.....48

Figure 29 :Composante radiale du champ magnétique crustal de Mars (**Langlais et al., 2004**).....50

Liste des tableaux :

Ttableau 01 :Historique des principales missions martiennes (Procaccia, 2018).....	12
Ttableau 02 :Composition de l'atmosphère martienne (Cousin,2012).....	16
Ttableau 03 : Les principales caractéristiques du volcan Olympus Mons (Bourge et al, 2003).....	19
Ttableau 04 :Chronologie des principaux épisodes de l'histoire martienne. On note la très mauvaise précision des dates transitoires. Adaptée de (Head et al., 2001).....	28
Ttableau 05 :Nombre de météorites pour chacune des catégories de météorites martiennes en 2008, d'après(cousin, 2012). « Mars Meteorite Compendium ».....	38
Ttableau 06 : Comparaison de la durée de saisons dans les deux hémisphères de Mars et de la Terre (https://www.nirgal.net/saisons.html , Consulté le 07/06/2024).....	44
Tableau 07 : Quelques caractéristiques de la planète Mars et de son atmosphère, comparées à la Terre (Zurek et al., 1992; Read & Lewis, 2004).....	45
Tableau 08 : Tableau représente une comparaison entre la structure interne de Mars et celle de la Terre.....	47



Table des matières :

Résumé.....	i
Abstract.....	ii
المخلص.....	iii
Liste des figures.....	v
Listes des tableaux.....	x
Introduction générale.....	1
<u>Chapitre I : Généralités</u>.....	2
I.1.Introduction :.....	2
I.2.Le système solaire.....	2
I.3.La planète Mars... un peu d’histoire.....	3
I.4.Les missions récentes de Mars.....	4
I.4.1.Mars Express : l’éveil de l’Europe.....	4
I.4.2.Spirit et Opportunity : toute roule sur Mars.....	6
I.4.3. Phoenix.....	6
I.4.4.Curiosity.....	7
I.4.5.Mangalyaan.....	8
I.4.6.MAVEN.....	9
I.4.7.InSight.....	9
I.4.8.La mission Hope.....	10
I.5.La structure interne de Mars.....	13
I.5.1.La surface et la croûte.....	13
I.5.2.Structure et caractéristiques de la croûte.....	13
I.5.3.Le manteau profond et le noyau.....	14
I.5.4.La lithosphère thermique.....	16
I.5.5.Atmosphère martienne.....	16

<u>Chapitre II : La géologie et la morphologie de Mars</u>	17
II.1.La géologie et la morphologie de Mars.....	17
II.1.1.L'hémisphère Nord et Sud.....	17
II.1.2.Formation de la dichotomie.....	17
II.1.3.L'activité volcanique.....	19
II.1.4.Les cratères sur Mars.....	20
II.2.Chronologie de l'histoire de Mars.....	21
II.3.Les structures tectoniques du dome de Tharsis.....	29
II.4.Valles Marineris.....	30
II.5.Le champ magnétique.....	32
II.6.Les calottes polaires.....	32
<u>Chapitre III : Formation de la planète Mars</u>	33
III.1.Formation de Mars.....	33
III.2.Évolution du manteau martien	34
III.3.Pétrologie martienne et processus crustaux	36
III.3.1.Les roches magmatiques.....	36
III.3.2.Roches sédimentaires	37
III.3.3.Les roches métamorphiques.....	37
III.4.Les météorites martiennes :SNC.....	37
III.4.1.Nakhlite	38
III.4.2.Shergottite	39
III.4.3.Chassignite.....	40
III.4.4.Exceptions	41
III.5.Comparaison entre Mars et la Terre.....	42

III.5.1. Caractéristiques de la planète Mars et la Terre.....	42
III.5.2. Observations astronomiques et structure interne	46
III.5.3. Champ magnétique	48
III.5.4. L'eau	50
III.5.5. Tectonique des plaques.....	51
III.5.6. Les volcans.....	52
Conclusion générale.....	53
Références bibliographiques.....	54



Figure 0 : Nouveaux objectifs, nouvelle fusée : le Space Launch System (SLS) transportera l'Orion dans l'espace. (Source: NASA).

Bonne voyage vers la planète rouge !

Introduction :

L'étude de la planète Mars a captivé l'intention des scientifiques du monde entier en raison de sa richesse en informations géologiques. Mars offre un vaste terrain de jeu pour une exploration approfondie de son histoire géologique, offrant des indices sur l'évolution passée et présente de la planète rouge. Sa topographie variée, ses cratères, ses volcans et ses vallées suggèrent une histoire géologique complexe et diversifiée, suscitant un intérêt sans précédent pour comprendre les processus géologiques à l'œuvre sur Mars. Cette planète présente donc un intérêt géologique très particulier dont beaucoup de scientifiques cherchent à comprendre son évolution géologique jusqu'à ce stade actuel. L'objectif de ce mémoire est de mieux connaître la planète Mars, ses caractéristiques, de comprendre son histoire, son évolution, en quoi elle diffère de notre planète Terre et en mettant l'accent sur son évolution géologique. Ce mémoire est dévisé en trois chapitres principaux, présentés brièvement ci-dessous :

Le premier chapitre décrit en détail les caractéristiques principales de la planète Mars, mettant en avant son histoire géologique complexe. Il aborde la structure interne de Mars, les missions d'exploration majeures telles que Mars reconnaissance orbiter, Phoenix, Curiosity, Maven, Exo Mars trace gas orbiter, et InSight, ainsi que les découvertes significatives réalisées par ces missions.

Le deuxième chapitre présente des différentes structures géologiques et des phénomènes morphologiques qui caractérisent la surface de la planète rouge. Par ailleurs, il est aussi consacré aux processus géologiques qui ont façonné Mars au fil du temps, en mettant l'accent sur des éléments tels que le dôme de Tharsis, Valles Marineris, l'activité volcanique, les cratères, les rides martiennes et d'autres caractéristiques géologiques remarquables de la planète. Cela permet de plonger dans l'histoire géologique complexe de Mars et d'analyser les forces et les processus qui ont influencé son évolution géologique.

Le troisième chapitre est consacré à la formation de Mars ainsi qu'à une comparaison avec celle de la Terre. En examinant la formation précoce de Mars, ses différences géologiques avec la Terre, et en mettant en mettant l'accent sur des éléments tels que les volcans martiens, cela offre un aperçu approfondi de l'évolution et de la structure de la planète rouge.

Enfin, le travail se terminera par une conclusion générale qui dresse une synthèse des résultats obtenus de cette étude.

I.1.Introduction :

La planète Mars est l'une des planètes les plus fascinantes de notre système solaire. Avec sa couleur rouge distincte et son histoire géologique complexe elle a été un centre d'intérêt pour les scientifiques et les chercheurs depuis des siècles. Mars est la quatrième planète à partir du soleil et elle est souvent appelée « la planète rouge » en raison de sa couleur distinctive qui est due à la présence d'oxyde de Fer dans son sol. Il est aussi la deuxième planète par ordre croissant de la taille et de la masse.

Mars une planète tellurique, comme le sont Mercure, Vénus et la Terre, environ dix fois moins massive que la terre mais dix fois plus massive que la lune. La géologie et la morphologie de la surface martienne présentent à la fois des caractères terrestres (volcans, canyons, reliefs de failles, chenaux fluviaux etc.), et des caractères lunaires (nombreux cratères de météorites, grands bassins etc.) qui résultent d'une histoire et d'une évolution géologiques relativement importantes, situant de ce fait la planète Mars entre les corps très primitifs (Lune et Mercure). Ses hémisphères nord et sud montrent une importante dissymétrie morphologique et topographique (**Masson, 1984**).

Au fil des ans, les observations et les missions d'exploration ont révélé de nombreuses caractéristiques remarquables de Mars notamment la présence de volcans géants, de canyons étendus et de calottes glaciaires aux pôles. Ces missions ont permis de recueillir des données précieuses sur la géologie de Mars et de fournir des informations cruciales pour mieux comprendre la planète et son rôle dans la compréhension de notre système solaire. Dans ce chapitre, on explore en détail les caractéristiques principales de la planète Mars en mettant l'accent sur en quoi ces connaissances peuvent-elles contribuer à une meilleure compréhension de son histoire géologique.

I.2.Le système solaire :

Le Système Solaire, c'est le système planétaire auquel appartient la Terre, la planète sur laquelle nous vivons tous. Il est composé d'une étoile : le Soleil et d'objets qui gravitent autour de lui, schématiquement, 8 planètes tournent autour du Soleil (**Figure01**). Notre système solaire fait aussi partie d'une galaxie appelée "la Voie lactée", qui tourne sur elle-même en 250 millions d'années. Les quatre premières planètes (Mercure, Vénus, la Terre, Mars) sont des planètes « telluriques », c'est-à-dire avec une surface rocheuse. Jupiter et Saturne sont des planètes « gazeuses », sans surface dure sur laquelle se poser. Uranus et Neptune sont quant à

elles, des « géantes de glaces ». Ceux qui s'intéressent à l'histoire ont sans doute remarqué quelque chose à propos des noms des planètes, toutes sauf la Terre, ont été nommées par des noms de dieux et de déesses de la mythologie romaine.

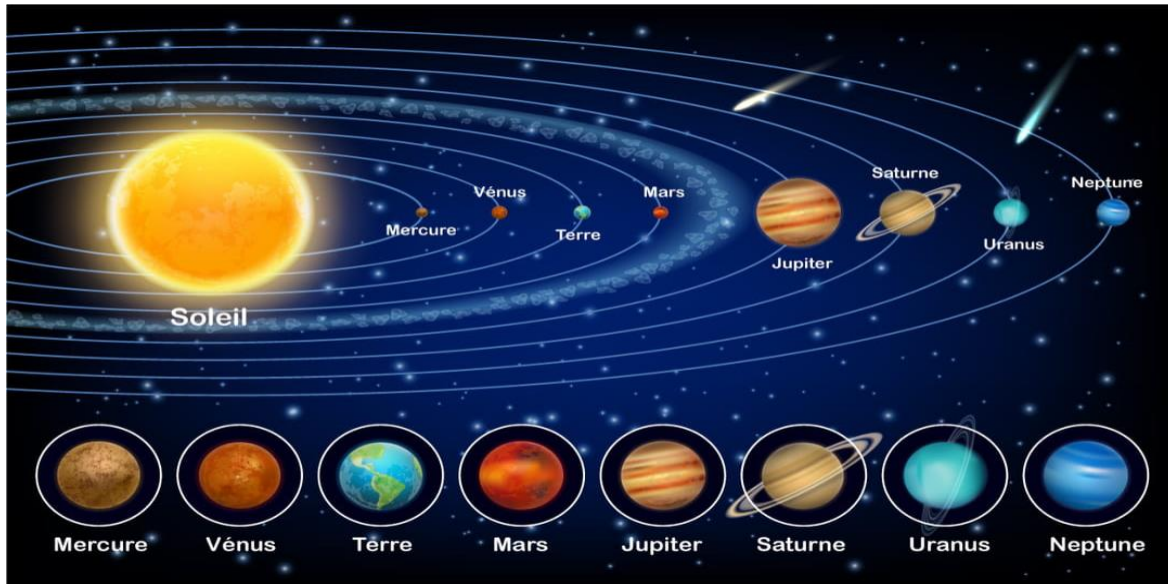


Figure01 : Les planètes de système solaire (<https://hugolescargot.journaldesfemmes.fr/fiches-scolaires/sciences-et-decouverte-du-monde/51127-systeme-solaire-planetes/>).

I.3. La planète Mars... un peu d'histoire :

Dans le ciel nocturne, la planète Mars apparaît comme un point rouge orangé. Sa couleur est caractéristique et l'a fait associer au sang, au feu ou à la guerre (**Figure 02**). Elle a reçu de nombreux noms comme Angaraka en Inde (charbon ardent), Nirgal en Mésopotamie (le dieu de la mort), Arès le dieu de la guerre pour les Grecs ou Mars pour les Romains... (**Causeret, Esbarres, 2009**). Mars possède deux satellites naturels, Phobos et Deimos, il s'est formé il y a 4,56 milliards d'années par l'accrétion de planétésimaux, en même temps que les autres planètes du système solaire. Mars a accru moins de matériaux que les autres planètes telluriques. L'accrétion de Mars aurait été significativement plus rapide que celle de la Terre, de l'ordre de quelques millions d'années seulement : 50% de sa masse actuelle aurait été atteints en moins de 3 millions d'années (**Dauphas et Pourmand, 2011**). Pendant le premier milliard d'années qui a suivi sa formation, la planète a été soumise à un important bombardement météoritique qui a affecté la croûte primitive dont on retrouve les témoins dans l'hémisphère sud (**Masson, 1984**). Un an plus tard Galilée observe Mars avec sa lunette astronomique, remarque ses phases d'obscurité partielles, et en déduit sa forme sphérique. (**Vals, 2019**).

L'atmosphère de Mars est en fait constituée de quelques millibars de CO₂. (Michel, 2011). La pression atmosphérique moyenne à la surface est de 6,10 mbar, très proche du point triple de l'eau à 6,11 mbar, ce qui exclut l'existence d'eau liquide à la surface. D'autre part, la température moyenne en surface est de 215 K et l'activité semble dominée par l'action du vent, des poussières et des glaces d'eau et de dioxyde de carbone. (Poch, 2014).

Les datations de météorites martiennes indiquent qu'il y a 4,51 milliards d'années, l'accrétion était terminée et que la planète était complètement différenciée (Mezger et al., 2013). Le dernier impact cataclysmique connu par la planète Mars se serait produit vers -4,4 milliards d'années et serait à l'origine de la dichotomie martienne (Nimmo et al., 2008). Cependant, contrairement à la Terre qui a subi un remodelage complet suite à l'impact ayant formé la Lune, Mars n'a pas subi d'impact suffisamment important pour remodeler complètement sa surface puisque les terrains de l'hémisphère sud sont restés préservés, qui serait responsable de la plupart des cratères et de la formation des grands bassins d'impacts observés aujourd'hui à sa surface.



Figure 02 : La planète Mars Crédits : mikolajn1363987281.

I.4. Les missions récentes sur Mars :

I.4.1. Mars Express : l'éveil de l'Europe

Le 2 juin 2003, l'Agence Spatiale Européenne (ESA) lance la sonde Mars Express. Le nom fait référence au temps record dans lequel la mission a été élaborée afin de profiter de la fenêtre de lancement. La sonde embarque aussi un petit atterrisseur : Beagle 2. Malgré la perte

de communication avec l'atterrisseur, la mission est un franc succès et inscrit définitivement l'Europe parmi les acteurs principaux de l'aventure spatiale.

L'imageur hyperspectral OMEGA (Observatoire de la Minéralogie, de l'Eau, des Glaces et de l'Atmosphère) fournit de précieux résultats quant à la composition du sol martien. Il révèle notamment la présence de phyllosilicates (des argiles) et de sulfates en surface, minéraux caractéristiques de la présence d'eau liquide, ce qui permet de préciser l'histoire de Mars (**Bibring et al., 2006**). Les calottes polaires et leur évolution saisonnière sont aussi observées avec précision (**Douté et al., 2007**). Le radar MARSIS (Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding) est le premier radar actif en orbite autour de Mars. Il permet notamment d'estimer l'épaisseur et le volume des calottes permanentes (**Plaut et al., 2007**), et de montrer qu'au-delà de 50° de latitude, l'équivalent d'une calotte de glace est stocké dans le pergélisol (**Mouginot et al., 2010**). Le spectromètre SPICAM (Spectroscopy for Investigation of Characteristics of the Atmosphere of Mars) permet une cartographie et l'analyse des premiers profils verticaux de la vapeur d'eau et de l'ozone, avec une première observation de la mésosphère (70-130 km) (**Montmessin et al., 2017**).

La sonde Mars Express est toujours en fonction (**Figure 03**), et ses données continuent de procurer de nouveaux résultats. Mentionnons par exemple la découverte récente (été 2018) d'un potentiel lac d'eau liquide situé sous la calotte polaire sud avec les données de MARSIS, juste après avoir fêté les quinze ans de la sonde (**Orosei et al., 2018**).

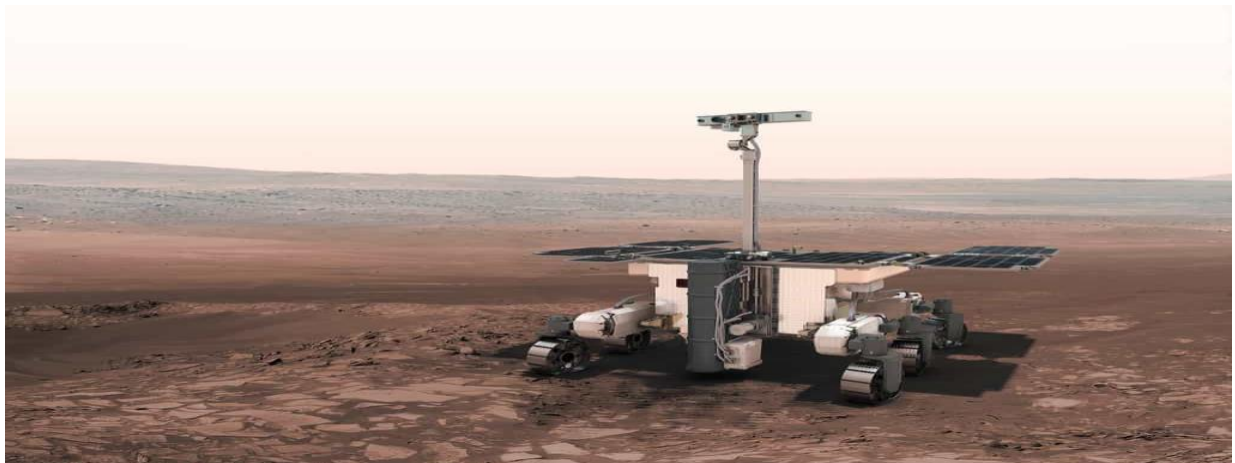


Figure 03 : Vue d'artiste du rover de la mission ExoMars. Source : ESA.

I.4.2.Spirit et Opportunity : Tout roule sur Mars

L'année du lancement de Mars Express, la NASA a envoyé deux rovers à destination de Mars : les Mars Exploration Rovers. Baptisés Spirit et Opportunity (**Figure04**), les rovers se posent respectivement le 3 janvier 2004 au fond du cratère Gusev et le 25 janvier 2004 dans la plaine de Meridiani. Les robots géologues brossent, creusent et analysent les roches qu'ils rencontrent. De plus, ils confirment un passé aqueux de la planète. Prévus initialement pour durer 90 jours, leurs performances dépassent toutes les espérances. Cependant, Spirit parcourt en tout 7,5 km et perd le contact en mars 2010. Opportunity brave les remparts de nombreux cratères et dépasse la distance d'un marathon en mars 2015. Il continue sa course jusqu'en juin 2018, où il est mis en veille à l'approche de la tempête globale de poussière qui va recouvrir entièrement la planète, ainsi que ses panneaux solaires, jusqu'à fin juillet. Depuis le contact n'a pu être rétabli et la NASA fait ses adieux officiels le 13 février 2019 (**Vals,2019**).



Figure04: Spirit et opportunity : Mission de Mars .Crédit :NASA.

I.4.3.Phoenix :

Le Phoenix Mars Scout Lander (**Figure 05**), le premier explorateur robotique du « Programme Scout » de la NASA, lancé le 04 août 2007, atterrira sur les plaines du nord de Mars fin mai 2008, avant l'été martien septentrional. La mission Phoenix a découvert à la surface du site d'atterrissage de l'eau sous forme de glace. La composition chimique et minéralogique du sol étudié suggère que le site a eu un climat plus humide et plus chaud dans un passé proche (les derniers millions d'années seulement) (**Smith et al., 2009**).

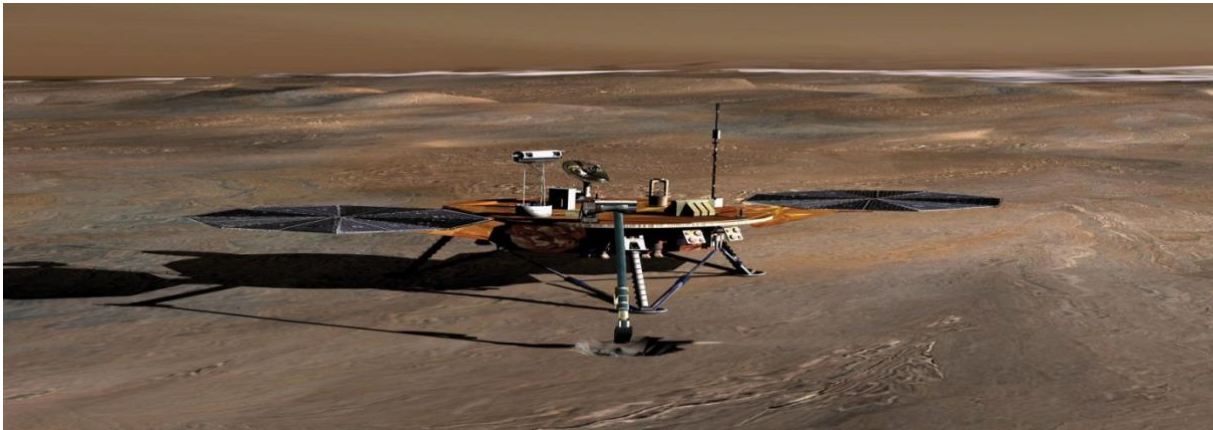


Figure 05 : Sondespatiale Phoenix. Conception artistique de la sonde spatiale Phoenix collectant des échantillons de sol près de la calotte glaciaire polaire nord de Mars. Crédit : NASA.

I.4.4. Curiosity :

Le 26 novembre 2011, la NASA a lancé la sonde MSL (Mars Science Laboratory) qui transporte un rover nommé Curiosity (**Figure 06**). Le rover se pose sans encombre le 6 août 2012 dans le cratère Gale. Il se met au travail : comme ses prédécesseurs il s'agit de chercher si l'environnement est ou a été favorable à l'apparition de la vie, d'analyser la composition minéralogique du sol et de collecter une fois de plus des données météorologiques. Curiosity est cinq fois plus lourd que les MERS, ce qui lui permet d'emporter 75 kg de matériel scientifique, dont deux mini-laboratoires permettant d'analyser les composants organiques et minéraux, ainsi qu'un système d'identification à distance de la composition des roches qui fonctionne avec un laser. Cette fois-ci le rover ne fonctionne pas avec des panneaux solaires mais puise son énergie dans un système de générateur thermoélectrique à radioisotope qui lui permet de rester parfaitement autonome pendant la nuit, ou typiquement en période de tempête de poussière. C'est d'ailleurs ce qui lui vaut son salut face à la tempête globale de poussière de l'été 2018. Encore en pleine forme aujourd'hui, le rover fait route vers le nord vers de nouveaux horizons où il pourra continuer à mener ses recherches et nous ravir de ses multiples selfies aux paysages les plus époustouflants. (Vals,2019).



Figure 06 : La Curiosity sur la planète Mars, le robot de Nasa à la recherche de trace de vie sur le sol martien. Crédit : NASA.

I.4.5. Mangalyaan :

Le 5 novembre 2013 l'agence spatiale indienne, l'ISRO (Indian Space Research Organisation), entre dans la danse avec le lancement de la sonde MOM (Mars Orbiter Mission), aussi connue sous le nom de Mangalyaan (littéralement « véhicule martien » (**Figure 07**)). MOM se place en orbite le 24 septembre 2014. L'enjeu est avant tout de montrer que l'Inde est capable de pouvoir envoyer un engin hors de l'orbite terrestre. (**Vals, 2019**). Les objectifs scientifiques de cette mission sont d'étudier l'atmosphère, l'ionosphère, la géologie de surface, les champs magnétiques et la poussière interplanétaire dans l'environnement de planète.

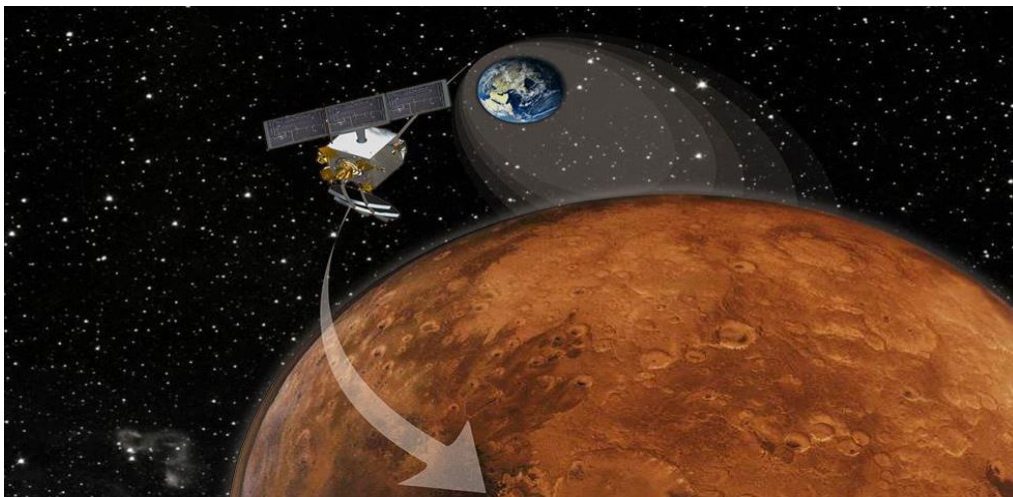


Figure 07 : La mission indienne Mars Orbiter (MOM) a marqué 100 jours d'éloignement de Mars le 16 juin 2014 et le moteur Mars Orbit Insertion a démarré lorsqu'il est arrivé sur la planète rouge le 24 septembre 2014 après son voyage interplanétaire de 10 mois. Crédit : ISRO

I.4.6.Maven :

La sonde américaine MAVEN (Mars Atmosphere and Volatile EvolutionN) (**Figure 08**) est lancée le 18 novembre 2013. La sonde a pour vocation d'étudier la haute atmosphère et les mécanismes qui conduisent à l'échappement de l'atmosphère martienne. Le vent solaire semble être à l'origine de cet échappement : les flots de particules ionisées émis en permanence par le soleil bombardent l'atmosphère de Mars et chassent peu à peu les éléments qui la constituent. Le spectromètre de masse NGIMS (Neutral Gas and Ion Mass Spectrometer) à bord de la sonde mesure avec grande précision les densités des composants de la haute atmosphère martienne. (Vals,2019).

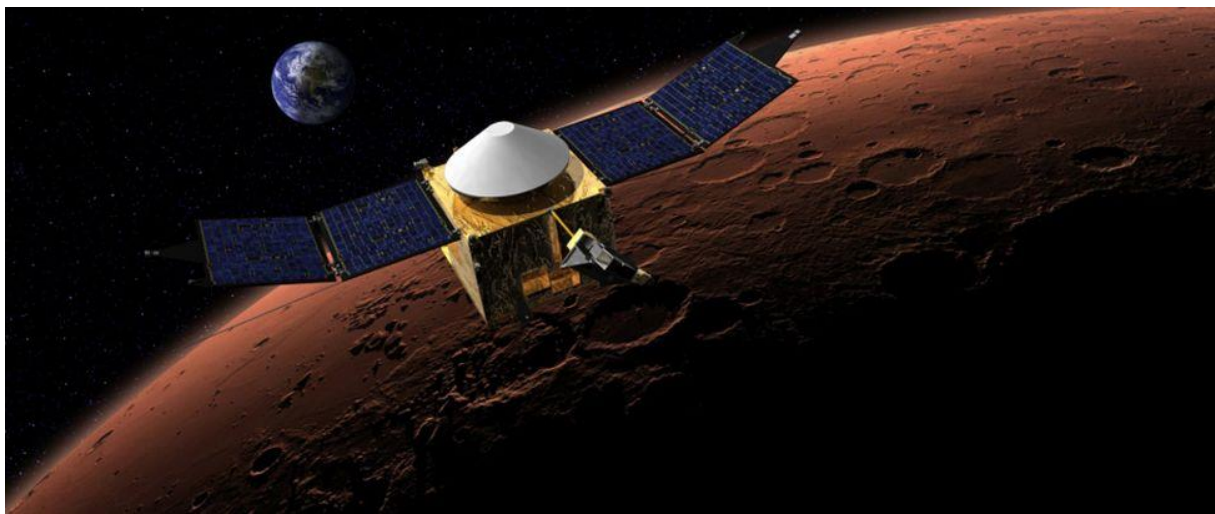


Figure 08 :Le concept de cet artiste montre le vaisseau spatial MAVEN en orbite autour de la planète rouge, avec une image fantaisiste de sa planète natale en arrière-plan.Crédit image : NASA/Goddard.

I.4.7.InSight :

La mission américaine InSight (Interior Exploration using Seismic Investigations, Geodesy and Heat Transport) (**Figure 09**) est lancée avec succès le 5 mai 2018. Elle est arrivée à bon port le 26 novembre 2018. Depuis le 2 février 2019, l'instrument est prêt pour commencer ses devoirs scientifiques et c'est un succès. Depuis, les premiers séismes martiens ont été mesurés et les premiers résultats ont été présentés aux récentes conférences. Il y a aussi l'instrument allemand HP3, un pénétrateur capable de mesurer le flux de chaleur qui s'échappe de l'intérieur de la planète. Le sol martien doit être sondé sur une profondeur de 5 mètres grâce à un pénétrateur mécanique.

L'équipe du LMD est impliquée dans la mission, notamment dans la caractérisation de l'atmosphère pour préparer l'EDL (pour Entry Descent and Landing, la phase d'atterrissage), mais aussi dans l'exploitation des données de la petite station météorologique APSS, entièrement équipée pour faire la mesure des températures, de la pression et des vents près de la surface (Spiga et al., 2018) dont on a très peu de données.

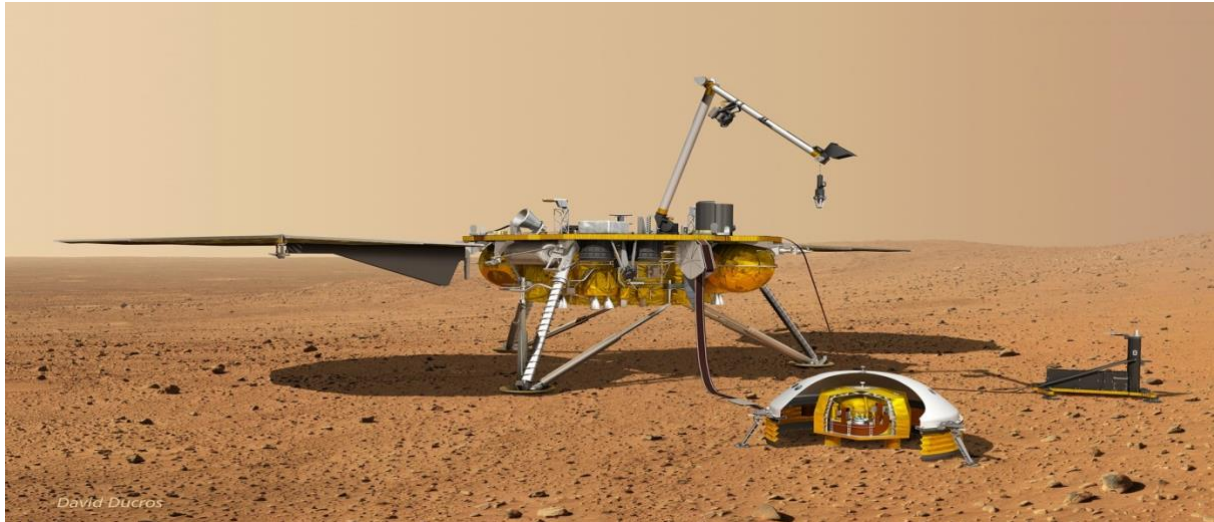


Figure 09 : La sonde InSight à la surface de Mars, avec ses instruments déployés. Source : Université Paris Cité.

I.4.8. La mission Hope (Emirates) :

L'accomplissement de la mission Emirates Hope représente enfin une réalisation historique pour les Emirats arabes unis, marquant leur entrée remarquable dans le domaine de l'exploration spatiale (Figure 10). Ce succès témoigne de la détermination inébranlable et de l'engagement sans faille du pays envers l'innovation et le progrès scientifique. En franchissant cette étape cruciale, les Emirats arabes unis rejoignent un groupe sélect de nations capables d'explorer et de comprendre les mystères de l'espace. Cette réussite renforce non seulement la position des Emirats arabes unis sur la scène internationale, mais elle inspire également des générations entières à rêver en grand, à poursuivre leurs passions et à repousser les limites de ce qui est possible. La mission Emirats Hope est bien plus qu'un exploit technologique, c'est un témoignage de la vision, du leadership et de l'audace d'une nation déterminée à façonner un avenir prometteur pour tous les habitants de la planète Terre.

La mission Emirates Mars (EMM) a été lancée sur Mars le 20 juillet 2020 depuis le centre spatial de Tanegashima au Japon, au milieu d'une pandémie mondiale. Cette mission, composée d'une sonde scientifique appelée Hope (Al Amal, en arabe), est le premier vaisseau

spatial interplanétaire développé par les Émirats arabes unis (EAU) . Hope est arrivée sur Mars le 9 février 2021.

La mission Emirates Mars a été conçue, conçue et mise en œuvre avec succès en moins de six ans. Actuellement en orbite autour de Mars, il utilise trois instruments pour obtenir des mesures scientifiques de haute qualité de l'atmosphère martienne à l'échelle mondiale qui contribueront à notre compréhension de la variabilité atmosphérique à des échelles de temps quotidiennes et saisonnières, ainsi que des processus qui contribuent à la fuite de l'eau de l'atmosphère. L'équipe continuera de travailler ensemble pour mener à bien la mission, obtenir des données et réaliser des analyses scientifiques.(Amiri et al,2022).



Figure 10 : Vue d'artiste de la sonde Hope Emirats Arabes Unis autour de Mars.(Photo Mohammed Bin Rashid Space).

Le tableau suivant (**Tableau 01**) résume les principales missions vers la planète Mars.

Tableau 01: Historique des principales missions martiennes (Procaccia, 2018).

Historique des principales missions martiennes	
Date	Les Missions
1962	Echec de la mission russe Mars 1 (sonde)
1965	Premier survol par la sonde américaine Mariner 4, qui prend les 22 premières photographies de la planète Mars
1971	La sonde américaine Mariner 9 est placée en orbite, suivie du satellite de la mission russe Mars 3, dont l'atterrisseur se pose sur Mars, avant d'être détruit.
1973	Echec de quatre missions russes (Mars 4, 5, 6 et 7).
1976	Deux atterrisseurs de la NASA, Viking 1 et 2, se posent et transmettent des données (images et analyses du sol).
1993	Echec de la mission américaine Mars Observer.
1996	Echec de la mission russe Mars 96 qui transportait à son bord des instruments européens et succès de la NASA avec l'orbiteur Mars Global Surveyor (MGS), l'atterrisseur Mars Pathfinder et le premier rover sur Mars, Sojourner.
1997	Le projet européen Mars Express est conçu par l'ESA.
1998	Envoi de la sonde japonaise Nozomi (ou Planet B).
1999	Echec des missions américaines Mars Polar Lander et Mars Climate Orbiter.
2001	Succès de l'orbiteur américain Mars Odyssey.
2003	Mise en orbite de Mars Express (ESA), échec de l'atterrisseur Beagle 2, succès des rovers américains à vocation géologique Spirit et Opportunity.
2005	La mission américaine Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) cartographie Mars de manière détaillée.
2008	L'atterrisseur Phoenix de la NASA confirme la présence d'eau glacée à proximité de la calotte polaire Nord.
2009	Signature par la NASA et l'ESA du programme d'exploration « Mars Exploration Joint Initiative » (MIJI).
2012	Le rover de la NASA MSL Curiosity procède avec le laser ChemCam (co-conception française) à des études géologiques et minéralogiques plus poussées.
2014	La sonde indienne Mars Orbiter Mission (MOM) est placée en orbite trois jours après la sonde américaine MAVEN, qui analyse l'évolution de l'atmosphère martienne.
2016	Mise en orbite de la sonde européenne ExoMars Trace Gas Orbiter, dont certains instruments sont russes (partenariat ESA-Roscosmos) et succès partiel du démonstrateur technologique Schiaparelli.

I.5. La structure interne de Mars :

Quatre études principales, que nous décrivons ci-dessous, ont chacune contribué à établir la structure interne de Mars : la structure supérieure a été estimée dans **Lognonné et al., (2020)**, pour la subsurface, et dans **Knapmeyer-Endrun et al. (2021)** pour la croûte, le manteau supérieur, le profil thermique moyen et la lithosphère ont été calculés dans **Khan et al., (2021)**, et la structure profonde du manteau inférieur et du noyau de Mars ont été décrits dans **Stähler et al. (2021)**.

I.5.1. La surface et la croûte :

Les premiers robots à explorer la surface de Mars sont les robots nommés "Viking 1" et "Viking 2" en 1976. Ces deux missions impliquaient un orbiteur et un lander. Les croûtes planétaires sont formées à l'issue de la différenciation du manteau et de processus minéralogiques et magmatiques de fusion partielle (**Elkins-Tanton et al., 2005**). La surface et la croûte de Mars se sont formées assez rapidement (**Nimmo et Tanaka, 2005**) accompagnées par un volcanisme précoce important (**Berman et Hartmann, 2002**). Durant sa cristallisation, la croûte s'est concentrée en éléments incompatibles et producteurs de chaleur (**Knapmeyer-Endrun et al., 2021**).

La surface de Mars est essentiellement basaltique plus ou moins altérée selon les régions (**Figure 11**). On observe en effet localement des phyllosilicates et des sulfates, parfois en couches finement stratifiées. La surface martienne était en moyenne deux fois plus élevée que celui des roches de la croûte terrestre (**Byonton, 2008**). De grandes quantités d'hydrogène ont également été observées dans les régions polaires à moins d'un mètre de la surface de Mars (**Diez, 2009**), signe possible de la présence de glace (**Mellon et al., 2004**).

Ainsi, l'épaisseur de la croûte est un paramètre important pour déduire les mécanismes à l'origine de la différenciation et l'évolution thermique de la planète au cours du temps (**Hauck et Phillips, 2002**).

I.5.2. Structure et caractéristiques de la croûte :

Les estimations précédentes de l'épaisseur de la croûte, par exemple, **Zuber et al. (2000)**, étaient basées principalement sur la relation entre la gravité (**données MGS, Albee et al., 1998**) et la topographie (**données MOLA, Smith et al., 2001**). Ces modèles supposaient de fixer une densité de croûte de 2700 à 3100 kg.m⁻³, pour déduire une épaisseur crustale

moyenne à l'échelle de toute la planète (**Goossens et al., 2017**). Mais ces valeurs de densité étaient représentatives de la croûte plus profonde et ne tenaient pas compte de variations locales.

Avec l'analyse des données sismiques d'InSight, il a été ainsi déduit que la croûte est très altérée et fracturée. La diffusion martienne est également intermédiaire entre les valeurs de la Lune et celles des massifs cristallins terrestres. La gamme de valeurs de l'atténuation martienne suggère que sa croûte contient plus d'éléments volatils que la Lune mais bien moins que la Terre. La diffusion martienne élevée implique qu'il pourrait exister une stratification plus complexe de la croûte (**Jacob, 2022**).

En ce qui concerne la structure globale de la croûte, deux modèles de croûte sous InSight sont compatibles, un modèle de croûte fine d'une épaisseur de 20 ± 5 km, et un modèle de croûte épaisse de 39 ± 8 km. Dans le cas de la croûte fine, l'épaisseur de croûte moyenne serait entre 24 et 38 km d'épaisseur, et la densité serait inférieure à 2850 kg.m^{-3} . Pour la croûte épaisse, les résultats sont plus similaires à ceux qui étaient estimés auparavant, avec l'épaisseur crustale moyenne qui se situe entre 39 et 72 km, et une densité maximale de 3100 kg.m^{-3} . Pour ces deux modèles crustaux, une interface à environ 10 km de profondeur existe (**Lognonné et al., 2020**).

I.5.3. Le manteau profond et le noyau :

La taille du noyau a un impact considérable sur la manière dont une planète s'est formée. Mars est bien plus petite que la Terre. Ceci a certainement engendré une accélération de sa différenciation, et un refroidissement prématuré de la planète (**Stevenson, 2001 ; Zuber et al., 2000**).

Avant InSight, la taille du noyau estimée pouvait varier entre 1300 et 1800 km environ (par exemple, **Breuer et al., 1997**). Un noyau martien compris entre 1300 et 1600 km de rayon serait peu enrichi en éléments légers et le manteau inférieur aurait ainsi une structure similaire à celui terrestre (**Bertka et Fei, 1998**). Le manteau terrestre est beaucoup plus magnésien que le manteau martien (**Green et al., 1979**). Au contraire, un noyau plus grand, d'un rayon de ~ 1800 km supposerait une absence de manteau inférieur martien (**Khan et al., 2018**) et une dynamo magnétique précoce (**Breuer et al., 1997**). Cette seconde estimation serait en accord avec l'observation d'une croûte fortement magnétisée, comme c'est le cas pour les terrains du sud martiens (**Connerney et al., 1999 ; Langlais et al., 2004**). Par ailleurs, dans **Fei et Bertka (2005)**, l'arrêt de la géodynamo est compatible avec un noyau externe liquide. Cet état liquide

est confirmé par les contraintes géophysiques de marées observées pour Mars (Yoder et al., 2003), ainsi qu'avec les relations de pression-température des éléments supposés du noyau (Fei et al., 2000).

Pour ce qui est de la composition du noyau, sa déduction dans Stähler et al. (2021), est restée basée sur des informations minéralogiques de météorites martiennes. D'après les compositions météoritiques, le soufre est abondant dans le manteau martien et est donc considéré comme le principal élément léger dans le noyau (Steenstra et Westrenen, 2018). D'autres candidats présents dans le noyau terrestre tels que le carbone, l'oxygène, le silicium, l'azote et l'hydrogène (Birch, 1964 ; Poirier, 1994) seraient également viables pour le noyau martien. Le nickel serait aussi l'un des principaux éléments du noyau à partir de l'observation minéralogique des météorites (Ringwood, 1977), avec une fraction massique de ~ 5 à 6 wt% (Khan et al., 2021). Ces compositions chimiques permettent de poser des conditions limites sur la densité et le rayon du noyau. Pour respecter ces conditions, le noyau martien doit donc avoir un rayon de 1830 ± 40 km et une densité de $5700\text{-}6300$ kg/m³.

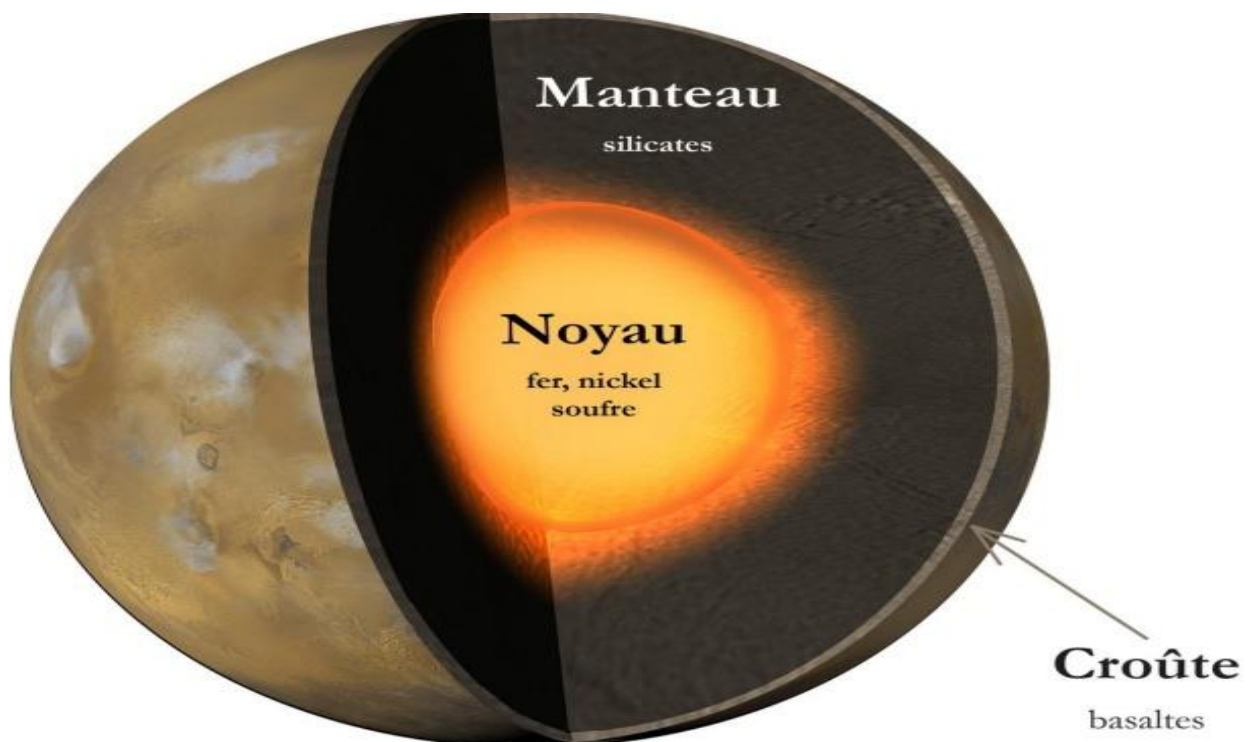


Figure 11: Structure interne de Mars. Crédit : NASA.

I.5.4. La lithosphère thermique :

La lithosphère thermique correspond à la couche supérieure du manteau, où les transferts de chaleur se font principalement par conduction, par opposition au manteau plus profond, dominé par les mouvements convectifs. Il ne s'agit pas d'une limite mécanique, comme la lithosphère élastique, mais d'une discontinuité rhéologique, dépendante du géotherme de la planète (c'est-à-dire le profil de température selon la profondeur). Sa structure est également contrôlée par la concentration en éléments producteurs de chaleur du manteau convectif et de la croûte (**Cooper et al., 2004**). Ainsi, la structure de la lithosphère thermique donne des informations sur les transferts de chaleurs et la dynamique plus profonde. Un manteau initial relativement froid et avec une faible viscosité, avec moins de mouvements convectifs que sur Terre.

I.5.5. Atmosphère martienne :

L'atmosphère martienne se distingue des autres atmosphères du système solaire de part sa densité et sa composition. D'après les observations des sondes Viking et de Mars Global Surveyor, celle-ci est principalement constituée de CO₂ (**voir tableau 02**), avec quelques traces d'H₂O. Elle contient aussi une quantité non-négligeable de poussière, d'où la couleur orangée du ciel.

Les conditions thermo dynamiques induites par l'atmosphère ne permettent pas la stabilité de l'eau liquide à la surface de Mars. L'atmosphère ténue de Mars implique des contrastes de températures (**Cousin, 2012**).

Tableau 02 : *Composition de l'atmosphère martienne.* (**Cousin, 2012**).

Element	Abondance %
CO ₂	95.32
N ₂	2.7
Ar	1.6
O ₂	0.13
CO	0.07
H ₂ O	0.03

II.1. La géologie et la morphologie de Mars :

Les structures géologiques témoignent de l'activité de surface d'une planète. L'absence de tectonique des plaques et de recyclage de surface sur Mars rend l'observation d'une activité récente difficile à établir. Sur Mars, il existe de nombreuses structures à des échelles impressionnantes à l'instar de Tharsis ou Valles Marineris (**Figure 12**) qui reflètent une activité intense passée, peut être encore existante. Elles peuvent être façonnées et potentiellement réactivées dans le temps par plusieurs processus (par exemple, volcaniques, tectoniques, thermiques, hydrologiques) (**Jacob, 2022**).

II.1.2 L'hémisphère Nord et Sud :

L'aspect le plus frappant de la géographie martienne est la dissymétrie Nord-Sud encore inexplicée. Dans l'hémisphère sud on trouve des terrains très cratérisés d'altitude élevée alors que dans l'hémisphère Nord se trouvent des terrains d'apparence plus lisse et d'altitude plus basse. L'hémisphère sud est constitué de hauts plateaux couverts de nombreux cratères. Ces hauts plateaux comportent des cratères de grand diamètre, rappelant la surface de la Lune. L'épaisseur de croûte beaucoup plus importante dans l'hémisphère Sud, une différence d'environ 5 km avec l'hémisphère Nord. L'aphélie de la planète, soit le point de son orbite le plus éloigné du Soleil, coïncide à peu près avec le début de l'été dans l'hémisphère nord. À l'inverse, le périhélie, soit le point de son orbite le plus proche du Soleil, coïncide à peu près avec le début de l'été dans l'hémisphère sud. Selon cette configuration et en vertu des lois de Kepler, l'été nord est donc plus long que l'été sud, mais celui-ci est plus intense, tandis que l'hiver sud est plus long et plus froid que l'hiver nord (**Vals, 2019**).

II.1.2. Formation de la dichotomie :

La dichotomie martienne est une structure planétaire géante située sur l'équateur de la planète et séparant les hautes terres cratérisées les plus anciennes au sud, datées d'environ 3.5-4 Ga, des basses terres plus jeunes au nord ("Lowlands"), datées environ de 3 Ga. (**Tanaka et al., 2014**). Les hautes terres et les basses terres martiennes ont une différence d'élévation de la topographie de 4 à 6 km en moyenne. Le nord est recouvert de coulées de lave compactes (**Bandfield et al., 2013**), tandis que l'ancienne surface de l'hémisphère sud est constituée de matériaux à fines particules et mal consolidés provenant d'un ancien volcanisme explosif (**Golabek et al., 2011 ; Thiriet et al., 2018**).

La dichotomie s'est formée très tôt, dans les 500 premiers Ma après la naissance de Mars (Frey et al., 2002 ; Carr et Head, 2010). Son origine exacte reste débattue et plusieurs mécanismes ont été proposés (Thiriet et al., 2018), tels qu'un fractionnement hétérogène de l'océan magmatique précoce (Solomon et al., 2005), un basculement du manteau lié à un déséquilibre volcanique (Elkins-Tanton et al., 2005), ou un impact géant qui a pu avoir lieu au nord (Andrews-Hanna et al., 2008) ou au sud (Reese et al., 2010 ; Golabek et al., 2011).

Par ailleurs, les terrains de la dichotomie sont constitués de dépôts sédimentaires et de structures fluviales témoignant de l'activité hydrologique passée (Frey et al., 2002 ; Irwin et al., 2011). Les grandes vallées des terrains sud (telles qu'Al Qahira ou Ma'adim Vallis proches d'Elysium Planitia), auraient ainsi pu servir au transport des laves dans la région et peut-être au transport d'eau liquide, avant 3.7 Ga (Irwin et al., 2011).

Enfin, quelque soit le moteur exact de sa formation, la dichotomie martienne a été soumise à de nombreuses accumulations sédimentaires et remaniements morphologiques pendant une grande partie de l'histoire de Mars (Frey et al., 2002). Ces processus sédimentaires et volcaniques successifs ont conduit à la formation de structures complexes dans la croûte supérieure, y compris dans les régolithes (Tanaka et al., 2014).

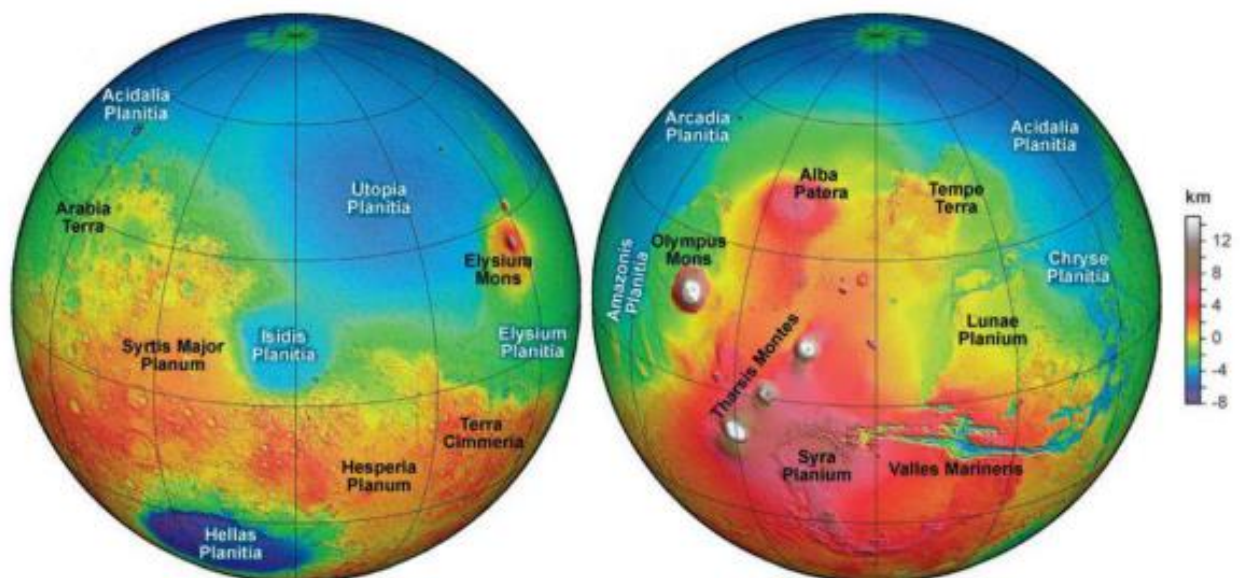


Figure 12 : Cartes topographiques de la planète Mars réalisées grâce aux données de l'altimètre MOLA (pour Mars Orbiter Laser Altimeter) de la sonde Mars Global Surveyor. La dichotomie entre les terrains de l'hémisphère nord, situés 5,5 kilomètres plus bas que les hauts plateaux de l'hémisphère sud, apparaît clairement. (Smith et al., 2001; Watters et al., 2007).

II.2.3.L'activité volcanique :

L'activité volcanique de la planète Mars est un phénomène majeur de l'histoire de la planète, comme en témoignent d'une part les grands épanchements volcaniques des plaines de l'hémisphère nord, et d'autre part les nombreux volcans (actuellement inactifs), dont les plus grands « Olympus Mons (**Figure 13**), Arsia Mons, Ascraeus Mons, Pavonis Mons, Elysium Mons » peuvent atteindre 26 km de haut et plusieurs centaines de kilomètres de diamètre à la base. Ces volcans ont des formes très aplaties et ressemblent aux volcans boucliers hawaïens, qui résultent de l'accumulation successive de coulées de laves basaltiques (basaltes mafiques, andésites basaltiques). Les caldeiras sommitales résultent d'effondrements et mesurent plusieurs dizaines de kilomètres de diamètre. Ces volcans sont relativement jeunes et ils semblent avoir fonctionné pendant plusieurs millions d'années (**Masson, 1984**). Les sources de ces volcans se localisent dans trois zones principales, deux proches de l'équateur (le dôme de Tharsis et le dôme d'Elysium) et des volcans dans l'hémisphère Sud près du bassin d'Hellas. (**Bourge et al, 2003**).

- **Olympus Mons :**

Sur la bordure NW du plateau de Tharsis, il se situe le plus grand et le plus vaste volcan du système solaire « Olympus Mons », son sommet est trois fois plus haut que l'Himalaya, sa caldeira est formée de six cratères (**Tableau 03**). (**Bourge et al, 2003**). Olympus Mons présente les terrains les plus récents d'âge 2 Ma, il a connu des périodes d'effondrements et des inondations de magma (**Figure 13**), les écoulements de laves les plus anciens sont accumulés dans Lycus Sulci qui s'étend sur 700 Km. (**Frankel, 1993**).

Tableau 03 : Les principales caractéristiques du volcan Olympus Mons (**Bourge et al, 2003**).

Paramètre Volcan	Diamètre	Hauteur	Surface	Dimension de la Caldeira	Profondeur de la caldeira	Localisation	Analogie Terrestre
Olympus Mons	600 à 700 Km	27 Km	500X10 ³ Km ²	65 X 85 Km	3 Km	L'hémisphère Nord : 18°N et 133°W	Mauna Loa (Hawaii)

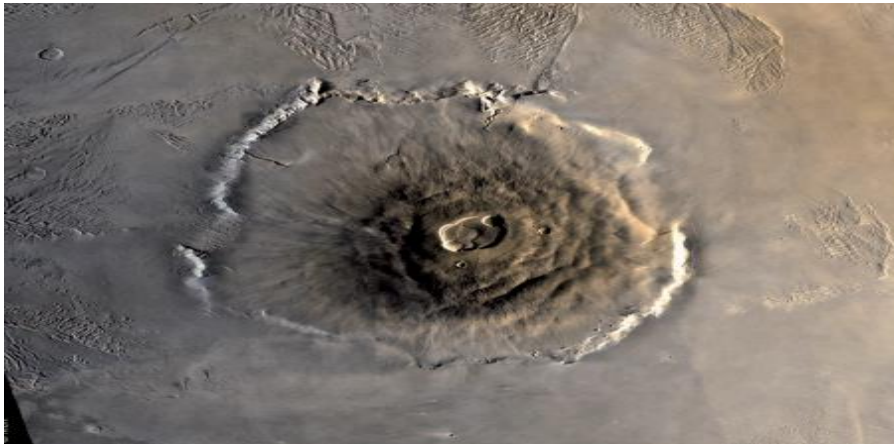


Figure 13 : Le volcan Olympus Mons (d'un diamètre d'environ 600 km), photographié par la sonde Viking 1. Crédits : NASA/JPL-Caltech.

II.1.4. Les cratères sur Mars :

Certains cratères sur Mars se distinguent par leur aspect et laissent à penser que de la glace serait présente sous la surface. En effet, certains de ces cratères sont entourés de nappes d'éjecta ayant un aspect dit lobé faisant penser à des coulées de boue. Au moment de l'impact, l'augmentation brutale de la température provoque une fonte de la glace sous-jacente et en retombant au sol, les matériaux éjectés continuent de s'écouler à la surface sur une certaine distance formant ainsi les lobes observés (**Figure 14**). Ces cratères constituent des indices précieux de la présence d'un sol gelé dans le sous-sol martien, appelé le pergélisol. Son épaisseur est estimée de 1 à 3 km dans la zone équatoriale et de 3 à 7 km dans les hautes latitudes (**Clifford, 1993**).

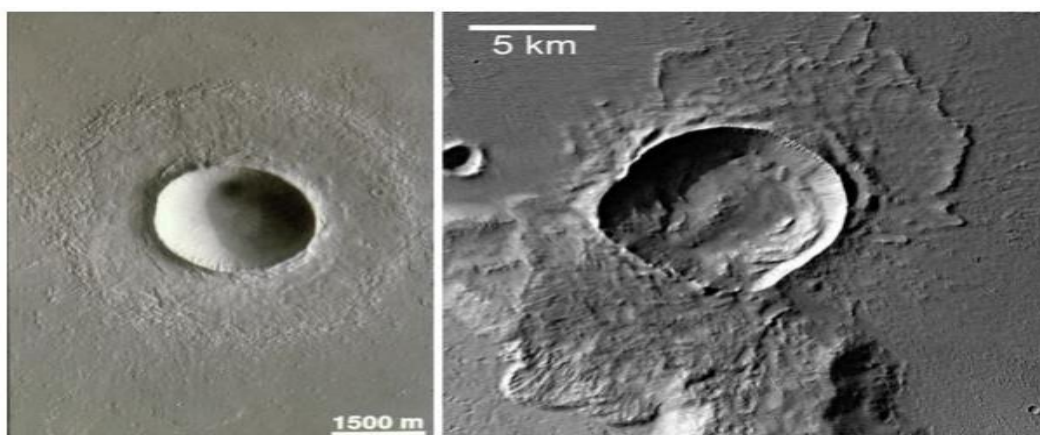


Figure 14 : Un cratère d'impact classique (à gauche) dans la région d'Elysium Planitia pris par la caméra embarquée à bord de Mars Global Surveyor et un cratère à éjecta lobés (à droite) indicateur de présence d'eau ou de glace d'eau sous la surface de la zone impactée (ESA/DLR/FU Berlin, G. Neukum).

- *Cratère de Gale :*

Le cratère de Gale est situé au sud d'Elysium Planitia, en bordure de la région d' Aeolis Mensae, à 5.4 °S et 137.7 °E. Il est à la limite géologique de la dichotomie martienne, délimitant les plaines du nord des régions cratérisées du sud. Il s'agit d'un cratère d'impact de 155 km de diamètre (**Figure 15**) (le cratère de Chicxulub pour comparaison a un diamètre d'environ 180 km), avec un édifice central de 5 km d'altitude. Celui-ci dépasse l'altitude moyenne des bordures du cratère d'environ 2 km. D'après les cratères environnants, Gale serait daté du Noachien/début Hespérien (3.8- 3.5 Ga).Gale est un site relativement plat, avec une pente en général inférieure à 15 degrés, ce qui fait de lui un terrain parfait pour l'exploration. Seulement 0.2 % de l'ellipse correspond à des reliefs négatifs (cratères) qui semblent trop difficiles à franchir par traverse (**Cousin, 2012**).

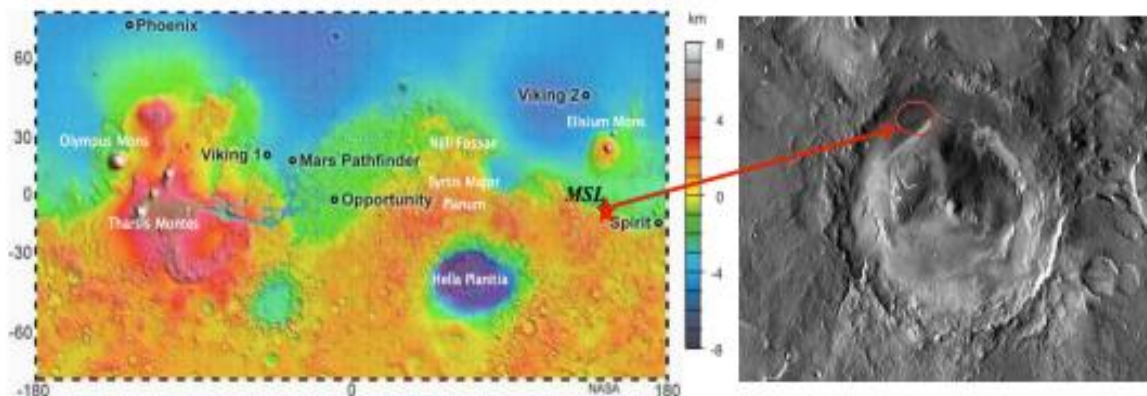


Figure 15 : Localisation de la mission MSL sur la carte de Mars (à gauche - étoile rouge), et localisation de l'ellipse d'atterrissage au sein du cratère Gale (à droite).(**Cousin,2012**).

II.2.Chronologie de l'histoire de Mars :

L'histoire géologique d'une planète peut être retracée grâce à l'étude des structures géologiques de la planète, qui peuvent être datées grâce à la méthode de comptage des cratères à sa surface. Trois ères géologiques majeures ressortent de cette étude (**Tableau 03**) : le Noachien (il ya une période qui la précède et qui s'appelle Pré-Noachien), l'Hespérien et l'Amazonien (**Tanaka et al., 1992**) (**Figure 17** et **Figure 19**). La datation de chacune de ces époques est basée sur la densité de cratérisation et dépend de la modélisation du taux de cratérisation, les zones les plus cratérisées correspondant donc aux zones les plus anciennes :

- *Le Pré-Noachien (de -4,55 à -4,1 Ga) :*

La période du Pré-Noachien va de la formation de la planète jusqu'au début du Noachien il y a 4,1 milliards d'années. Cette période est marquée par l'accrétion puis la différenciation du globe martien et la formation de la croûte, ces étapes s'étant produites en quelques dizaines de millions d'années (**Brasser, 2013; Carr et Head III, 2010; Dauphas et Pourmand, 2011**). Le scénario du Grand Tack suggère que rapidement après sa formation (à partir de planétésimaux lointains situés à 2-3 U.A.). Mars était deux fois plus riche en composés volatiles que la Terre primitive (**Brasser, 2013**). La surface de Mars connaît à cette époque des impacts massifs, dont le plus important serait à l'origine de la dichotomie nord-sud (**Nimmo et al., 2008**). Mars possédait alors un champ magnétique comme l'atteste l'aimantation rémanente de la croûte de l'hémisphère sud (**Connerney et al., 1999**), une activité volcanique avec le début du soulèvement du dôme de Tharsis et peut-être une tectonique des plaques (**Breuer et Spohn, 2003**).

Enfin, cette période est marquée par l'existence d'une atmosphère dense issue du dégazage du magma de la planète en formation puis de la croissance d'une atmosphère secondaire grâce au volcanisme (**Lammer et al., 2013**).

La présence d'eau liquide, en surface ou en sous-surface, lors du Pré-Noachien ne peut être exclue car, même si l'atmosphère n'était que transitoire, les impacts massifs ont pu augmenter localement la température de la surface, permettant une activité hydrothermale (**Abramov et Kring, 2005**). D'autre part, ces impacts, en vaporisant de grandes quantités d'eau dans l'atmosphère, ont pu contribuer à l'existence de pluies pendant plusieurs dizaines ou milliers d'années (**Segura et al., 2002**). Les conditions étaient peut-être réunies au Pré-Noachien pour l'émergence de la vie et son développement, principalement en sous-sol du fait des impacts dévastateurs fréquents (**Sleep et Zahnle, 1998**).

Enfin, notons qu'il semble difficile de trouver des traces bien conservées datant du Pré-Noachien, c'est à dire avant -4,1 milliards d'années, car les terrains datant de cette époque ont été fortement remaniés par le grand bombardement tardif et l'activité régnant lors du Noachien (**Carr et Head III, 2010**).

- *Noachien (de -4,1 à -3,7 Ga) :*

Les plus anciens terrains de la surface de Mars, datés d'avant 3,7 milliards d'années et situés principalement dans l'hémisphère sud, correspondent à la période du Noachien.

Contrairement au Pré-Noachien, les enregistrements géologiques existant permettent d'évaluer la nature des environnements à la surface de Mars durant le Noachien. Elle a été principalement marquée par un nombre élevé d'impacts météoritiques (**Carr et Head III, 2010**). C'est à cette époque que ce sont d'ailleurs formés les bassins d'impacts Hellas 1 et Argyre dans l'hémisphère Sud. Le volcanisme était très actif et a entraîné la formation des hauts plateaux cratérisés du Sud (**Jakosky and Phillips (2001)**), et notamment le dôme de Tharsis et l'existence d'eau liquide en surface et en sous-surface, comme l'atteste la formation de nombreuses vallées ramifiées, de deltas sédimentaires, de lacs, et de phyllosilicates (**Ehlmann et al., 2013**) témoignant d'une eau liquide stable en surface (**Poulet et al, 2005**) et/ou d'environnements hydrothermaux (**Ehlmann et al., 2011**). La présence d'un océan boréal est possible mais celui-ci, s'il a existé, est enfoui sous plusieurs kilomètres de lave (**Head et al, 2002**).

- *L'Hespérien (de -3,7 à -3,0 Ga) :*

La période de l'Hespérien est caractérisée par la poursuite de l'activité volcanique avec des épanchements de lave étendus, ainsi que la formation de failles et de canyons, conséquences des contraintes exercées sur la croûte par l'activité volcanique. On estime qu'environ 30% de la surface de Mars a été renouvelée par le volcanisme à cette époque (**Carr et Head, 2010**). Au même temps, les écoulements d'eau conduisant à la formation des vallées se sont faits plus rares, et l'altération des roches en phyllosilicates a cessé. Les conditions climatiques en surface ont donc significativement changé lors de l'Hespérien, la planète serait globalement devenue plus froide et/ou l'atmosphère plus ténue.

En revanche, les terrains datant de l'Hespérien portent la marque d'écoulements catastrophiques qui ont formé des vallées longues de 100 à 1000 kilomètres, exceptionnellement larges (jusqu'à 10 km) et profondes (jusqu'à 1 km), appelées vallées de débâcle (**Figure 16a**). Selon le scénario le plus largement accepté, ces vallées auraient été formées par des inondations massives provoquées par la libération soudaine de grands volumes d'eau liquide initialement confinée sous un sol gelé, dans des nappes d'eau souterraines (**Lasue et al., 2013**). D'autres scénarios ont été avancés comme la fonte d'eau gelée chauffée par des remontées magmatiques (**Head et Wilson, 2007**), ou encore la formation de ces vallées non pas par de l'eau liquide mais par des laves très fluides (**Leverington, 2011**). La plupart de ces vallées débouchent sur les plaines de l'hémisphère nord (**Figure 16a**) et si l'eau liquide est bien la responsable des vallées de débâcles, il a pu se former un océan boréal sur Mars il y a environ

3 milliards d'années (**Figure 16b**). Plusieurs indices supportent la présence de cet océan. Ils sont de nature géomorphologiques, avec par exemple la présence de lignes de rivages (**Perron et al., 2007**), et géophysiques via les données obtenues par le radar MARSIS qui indiquent que le sous-sol actuel est constitué de dépôts sédimentaires de faible densité et/ou de grandes quantités de glace d'eau (**Figure 16b**) (**Mouginot et al., 2012**).

L'Hespérien marque un tournant pour les conditions environnementales de Mars. À partir de cette période, l'eau liquide est devenue plus rare en surface et son pH est passé de neutre (pendant le Noachien) à acide. Mars est progressivement devenue une cryosphère, c'est à dire un environnement où l'eau est surtout présente à l'état solide. Preuve de ce refroidissement, la présence de glaciers datant de la fin de l'Hespérien sous les tropiques martiens (**Head et al., 2004**), ou encore les données topographiques de l'instrument MOLA révélant les traces d'un dépôt de glace d'eau au pôle sud couvrant près de 2% de la surface de Mars à l'Hespérien (**Head et Pratt, 2001**). L'eau liquide n'était probablement présente en abondance à l'Hespérien qu'en sous-sol, libérée lors d'épisodes d'inondations catastrophiques déclenchées par des impacts ou du volcanisme. Enfin, ces événements ont été accompagnés et/ou en partie causés par le déclin progressif de l'atmosphère depuis la fin du Noachien, via les processus d'échappement atmosphériques et de stockage du CO₂ ou de la vapeur d'eau dans le sol, respectivement sous forme de carbonates ou de glace (**Lammer et al., 2013**).

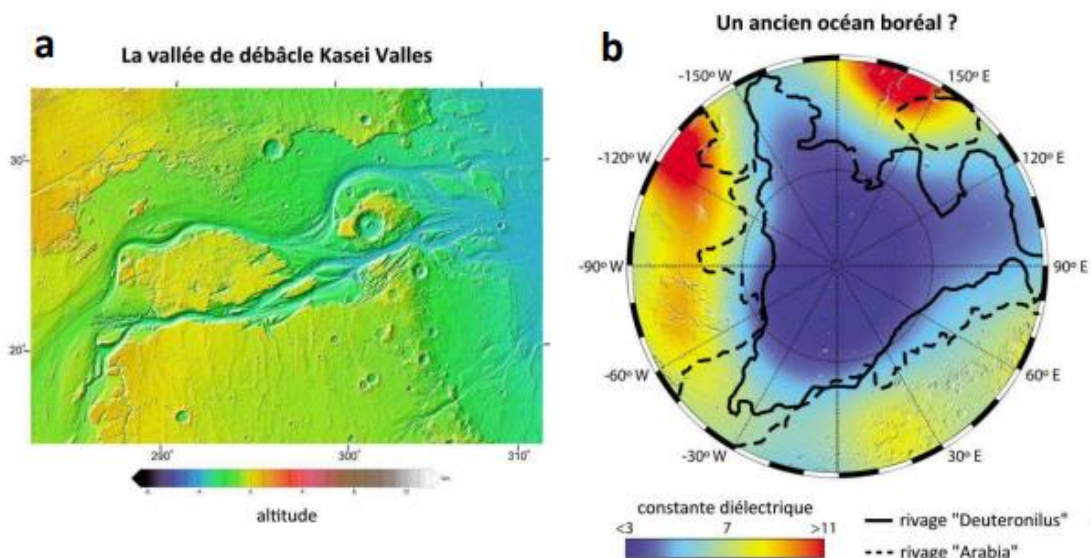


Figure 16: (a) Carte topographique de la vallée de débâcle Kasei Valles (crédits : NASA/JPL/MOLA).. (b) Carte de la constante diélectrique de l'hémisphère nord sur laquelle ont été rapportées les possibles lignes de rivage d'un éventuel océan boréal (**Mouginot et al., 2012**).

- *L'Amazonien (de -3,0 Ga jusqu'aujourd'hui) :*

La transformation de la planète Mars en une cryosphère, amorcée à l'Hespérien, s'est finalisée lors de l'Amazonien. Cette dernière période couvre les deux tiers de l'histoire géologique de Mars jusqu'à aujourd'hui. En raison de conditions le plus souvent froides et arides et de la baisse de l'activité volcanique par rapport aux périodes précédentes, la grande majorité de la surface de Mars a peu évolué depuis 3,0 milliards d'années. Les signes d'activités les plus notables sont dus à l'action du vent et de la glace d'eau

Durant l'Amazonien, Mars n'a pas connu de grands événements renouvelant sa surface (cratères d'impacts fréquents ou épanchement de laves) contrairement aux périodes précédentes. En revanche, les roches affleurant en surface ont été érodées par 3 milliards d'années de vent, ce qui a contribué à fragmenter en plus petits grains les roches les moins dures et à réorganiser régulièrement les grains et la poussière à la surface (**Sullivan et al, 2005**). Les champs de dunes et la poussière martienne, que l'on retrouve partout à la surface de Mars, attestent de l'action du vent pendant l'Amazonien.

La glace d'eau joue également un rôle de premier plan à la surface durant l'Amazonien. Les dépôts de glace d'eau en surface, amorcés dès la fin de l'Hespérien, se sont poursuivis durant tout l'Amazonien. Observe des traces géologiques de glaciation (**Madeleine et al. (2009) et références incluses**), et même des glaciers encore présents aujourd'hui mais sous une faible couche de régolithe (**Forget et al, 2006**). Enfin, le dépôt de glace d'eau s'effectue aussi sur les calottes polaires, sous la forme d'une fine stratigraphie de couches de glaces et de poussières, retraçant l'histoire climatique des derniers millions d'années (**Milkovich et Head, 2005**).

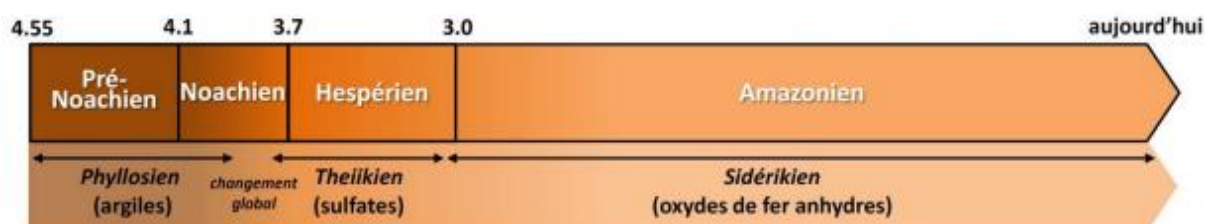


Figure 17 : Chronologie de l'histoire de Mars via sa cratérisation (frise du haut, **Hartmann et Neukum (2001)**), et via sa minéralogie (frise du bas, **Bibring et al. (2006) et Ehlmann et al. (2011)**). Les dates sont indiquées en milliards d'années (Ga) avant le présent.

Quant à l'eau liquide, son existence en surface est extrêmement rare durant l'Amazonien. Si quelques très rares vallées ramifiées sont observées sur les flancs de certains volcans (**Fassett**

et Head **iii**, 2008), leur mode de formation est incertain car il pourrait s'agir de laves fluides (Carr et Head, 2010). Beaucoup plus répandues à la surface de Mars, certaines ravines ou coulées, larges de quelques mètres et longues de plusieurs centaines de mètres, souvent observées sur les pentes de cratères d'impacts, pourraient avoir été formées par des écoulements sporadiques de saumure (Figure 18), c'est à dire une eau liquide très salée ayant une température de solidification plus basse que la température martienne actuelle (Martinez et Renno, 2013). Cette saumure pourrait provenir d'aquifères situés en sous-sol qui relâcheraient épisodiquement l'eau formant les ravines. Notons que le terme "ravines" ("gullies" en anglais) désigne aussi une multitude d'autres formations sur Mars, obtenues via la fonte de glaces d'eau ou de givre de CO₂.



Figure 18 : Coulées saisonnières sur le flanc d'un cratère d'impact, photographiées par la caméra HiRISE de la sonde Mars Reconnaissance Orbiter. Ces coulées sombres sont larges de 0,5 à 5 mètres et apparaissent dans certains cratères de l'hémisphère sud de Mars. Elles se développent progressivement au cours des saisons chaudes et disparaissent lors des saisons froides et pourraient être dues à des saumures (McEwen et al., 2011). (crédits : NASA/JPL-Caltech/Univ. of Arizona).

Concernant l'activité volcanique durant l'Amazonien, elle est 10 fois moins intense qu'à l'Hespérien, mais plusieurs indices attestent d'une activité récente il y a quelques millions d'années (Neukum et al. (2004): datations de certaines coulées volcaniques, McSween et al. (2002): datation de météorites martiennes, Niles et al. (2010): analyse du CO₂ atmosphérique par Phoenix). À l'échelle des temps géologiques, le volcanisme est donc peut-être toujours actif sur Mars, mais aucune source de chaleur liée à une éventuelle activité volcanique n'a été détectée ces dernières années.

Depuis l'obtention de données sur la nature minéralogique des roches constituant la surface de Mars, une autre chronologie a été proposée (**Bibring et al., 2006**). Celle-ci est basée sur la détection de trois principales phases d'altération minérales à la surface de Mars :

Le Phyllosian :

Se rapporte à l'ère des phyllosilicates (minéraux de la famille des silicates), des silicates hydratés (argiles). Cette ère est plus courte que le Noachien. Ces minéraux nécessitent des conditions d'hydrations importante, ce qui indiquerait que de l'eau liquide était présente à cette période, et sans doute en abondance. Puis une phase de transition, où un changement climatique global s'est opéré, sans doute lié à la disparition de l'eau liquide à la surface de Mars.

Le Theiikian :

Témoigne d'une période dominée par les sulfates. Elle nécessite la présence d'eau et de soufre. Néanmoins, leur formation en milieu acide semble indiquer une quantité d'eau moins importante que dans l'ère du Phyllosian.

Le Siderikian :

Se rapporte aux oxydes ferriques anhydres. Cette période débute avant la n de l'Hespérien. C'est la plus longue période de l'histoire de Mars, ce qui suggère que l'eau à sa surface a disparu depuis très longtemps.

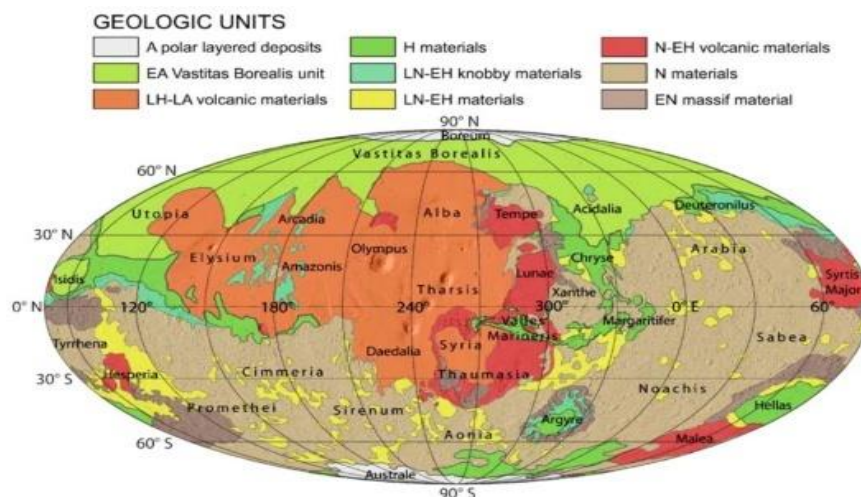


Figure 19 : Carte géologique de la surface de Mars. Projection de Mollweide, centrée à 260°E. Sur Mars, 1° de latitude correspond à 59 km (N : Noachien ; H : Hespérien ; A : Amazonien ; E : Early (inférieur) ; L : Late (supérieur)) (**Dehouck.,2012**)

Tableau 04 : Chronologie des principaux épisodes de l'histoire martienne. On note la très mauvaise précision des dates transitoires. Adaptée de (Head et al., 2001).

	Volcanisme	Tectonique/ Cratérisation	Evénements Fluviatiles	Processus érosifs et superficiels
<p>Présent</p> <p>↑</p> <p>(3.4-2Ga)</p> <p>↑</p> <p>(3.8-3.5)</p> <p>↑</p>	<p>AMAZONIEN</p> <ul style="list-style-type: none"> ■ Coulées de lave dans le sud d'Elysium Planitia. ■ Déclin du volcanisme d'Olympus Mons. ■ Décroissance du volcanisme de la région de Tharsis. ■ Décroissance du volcanisme d'Elysium. ■ De larges coulées dans la région d'Elysium. 	<ul style="list-style-type: none"> ■ Tectonique de Tharsis tout au long de l'Amazonien. ■ Formation d'Elysium Fossae. ■ Formation initiale des dépôts auréolés d'Olympus Mons. 	<ul style="list-style-type: none"> ■ Ravinements (gullies) des flancs de nombreux cratères au dessus des tropiques. 	<ul style="list-style-type: none"> ■ Développement des calottes polaires ? ■ Mise en place du matériel au Sud d'Elysium Planitia. ■ Resurfaçage des plaines du Nord. ■ Erosion des plaines du Nord. ■ Erosion intense et dépôts stratifiés dans Valles Marineris.
	<p>HESPERIEN</p> <ul style="list-style-type: none"> ■ Volcanisme de Syrtis Major. ■ Volcanisme de Tempe Terra. ■ Volcanisme majeur des régions d'Elysium et Tharsis. 	<ul style="list-style-type: none"> ■ Formation de NocOtis labyrinthus. ■ Formation de Valles Marineris. ■ Formation de larges réseaux de rides compressives et de fossés d'effondrements. 	<ul style="list-style-type: none"> ■ Développement des vallées de débâcles. ■ Remplissage des plaines du nord. 	<ul style="list-style-type: none"> ■ Dégradation du matériel des plaines du Nord. ■ Formation de Dorsa Argentea, réseau d'eskers du pôle Sud. ■ Resurfaçage des plaines du Nord.
	<p>NOACHIEN</p> <ul style="list-style-type: none"> ■ Formation des plateaux cratérés. ■ Décroissance du volcanisme des hauts plateaux. ■ Début du volcanisme des hauts plateaux. 	<ul style="list-style-type: none"> ■ Formation de Ceraunius, Tempe, et Noctis Fossae. ■ Bombardement intense. ■ Cratère d'impact Argyre. ■ Cratères d'impacts Hellas et Isidis. 	<ul style="list-style-type: none"> ■ Formation de vastes réseaux de vallées ramifiées fluviatiles. 	<ul style="list-style-type: none"> ■ Formation et érosion des plateaux cratérés du Sud.

II.3. Les structures tectoniques du dôme de Tharsis :

La région de Tharsis correspond à un vaste dôme (10 à 11 Km d'altitude moyenne au dessus des plaines environnantes, 6000 Km de diamètre). (**Figure 20**) Cette région est particulièrement importante, car ce dôme supporte les édifices volcaniques parmi les plus importants de Mars, la chaîne des Tharsis Montes et Olympus Mons, et parce qu'un grand système structural (failles et fractures de Noctis Labyrinthus, de Claritas Fossae et de Valles Marineris) se développe à sa périphérie (**Masson, 1987**). Ces structures disposées radialement par rapport au centre du dôme, affectent presque entièrement un hémisphère, certaines d'entre elles s'étendent jusqu'à 4000 Km du centre du dôme. Dans l'ensemble, ces failles sont de type normal et bordent des grabens. Les mouvements extensifs qui sont à l'origine de ces failles normales, sont liés directement ou indirectement aux déformations de la croûte produites par la formation du dôme de Tharsis. Selon certains auteurs (**Mutch et al., 1976**), ces mouvements résultent directement du soulèvement régional, pour d'autres (**Solomon and Head, 1982**), ils seraient la conséquence de la surcharge volcanique sur la lithosphère.

En dehors de ces failles normales, d'autres structures ont été observées : failles apparemment décrochantes et rides compressives. Les failles décrochantes sont moins nombreuses que les failles normales, et sont surtout visibles sur le versant sud-est du dôme de Tharsis (région de Claritas Fossae). Les rides sont des structures linéaires, s'étendant de quelques kilomètres à quelques centaines de kilomètres de longueur, et atteignant une hauteur d'un kilomètre dans certains cas. Il est généralement admis que ces rides ont une origine tectonique. D'après leur morphologie, comparable à celle des rides lunaires dont la formation est attribuée aux effets compressifs de la surcharge des bassins lunaires par les basaltes, les rides martiennes seraient des structures tectoniques compressives. Toutefois, l'origine de ces déformations sur Mars, semble assez différente de celle proposée pour les rides lunaires. Elles pourraient résulter de déformations locales, associées aux impacts météoritiques, et déformations régionales, liées aux grands bassins (**Fernandez, 1983**), et déformations régionales ou globales, produites par des mouvements importants (soulèvement régional) ou par la contraction générale de la planète comme sur Mercure (**Masson et al., 1982**). De plus, certaines rides, surtout situées au niveau de l'équateur, pourraient résulter de la compression d'une mince croûte superficielle reposant sur un niveau de roches poreuses, saturées en eau, l'hydrolithosphère située entre 1 et 3 km de profondeur (**Battistini, 1984**). Dans la région de Tharsis, les rides sont disposées en arcs de cercles concentriques par rapport au dôme, comme celles observées par ailleurs à la périphérie de grands bassins. D'après leurs modes de

recoupements avec les structures extensives de cette région, ces rides se seraient formées antérieurement à ces structures.

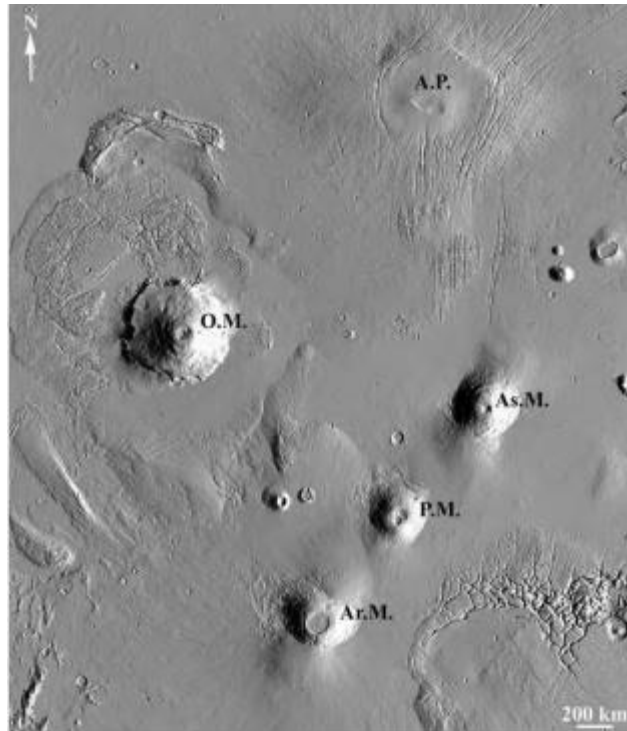


Figure 20 : Image de MOLA indique les principaux volcans de Tharsis. O.M. Olympus Mons, Ar.M. Arsia Mons, P.M. Pavonis Mons, As.M. Ascraeus Mons, et A.P. Alba Patera (El Yazidi, 2016).

II.4.Valles Marineris (Le grand canyon) :

La région de Valles Marineris sur Mars est située sur le flanc oriental du renflement de Tharsis (**Figure 21**), Valles Marineris domine le paysage tectonique de la province de Tharsis sur Mars, constitué d'un ensemble de creux rectangulaires atteignant 2 000 km de long, 200 km de large et 10 km de profondeur. Malgré des comparaisons fréquentes avec les vallées du rift terrestre (**Mège et al. , 2003**), Valles Marineris est différent des failles typiques à bien des égards clés (**Tanaka et Golombek , 1989**). Valles Marineris présente des reliefs spectaculaires dont l'origine est liée à des processus tectoniques, volcaniques et géomorphiques. L'activité tectonique due à l'extension de la croûte liée à la montée Tharsis-Syrie (dommage régional ou réponse lithosphérique à la charge volcanique) semble être l'influence fondamentale sur la formation et l'évolution du canyon. L'activité tectonique a contribué à approfondir le système de canyons et a concurrencé les processus d'érosion et de dépôt qui ont provoqué l'élargissement et le remplissage du canyon. Les principaux processus tectoniques semblent avoir été des ajustements verticaux des blocs cristaux sous l'influence des contraintes d'extension NS et

EW. Les caractéristiques d'érosion des parois du canyon et la morphologie des glissements de terrain indiquent que les matériaux ont été transportés des parois vers le sol essentiellement par gaspillage de masse et par chute. Cependant, l'infiltration d'eau liquide ou la sublimation de la glace souterraine pourraient avoir contribué à l'élargissement des canyons affluents, suggérant ainsi que des variations des conditions climatiques auraient pu expliquer l'évolution morphologique du système de canyons (Masson, 1985).

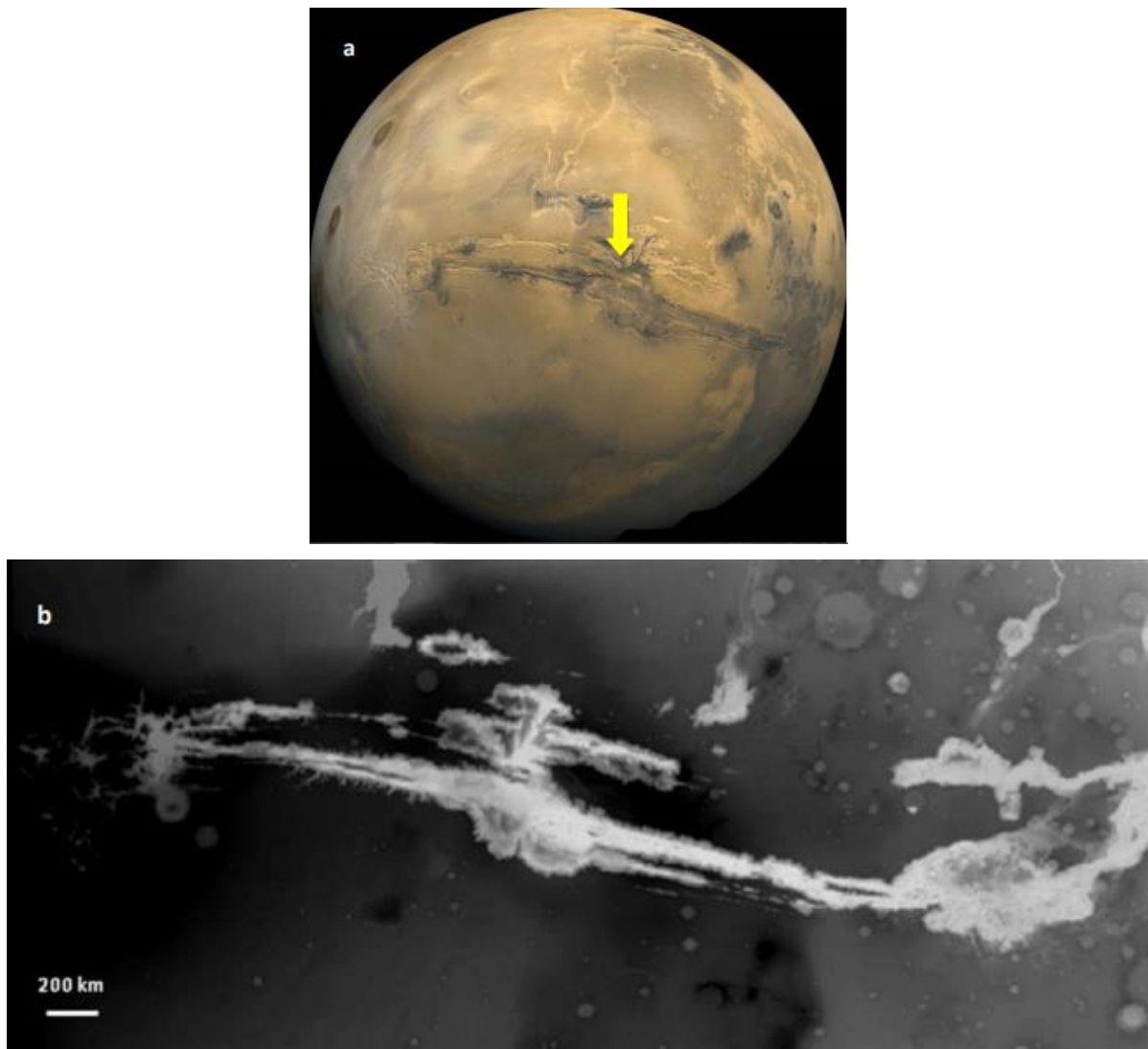


Figure 21 : (a) Mosaïque de l'hémisphère Valles Marineris de Mars .Crédit :NASA. (b) Carte topographique de Valles Marineris par l'instrument MOLA (El Yazidi, 2016).

II.5. Le champ magnétique :

Mars ne possède pas de champ magnétique, cependant il n'en a pas toujours été ainsi puisque les résultats de la sonde Mars Global Surveyor montrent que sur les terrains âgés de plus de 3 milliards d'années, il existe un magnétisme rémanent dans la croûte martienne (**Acuna et al., 1999**). Ceci est confirmé par des mesures sur des météorites martiennes (**Weiss et al., 2002**). À ses débuts, Mars possédait donc un champ magnétique, qui s'est cependant arrêté très tôt, contrairement à la Terre.

II.6. Les calottes polaires :

Les calottes polaires constituent les plus grands réservoirs d'eau connus sur la planète. Elles varient au cours des saisons, rétrécissant en été et se couvrant de dépôts givrés en hiver. C'est grâce aux observations du spectromètre gamma à bord de la sonde Mars Odyssey que l'on a déterminé la nature de cette glace présente en grande quantité, qui n'est autre que de la glace d'eau (**Boynton et al., 2002**). Les principaux résultats concernant les régions polaires proviennent des sondeurs radars MARSIS et SHARAD, ainsi que du détecteur à neutrons HEND, qui ont accumulé une quantité importante d'informations sur leur morphologie.

III.1. Formation de Mars :

Mars s'est formée avant la Terre et la Lune (**Klein et al., 2004**). Il est très probable qu'un océan de magma martien se soit développé en raison de l'accrétion précoce et rapide de la planète, mesurée par un fractionnement noyau-manteau de 13 ± 2 millions d'années après l'origine du système solaire dans les études sur le ^{182}W et le ^{142}Nd , en raison de leur comportement géochimique sidérophile et lithophile, respectivement (**Foley et al., 2005**). L'accrétion et la différenciation de Mars ont été très rapides, quelques dizaines de millions d'années après la formation du système solaire, et en $\sim 1,8$ millions d'années selon l'accumulation des embryons planétaires (**Nyquist et al., 2001 ; Dauphas et Pourmand, 2011**). Après l'accrétion, Mars s'est ensuite différenciée en environ 10 millions d'années (**Shih et al., 1999**). Cependant, plusieurs études ont proposé des périodes différentes pour la durée de la cristallisation des océans magmatiques sur Mars. **Foley et al., (2005)** ont suggéré une différenciation d'environ 60 millions d'années pour les réservoirs de shergottite et de nakhlite. En revanche, **Marty et Marti (2002)** ont trouvé un âge de 30 millions d'années en utilisant les isotopes des gaz rares ; d'autre part, **Debaille et al., (2007)** ont utilisé les données isotopiques ^{142}Nd pour argumenter la différenciation des silicates sur une période de 100 millions d'années. De plus, l'abondance des éléments hautement sidérophiles et les données de partitionnement des silicates suggèrent que les profondeurs réelles de l'océan magmatique martien varient de ~ 400 km (**Richter et al., 1998**) à ~ 1100 km (**Richter et Chabot, 2011**). Cependant, de multiples océans magmatiques se sont probablement formés, de sorte que les abondances du manteau sont les résultats cumulés de tous ces événements de différenciation précoce (**Rubie et al., 2011**).

Le dégazage des éléments volatils est produit pendant la solidification de l'océan magmatique (**Elkins-Tanton, 2012**). L'abondance et la distribution des hydroxyles et du carbone influencent la viscosité/température du manteau et donc la nature de la convection, le volcanisme, la composition de l'atmosphère planétaire et les conditions de surface qui peuvent contraindre le moment de l'habitabilité (**Elkins-Tanton, 2012**). Pour qu'un océan magmatique forme une atmosphère, le magma doit être sursaturé en eau ou en phases hydroxyle et capable de générer des processus opportuns de nucléation de bulles qui atteignent la couche superficielle (**Elkins-Tanton, 2012**). La durée de cristallisation de l'océan magmatique martien initial a été interprétée à partir du rapport isotopique Sm-Nd comme étant de ~ 100 millions d'années après la formation du noyau, soit 7-15 millions d'années après la condensation de la nébuleuse solaire

(**Debaille et al., 2007**), ce qui implique une atmosphère martienne précoce épaisse afin de réduire le taux de refroidissement (**Abe, 1997**).

III.2.Évolution du manteau martien :

L'évolution thermique de l'intérieur de Mars n'est pas encore totalement maîtrisée. Sur Mars, le modèle de convection du manteau est un couvercle stagnant, car il s'agit d'une planète à une seule plaque (**Fraeman et Korenaga, 2010**). Dans ce sens, certaines études ont rapporté que le manteau martien aurait pu retenir la chaleur pendant la majeure partie de l'histoire de la planète, en modélisant les paléo-écoulements de chaleur déduits de la résistance de la lithosphère (**Hauck et Phillips, 2002 ; Fraeman et Korenaga, 2010 ; Ruiz et al., 2011**).

L'évolution thermique d'une planète terrestre est probablement contrôlée par le refroidissement induit par la convection et la fusion partielle du manteau (**Hauck et Phillips, 2002 ; Fraeman et Korenaga, 2010**). La fusion partielle séquestre les éléments thermogènes incompatibles (par exemple, le Th et l'U) dans la croûte planétaire, qui est devenue suffisamment chaude pour entraver le refroidissement du manteau en surface (**Phillips et Malin, 1983**). En outre, le manteau résiduel (après la fusion partielle) serait moins dense et beaucoup plus flottant, ce qui influencerait la géométrie et l'évolution de la couche limite thermique (**Fraeman et Korenaga, 2010**). Le manteau résiduel serait également plus visqueux en raison de la déshydratation, c'est-à-dire que H est partitionné dans la phase liquide (**Karato et al., 1986 ; Hauck et Phillips (2002)** ont trouvé un degré de déshydratation du manteau martien de 5 à 10 % alors que d'autres modèles ont calculé une déshydratation de plus de 80 % (**Fraeman et Korenaga, 2010**).

Comme pour tout manteau planétaire, le manteau martien a subi un refroidissement naturel, même si c'est dans un régime de stagnation. Ceci peut être vérifié par l'évolution du volcanisme martien global, qui est passé d'assemblages riches en olivine à des assemblages d'olivine et de pyroxène, ce qui suggère un refroidissement du manteau martien au cours du temps (**Wilson et Mustard, 2013**). Ce changement de mode de refroidissement se produit à la limite entre les ères Noachienne et Hespérienne sur Mars (3,7 Ga), lorsque d'autres changements importants se sont produits. Ces changements incluent une diminution de la quantité d'eau à la surface de Mars. Ceci est mis en évidence par une diminution de l'hydro altération et de l'érosion, comme en témoignent les proportions moindres de phyllosilicates. Cette observation a été associée à une modification de la minéralogie, qui est passée d'une base

de phyllosilicates à une base plus acide et évaporitique (**Bibring et al., 2006 ; Carr et Head, 2010 ; Ehlmann et al., 2011**).

L'évolution de l'épaisseur de la lithosphère sur Mars a probablement contribué à la formation de chambres magmatiques plus profondes et, par conséquent, à l'évolution vers un style volcanique plus énergétique (**Ruiz et al., 2011**). L'arrêt consécutif de la géodynamo planétaire aurait conduit à l'arrêt du champ magnétique de Mars (**Breuer et Spohn, 2003**). Ce changement est critique dans l'histoire de Mars car il a permis une augmentation rapide de la perte de l'atmosphère dans l'espace, tout en modifiant l'environnement de la surface martienne (état de l'eau, climat, style d'érosion). En général, les conditions de l'environnement sont passées d'un état plus humide à un état plus sec au cours de l'histoire de Mars (**Bibring et al., 2006 ; Ehlmann et al., 2011**).

L'inventaire estimé de l'eau dans le manteau martien pendant l'accrétion pourrait avoir été jusqu'à 0,4 % en poids sur la base d'une modélisation qui supposait que l'OH- était principalement absorbé par des minéraux nominaleme nt anhydres (**Medard et Grove, 2006**). Les rapports isotopiques hydrogène-deutérium contraignent l'origine de l'eau martienne à partir d'astéroïdes ou de comètes au-delà de 2,5 UA (**Lunine et al., 2004**). Seuls 5 à 10 % de l'eau du manteau auraient été dégazés par le volcanisme martien global après l'accrétion de la planète (**Hauck et Phillips, 2002**). La présence de cette quantité d'eau modifierait considérablement la rhéologie/viscosité du manteau (**Karato et al., 1986**), entraînant une convection vigoureuse qui, pendant 4 Ga, pourrait changer le style, selon des analogues des processus de convection dans le système du manteau terrestre (**Ruedas, 2006**). La teneur en eau actuelle du manteau martien peut être déduite de la teneur en eau des minéraux hydratés et nominaleme nt anhydres (par exemple, l'amphibole ou l'apatite) dans les météorites martiennes. Il n'y a pas de consensus sur l'abondance précise de l'eau sur Mars, mais plusieurs auteurs ont défini une fourchette allant de 36 ppm (**Wanke et Dreibus, 1994**) à 100-200 ppm (**Filiberto et Treiman, 2009**) jusqu'à 18 000 ppm H₂O (**McSween et al., 2001**). La quantité d'eau extraite du manteau aurait été très faible (seulement 5 %), de sorte que 90 à 95 % de l'eau aurait pu être retenue dans le manteau martien (**Hauck et Phillips, 2002**). La ringwoodite et la wadsleyite, formes d'olivine à haute pression, peuvent absorber beaucoup plus d'eau que l'olivine. Étant donné que la partie inférieure du manteau martien est probablement dominée par la ringwoodite et la wadsleyite, la moitié du manteau martien pourrait être, ou avoir été, un important réservoir d'eau planétaire (**Karato, 2008**).

III.3. Pétrologie martienne et processus cristaux :

III.3.1. Les roches magmatiques :

La croûte martienne est principalement composée de basaltes tholéitiques, générés par une fusion partielle et sans trace d'altération, tandis que les roches calco-alcalines et siliceuses sont très rares (McSween et al., 2009). L'abondance des basaltes tholéitiques à la surface de Mars pourrait être due à l'absence d'un manteau hydrique ou au produit d'une fusion précoce qui a déshydraté le manteau, induisant une fusion tholéitique consécutive (McSween et al., 2009). D'autres compositions calco-alcalines détectées dans la croûte sont probablement des artefacts d'altération (Wyatt et McSween, 2002).

Toutes les analyses chimiques effectuées par des rovers à la surface de la planète ont révélé une gamme de compositions chimiques pour les basaltes qui, si elles sont représentées sur un diagramme alcali-silice total (TAS) (Figure 22), présentent des corrélations avec les basaltes alcalins terrestres, et donc une teneur en silice plus élevée que les météorites martiennes, par exemple dans le cratère Gusev (McSween et al., 2009). Cependant, même ces roches sont parfois des microbasaltes, ce qui pourrait être dû à des processus de cristallisation fractionnée survenus à différentes profondeurs (McSween et al., 2006).

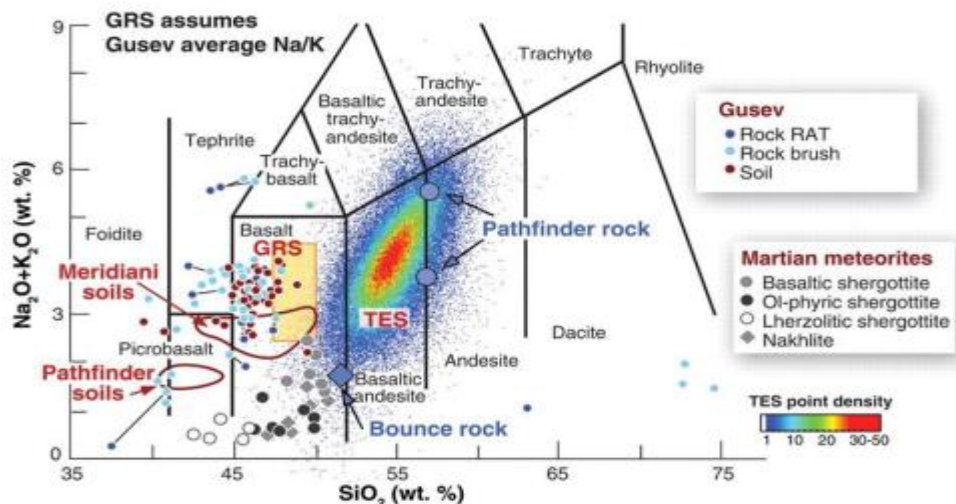


Figure 22 : Diagramme TAS avec des météorites martiennes représentées et des analyses effectuées par des rovers lors de missions d'exploration planétaire à la surface (GRS = spectromètre à rayons gamma ; TES = spectromètre d'émission thermique ; RAT = outil d'abrasion des roches). Les résultats indiquent que la croûte martienne est en moyenne de composition basaltique, les données TES pouvant refléter une altération. (Modifié d'après McSween et al., 2009).

III.3.2. Roches sédimentaires :

Les roches sédimentaires martiennes sont divisées selon leur genèse (**McSween et al., 2015**) en : roches clastiques (grès et siltstone, mudstone et conglomérat) et dépôts chimiques (sulfate évaporitique et carbonate mineur). La majorité des roches clastiques sur Mars proviennent de basaltes. La variabilité de ces roches sédimentaires est liée aux différentes périodes humides ou sèches sur Mars, ainsi qu'aux variations de pH (**Hurowitz et al., 2006**). La météorite NWA 7034 est le seul échantillon de "roche sédimentaire martienne" que nous ayons sur Terre. Il s'agit d'une brèche polymicte composée de détritiques ignés, de clastes de protobrèche et de fragments de matière fondue d'impact, formée par l'impact. Sa composition correspond presque parfaitement à celle du régolithe martien, tel que rapporté par le rover Spirit (**McSween, 2015**).

Un " cycle des roches martiennes " a été défini et divisé en deux environnements différents (**McSween, 2015**) : (1) au Noachien et à l'Hespérien, où l'eau était disponible, l'altération chimico-physique a produit des sédiments qui ont été transportés et déposés par des écoulements d'eau ; (2) pendant l'Amazonien, le cycle des roches a changé : en raison de l'absence d'eau de surface, les sédiments ont été produits uniquement par l'altération physique et transportés par les vents.

III.3.3. Les roches métamorphiques :

Les roches martiennes métamorphiques sont issues du métamorphisme de choc provoqué par les impacts et du métamorphisme thermique (par exemple, de contact et hydrothermal). Le métamorphisme de contact des coulées de lave a été particulièrement important au Noachien lorsque la production de chaleur était cinq fois plus importante (**McSween, 2015**).

III.4. Les météorites martiennes : SNC

Les météorites correspondent à des fragments de roches arrachés à la surface de Mars par un ou plusieurs méga impact(s), puis qui sont attirés par la gravité terrestre et finissent par atteindre la Terre. Ces météorites martiennes se divisent en 3 groupes : Shergottites, Nakhilites, Chassignites, d'où l'acronyme SNC. Ces météorites sont extrêmement rares car elles représentent seulement 1‰ de la totalité des météorites. Le **tableau 05** présente le nombre de météorites recensées selon le type. Ces météorites proviendraient de 6 sites distincts (**Nyquist**

et al., 2001). Ces météorites correspondent à des roches ignées de composition basaltique à ultramafique possédant pour la plupart des textures à gros grains.

L'étude de ces météorites martiennes nous aide à élucider l'histoire géologique de Mars, notamment les processus volcaniques, l'évolution des magmas et les impacts de divers événements. Ces météorites martiennes fournissent des informations cruciales sur la composition et l'évolution de Mars, contribuant à notre compréhension des activités géologiques passées de la planète et des conditions de surface.

Tableau 05: Nombre de météorites pour chacune des catégories de météorites martiennes en 2008, d'après (cousin, 2012). « Mars Météorite Compendium ».

Météorites martiennes	Quantité
Nakhlites	7
Chassignites	2
Shergottites	34
<i>basaltiques</i>	13
<i>lherzolitiques</i>	11
<i>picritiques</i>	10
ALH 84001	1
Total	44

III.4.1. Nakhlite :

Les nakhlites sont un groupe de météorites martiennes qui ont été trouvées sur Terre. Elles portent le nom de la première météorite découverte de ce groupe Nakhla (**Figure 23, a**), tombée en Égypte en 1911. Les Nakhlites sont classées comme clinopyroxénites (**Figure 23, b**), composées principalement d'augite et d'olivine, avec des quantités mineures de plagioclase, de feldspath K, d'oxydes Fe-Ti et de sulfures dans la mésostase (**Bunch et Reid, 1975**). Ces météorites fournissent des informations précieuses sur la géologie et les processus géologiques de Mars, notamment la cristallisation du magma, l'altération aqueuse et les événements d'impact.

Les nakhlites proviennent de coulées de lave sur Mars, probablement éjectées par un seul volcan entre 1416 ± 7 et 1322 ± 10 millions d'années (Cohen et al., 2017). Elles présentent une texture unique dominée par des prismes allongés de clinopyroxène avec un alignement préférentiel, et des grains d'olivine plus gros que les grains d'augite. Les nakhlites présentent également des traces de chocs mineurs, indiquant des impacts passés sur Mars.

La composition et la minéralogie des nakhlites suggèrent qu'elles se sont formées sous forme de cumulus, où l'olivine et le pyroxène se sont accumulés en excès par rapport au magma parent. Elles ont également subi des processus de cristallisation ignée et d'altération post ignée, peut-être en raison de l'infiltration d'eau liquide sur Mars (d'après Lee et al, 2015). Ces roches ont subi un impact, ont été éjectées de Mars, ont voyagé dans l'espace et ont atterri sur Terre, où elles ont subi d'autres processus d'altération.

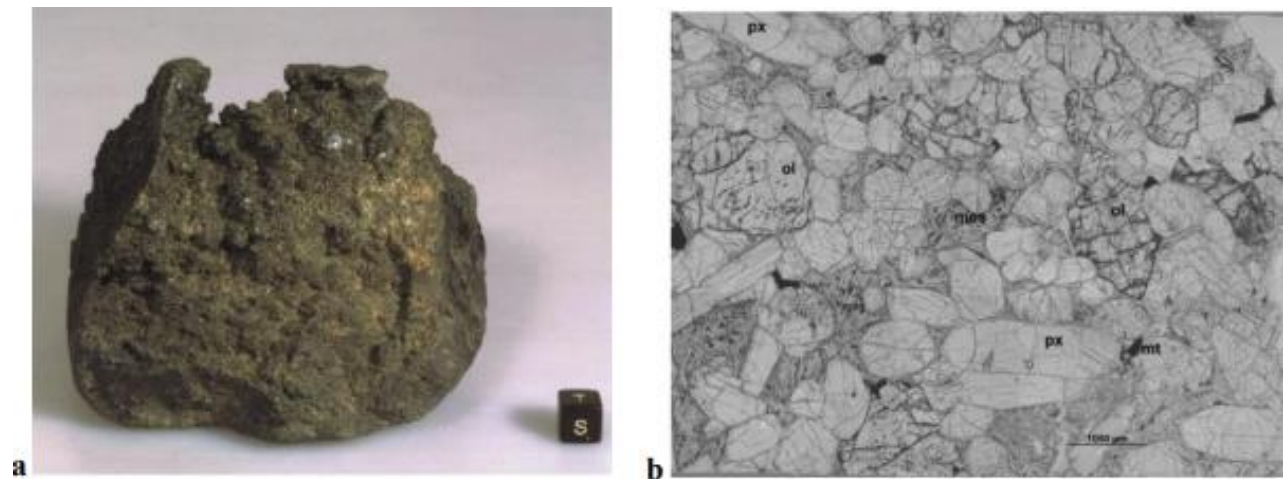


Figure 23 : Exemple de météorite de type Nakhlite. (a) Aspect de la météorite Y000749 (Nakhlite) (Misawa., 2003). (b) Vue d'une lame mince en lumière polarisée de la météorite Y000749, des gros grains d'Olivine (o), de pyroxène (px), mésostase (mes) et de magnétite (mt) sont observés (La barre de l'échelle indique 1000 μm) (El Yazidi, 2016).

III.4.2.Shergottite :

Les Shergottites sont un groupe de météorites martiennes nommées d'après la météorite Shergotty tombée en Inde en 1865 (Figure 24, a). Ces météorites sont principalement des roches basaltiques qui se sont formées à partir d'un magma subalcalin sur Mars (Figure 24, b) (McSween, 2015). Bien que la plupart des shergottites soient des basaltes, il existe des exceptions et elles présentent des différences dans le rapport $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ et la teneur en Al_2O_3 par rapport aux basaltes terrestres.

Les shergottites se sont cristallisées sur Mars il y a 170 à 475 millions d'années, au cours de la période amazonienne précoce à tardive, et qu'elles offrent des informations précieuses sur la géologie martienne, la composition du manteau, l'activité volcanique et les processus cristaux. Certaines shergottites proviendraient directement du manteau martien, tandis que d'autres auraient subi des processus de métasomatisme ou d'assimilation crustale.

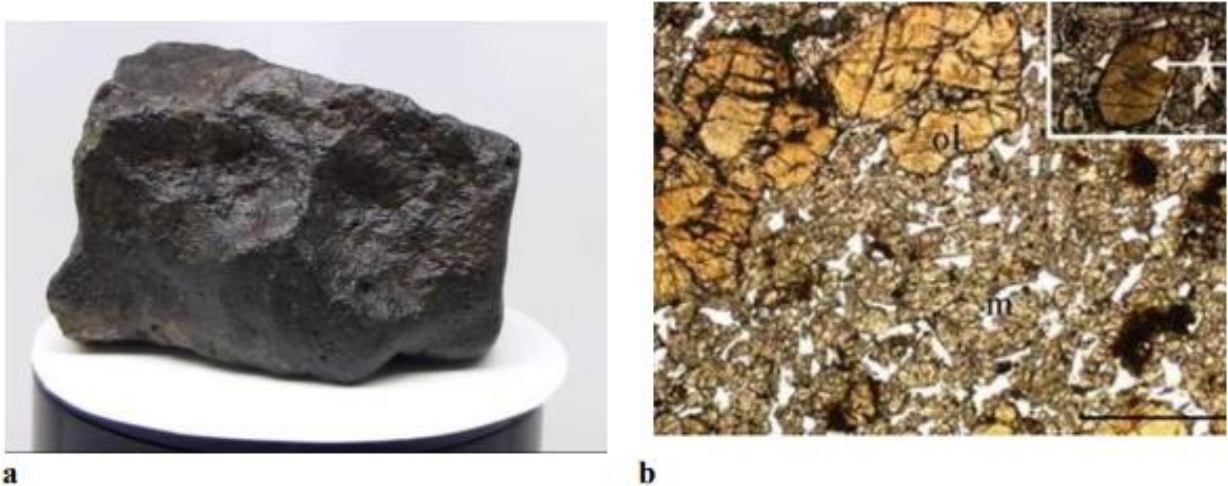


Figure 24 : Exemple de météorite de type Shergottites. (a) Aspect de la météorite SAU005 (Shergottites basaltiques) dans son ensemble (b) Vue d'une lame mince en lumière polarisée de la météorite SAU005, la plupart des grains sont des Augites ($((\text{Si},\text{Al})_2\text{O}_6)(\text{Ca},\text{Mg},\text{Fe},\text{Ti},\text{Al})_2$, Monoclinique) mais se trouve aussi de l'Olivine ($(\text{Mg},\text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$, Orthorhombique) et de Maskelynite. Les chromites (FeCr_2O_4 , Cubique) se trouvent soit dans l'Olivine soit dans la mésostase, leur taille est inférieure à 50 microns. Le cadre blanc indique un grain de chromites typique fléchée (La barre de l'échelle indique 1mm). (<http://www.nhm.ac.uk/researchcuration/research/projects/martian-met/meteorites.html#Top>, consulté le 07/06/2024).

III.4.3. Chassignite :

Les chassignites sont des météorites martiennes trouvées sur Terre, nommées d'après la météorite de Chassigny tombée en France en 1815 (**Figure 25, a**). Composées principalement d'olivine (~90%), d'augite, de chromite, de feldspath et de minéraux accessoires mineurs (**Figure 25, b**) (**Beck et al., 2006**). Les chassignites sont des cumulats d'olivine plus pauvres en éléments de terres rares que les nakhlites. Ces météorites se sont formées à partir d'une zone localisée du manteau martien subissant une fusion partielle, la matière fondue parentale se refroidissant pour former une dunite. La cristallisation de l'olivine s'est produite à des températures comprises entre 1230°C et 900°C (**Treiman et al, 2007**), suivie d'un refroidissement rapide et de phases de choc avant d'être éjectée de Mars.

Les chassignites et les nakhlites ont un âge de cristallisation similaire et leur origine serait comagmatique. D'autres météorites martiennes remarquables, comme Allan Hills (ALH) 84001, NWA 8159 et NWA 7034, ont également été étudiées, apportant un éclairage supplémentaire sur l'histoire géologique et la composition de Mars.

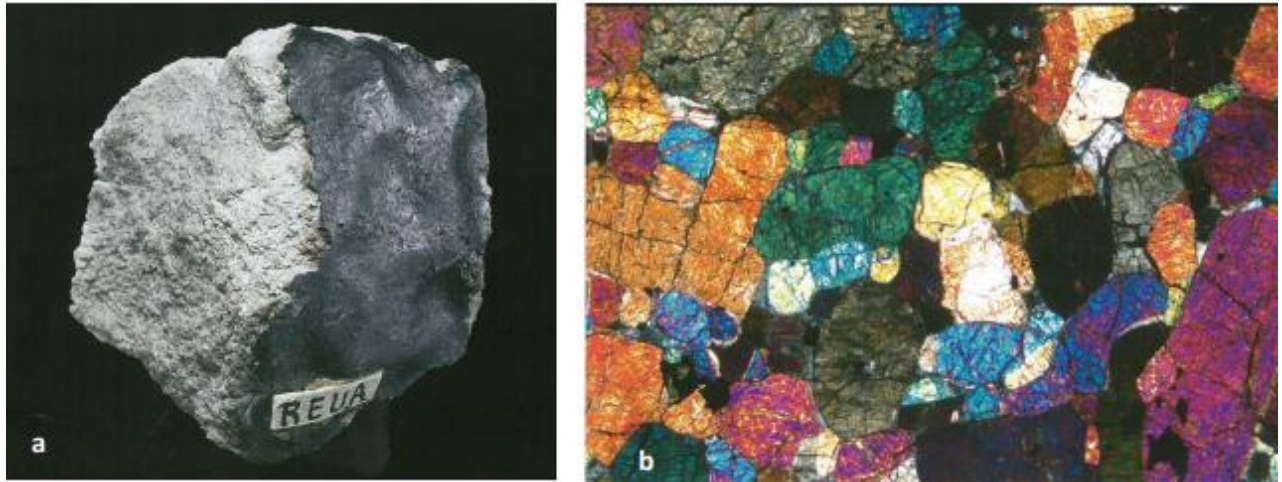


Figure 25 : Exemple de météorite de type Chassignites. (a) Aspect de la météorite NWA 2737, tombé en Système en 1815. (b) Vue d'une section polie en lumière polarisée de la météorite NWA2737, l'image indique une mosaïque des cristaux colorés d'Olivine. La longueur de l'image égale à 5 mm (El Yazidi, 2016).

III.4.4.Exceptions :

Allan Hills (ALH) 84001 (4,1 Ga ; Noachien) est un cumulat d'orthopyroxène non groupé (Mittlefehldt, 1994), qui a subi de nombreux chocs et qui est donc très fracturé. C'est la plus ancienne météorite martienne connue. Elle a fait l'objet de l'attention des médias en 1996 lorsque des traces d'anciennes bactéries martiennes y ont été identifiées par erreur (McKay et al., 2004).

Récemment, d'autres météorites martiennes non groupées ont été découvertes et étudiées. NWA 8159 est un basalte riche en augite (2,4 Ga ; Amazonien précoce) contenant du plagioclase avec un peu d'olivine et d'oxydes (Agee et al., 2014). NWA 7034 et ses autres météorites jumelées sont des brèches volcaniques sédimentaires (Agee et al., 2013), en partie composées de grains de basalte, de mugearite et de trachyandésite (Santos et al., 2013) et avec des âges de cristallisation très différents. Ces roches ressemblent au régolithe martien analysé par les rovers dans les cratères Gusev et Gale (McSween et al., 2015).

III.5.Comparaison entre Mars et la Terre :

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

III.5.1.Caractéristiques de la planète Mars et la Terre:

Mars est plus petite que la Terre (**Figure 26**). La circonférence et le diamètre équatoriaux de Mars sont deux fois plus petits que ceux de la Terre. Le volume de Mars représente 15 % celui de la Terre. Mars n'est pas seulement plus petite que la Terre, elle est également moins dense. Ainsi, même si Mars représente 15 % du volume de la Terre, elle correspond seulement à 11 % de la masse de cette dernière. La force gravitationnelle à la surface de Mars est 38 % de celle à la surface de la Terre. Le poids est la mesure de la force gravitationnelle. Mars ne possède ni océans, ni mers, ni rivières, le contraire de notre planète.

Le climat sur Mars est plus froid, plus sec et plus rude que n'importe où sur la Terre. La température moyenne sur Terre est de 14°C, mais celle sur Mars est glaciale avec une température moyenne de -63°C. La planète Mars est plus froide que la Terre, car elle est plus éloignée du Soleil, mais aussi parce que l'atmosphère est trop mince pour retenir la chaleur à la surface.



Figure 26 : Mars et la Terre. Mars est représentée de façon réaliste, mesurant la moitié de la taille de la Terre (Source : NASA)

- **Caractéristiques orbitales :**

Mars possède une période de rotation similaire à celle de la Terre de 24 h 37 min. Sa période de révolution autour du soleil représente 687 jours terrestres soit 669 « jours martiens » (appelés « sols »). Contrairement à l'orbite de la Terre qui est quasi-circulaire (avec une excentricité de 0,017), l'orbite de Mars est elliptique (avec une excentricité de 0,093) (**Figure 27**) ce qui affecte la durée et l'intensité des saisons. Ainsi, Mars se situe à une distance du soleil de 1,384 UA au périhélie, et de 1,664 UA à l'aphélie. Cette excentricité varie au cours des temps géologiques avec deux périodes de 95.000 et 99.000 ans (**Laskar et al., 2004**). Avec une valeur de $25,19^\circ$, l'obliquité de Mars est actuellement similaire à celle de la Terre ($23,45^\circ$), ce qui lui confère des saisons semblables aux saisons terrestres. Cependant, contrairement à la Terre dont l'axe de rotation est stabilisé par la Lune, l'obliquité de Mars a subi d'importants changements au cours du temps qui ont pu induire de fortes variations climatiques dans le passé (**Laskar et al., 2004; Madeleine et al., 2009**).

Les saisons sur Mars ne sont pas égales à cause de l'excentricité de son orbite et l'inclinaison de l'axe de rotation mais il y'a toujours quatre saisons martiennes comme celles de la Terre de durée nettement différentes (**Tableau 06**). Ainsi, on constate que l'hiver est court, l'été dure plus longtemps que l'hiver au Nord. (**Appere, 2012**).

Tableau 06 : Comparaison de la durée de saisons dans les deux hémisphères de Mars et de la Terre (<https://www.nirgal.net/saisons.html>, Consulté le 07/06/2024)

Saison	Mars (Hémisphère Nord/ Hémisphère Sud)	Terre (Hémisphère Nord/ Hémisphère Sud)
Printemps	194 sols / 143 sols	93J / 90J
Été	178 sols / 154 sols	93J / 89J
Automne	143 sols / 194 sols	90J / 93J
Hiver	154 sols / 178 sols	89J / 93J

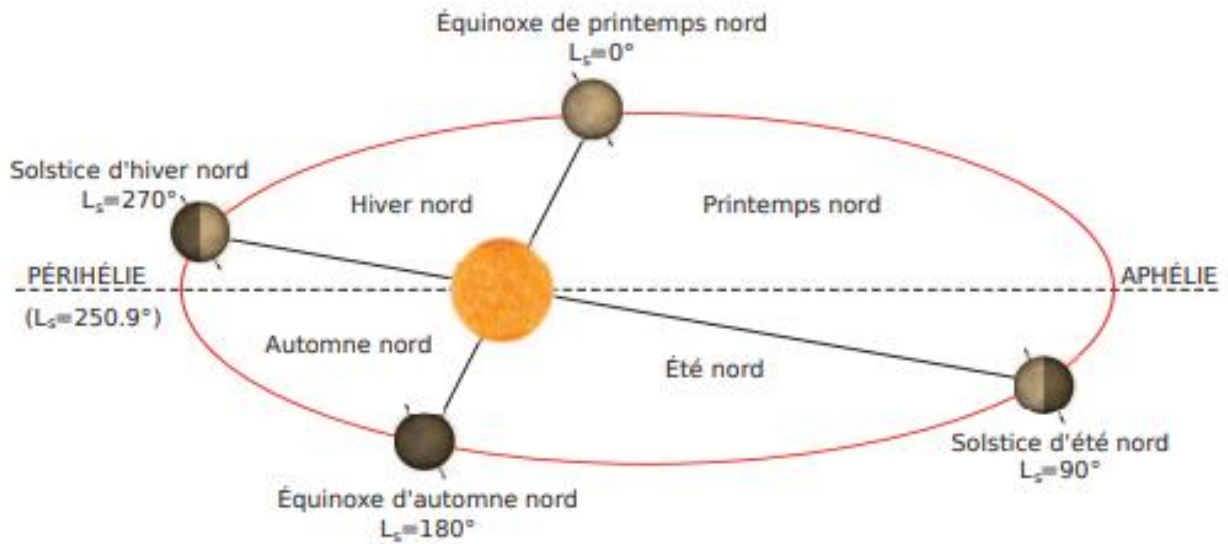


Figure 27 : Principaux paramètres de l'orbite martienne. L'excentricité de l'orbite sur le schéma est exagérée. Les saisons sont indiquées pour l'hémisphère nord. Dates et saisons sont repérées par la longitude solaire aréocentrique L_s qui est l'angle parcouru sur l'orbite depuis l'équinoxe de printemps de l'hémisphère nord.

Tableau 07: Quelques caractéristiques de la planète Mars et de son atmosphère, comparées à la Terre (Read & Lewis, 2004).

	Mars	Terre
Paramètres orbitaux		
Distance moyenne au Soleil (10^6 km)	227,9 (1,52UA).	149,6 (1UA)
Excentricité	0,093	0,017
Longitude solaire du périhélie	251°	281°
Obliquité	25,19°	23,93°
Durée du jour (s)	88775	86400
Durée de l'année (sols /jours terrestres)	668,6/686,98	365,24
Paramètres de surface		
Rayon équatorial (km)	3396	6378
Gravité en surface ($m\ s^{-2}$)	3,72	9,81
Constante solaire moyenne ($W\ m^{-2}$)	589	1367
Albédo planétaire	0,25	0,306
Température d'équilibre $T_e(K)$	210	- 256
Températures de surface (K).	140-300	210-325
Composition atmosphérique moyenne		
CO ₂	95,00%	0,03%
N ₂	2,70%	78,10%
Ar	1,60%	0,93%
O ₂	0,13%	20,90%
H ₂ O	0,03%	1,00%
Paramètres atmosphériques		
Pression de surface moyenne (hPa)	6,1	1013
Densité atmosphérique moyenne ($kg.m^{-3}$)	0,02	1,217
Masse molaire moyenne ($g.mol^{-1}$)	43,49	27,8
Hauteur d'échelle (km)	10,8	7,5
Surface occupée par les océans	0%	71%

Caractéristiques des planètes		
Diamètre	6787 km.	12756km
Masse	$0,646.10^{24}$ kg	$5,98.10^{24}$ kg
Densité moyenne	4,07	5,52
Accélération gravitaire	3,71 m/s	9,75 m/s
Champ magnétique	50-100 y	60000 y

III.5.2.Observations astronomiques et structure interne :

Les premières informations sur la structure interne de la Terre comme de Mars proviennent de la détermination de la masse des planètes, en utilisant les lois de Newton et de Kepler.

En comparant les masses des planètes avec leurs tailles et leurs moments d’inertie, on remarque que l’ensemble du groupe des planètes telluriques a des densités globales relativement élevées : pour Mars, la densité moyenne est $3\,933\text{ kg.m}^{-3}$, pour la Terre elle est de $5\,515\text{ kg.m}^{-3}$. Or, la densité des roches de surface sur Terre et sur Mars est de l’ordre de 2500 kg.m^{-3} . Cette différence avec la densité moyenne s’explique en partie par l’augmentation de densité des roches silicatées avec la profondeur (d’où la différence de densité entre la Terre et Mars) mais aussi par la présence d’un noyau de taille relative variable ($\sim 32\%$ de la masse sur Terre, $\sim 20\%$ sur Mars) composé d’éléments lourds métalliques.

- **Structure interne :**

La structure interne de Mars et de la Terre présente des similitudes mais aussi des différences significatives (**Tableau 08**). Les deux planètes sont constituées de plusieurs couches (noyau, manteau, croûte), en revanche, leurs compositions et leurs caractéristiques varient (**Figure 28**). Voici une comparaison générale :

Tableau 08 : Tableau représente une comparaison entre la structure interne de Mars et celle de la Terre.

	Mars	Terre
<i>Surface</i>	La surface de Mars présente des volcans massifs, des canyons profonds, des cratères d'impact, des plaines de basalte et des calottes polaires.	La surface terrestre est diversifiée, comprenant des océans, des continents avec montagnes, plaines et déserts, des forêts, des rivières, des lacs et des glaciers.
<i>Croûte</i>	La croûte martienne plus fine que celle de la Terre, avec une épaisseur moyenne d'environ 60 km, composée de roches basaltiques.	La croûte terrestre varie en épaisseur, avec une moyenne d'environ 30 à 50 km sous les continents et d'environ 5 à 10 km sous les océans. Elle est composée de roches silicatées, et des minéraux variés.
<i>Manteau</i>	Le manteau martien a une épaisseur environ 1600 km. Il compose des silicatées moins riche en Mg et en Fe d'après (Green et al., 1979), et contient moins de matériaux volatils et riche en minéraux tels que l'olivine et la pyroxène.	Le manteau terrestre, qui constitue le gros du volume terrestre avec une épaisseur moyenne 2900 km, et qui se divise en manteau inférieur solide et manteau supérieur principalement plastique (Michel, 2011). Il compose de silicatées riches en Mg et en Fe et contient plus de matériaux volatils.
<i>Noyau</i>	Le noyau martien semble être composé uniquement ou principalement de liquide. Un	La Terre est composée d'un noyau externe liquide, d'un noyau interne solide (Michel, 2011). Les

	<p>noyau martien compris entre 1300 et 1600 km de rayon serait peu enrichi en éléments légers (Bertka et Fei, 1998). Il ne permet pas de générer le champ magnétique car il est trop petit et pas assez chaud.</p>	<p>spécificités du noyau terrestre lui ont permis de produire un champ magnétique qui nous protège des vents solaires et nous permet de conserver l'eau.</p>
--	---	--

- *L'atmosphère :*

L'atmosphère martienne est très sèche. Bien que très ténue (**Spohn et al., 1998**). Elle est largement moins dense que celle de notre planète, avec une pression moyenne en surface de 6 hectopascals (celle de la Terre est en moyenne de 1000 hectopascals). Elle se différencie également de l'atmosphère terrestre par sa composition. En effet, si l'atmosphère terrestre est constituée majoritairement d'azote (78,1%) et d'oxygène (20,9%), celle de Mars est constituée principalement de dioxyde de carbone (95%) (**Owen et al., 1977**). Avec seulement (2,7%) d'azote et (0,13%) d'oxygène.

Les basses couches de l'atmosphère terrestre contiennent de la vapeur d'eau, à une concentration de 0 à 4% en volume, qui constitue notamment les nuages, tandis que les hautes couches contiennent de l'ozone (O₃). au contraire l'atmosphère martienne ne contient pas une couche d'ozone et la concentration de vapeur d'eau dans l'atmosphère de Mars est 30 fois inférieure à celle de l'atmosphère terrestre.

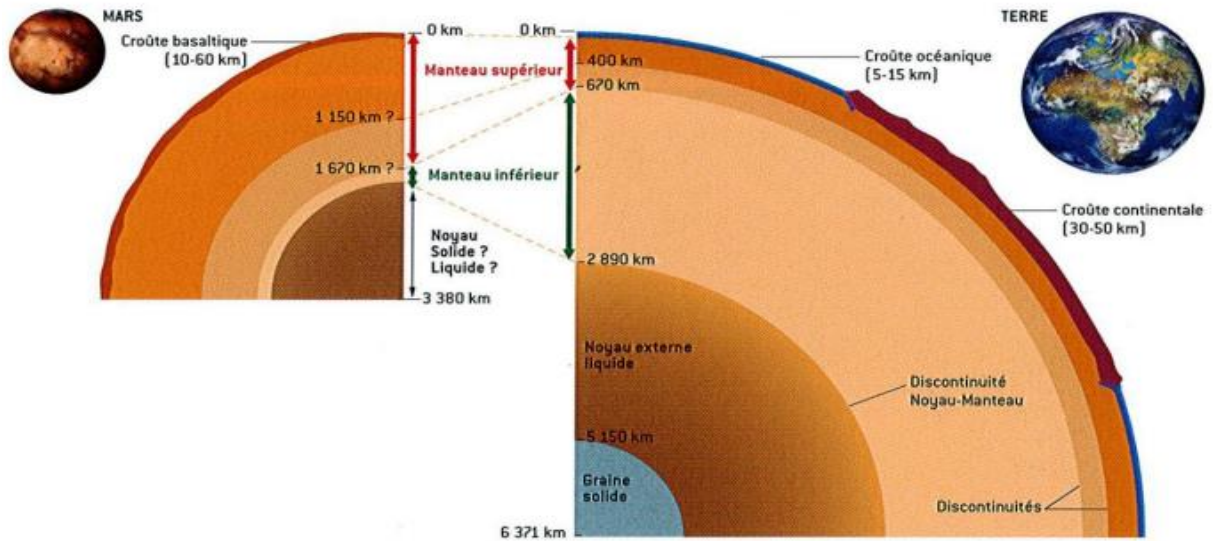


Figure 28: Structure interne de la Terre et Mars, après la différenciation, selon **Forget et al., (2003)**.

III.5.3. Le champ magnétique :

- **Terre :**

Sur la Terre, l'intensité du champ magnétique varie entre 20 000 nT à l'équateur magnétique à 70 000 nT aux pôles magnétiques (**Langlais et al., 2010**). Ce champ magnétique est présent depuis 4.5 milliards d'années. Il est variable dans le temps et l'on sait qu'il a subi des inversions de polarité. En effet, lorsqu'une éruption volcanique se produit, les particules magnétiques de la lave se comportent comme de minuscules boussoles. Elles s'aimantent dans la direction du pôle Nord et quand la lave refroidit, la direction de ces mini-aimants reste gelée dans la roche. La découverte au début du 20^{ème} siècle de ce type de roches (laves refroidies) présentant une magnétisation opposée au champ magnétique terrestre actuel a permis de comprendre que dans le passé, les pôles magnétiques étaient inversés. Il y a à peu près 780 000 ans, le pôle Nord magnétique s'est déplacé pour prendre la place du pôle Sud magnétique (**Merrill and McElhinny, 1998**).

- **Mars :**

Mars n'a actuellement pas de champ magnétique dipolaire comme celui de la Terre. Cependant, les récentes données de Mars Global Surveyor (MGS) (**Acuna et al., 1998**) ont démontré qu'un tel champ magnétique a existé dans le passé. En effet, la sonde spatiale MGS a repéré des traces d'aimantations rémanentes à la surface et jusqu'à 400 km au-dessus, un champ équatorial de surface allant de 20 à 65 nT (**Langlais et al., 2010**) et a permis de produire la

première carte complète du champ magnétique crustal global de Mars (**Figure 29**). Comme expliqué dans la section précédente, ces traces d'aimantations témoignent de la présence d'un champ magnétique. De plus, l'orientation de ces aimantations montrent que le champ magnétique a perduré suffisamment longtemps pour avoir subi une inversion des pôles magnétiques. Les régions les plus magnétisées se concentrent dans les anciens hauts plateaux du Sud, ce qui indique que le champ magnétique était présent pendant les premiers 500 millions d'années environ (**Stevenson, 2001 ; Acuña et al., 1999**) rapportent aussi dans leurs travaux que le cratère Hellas ne contient pas de traces d'aimantations et les régions qui l'entourent très peu, laissant penser que l'impact a eu lieu lorsqu'il n'y avait pas de champ magnétique. Plus précisément, lors de l'impact, la croûte à cet endroit aurait fondu mais les roches n'auraient enregistré aucune trace d'aimantation si aucun champ magnétique n'était présent à ce moment là. De plus, l'analyse de la météorite ALH84001 suggère également que la magnétisation crustale a été acquise il y a 4 milliards d'années, voire même plus tôt (**Weiss et al., 2002**).

Ces travaux tendent à prouver que le champ magnétique global de Mars a disparu il y a environ 4 milliards d'années. Cependant, des études récentes de **Lillis et al., (2006)** ont montré que ce champ magnétique aurait pu réapparaître pendant une brève période après sa première disparition. À partir de magnétomètre à réaction d'électrons, **Lillis et al., 2006, 2005**) ont étudié les anomalies des 20 plus grands volcans Martiens et 7 bassins d'impacts géants. Alors que la plupart montrent que de très faibles traces de magnétisation de la croûte, indiquant l'absence d'un champ magnétique global, un des plus vieux volcans, Hadriaca Patera, apparaît comme une source magnétique, suggérant une magnétisation lors de sa dernière période d'activité magmatique. Sa formation post-date le bassin d'impact Hellas, qui est supposé dater d'après la disparition du champ magnétique global. Après comparaison des âges relatifs (**Hartmann and Neukum, 2001**), et les signatures magnétiques des sites étudiés, ils concluent que le champ magnétique global de Mars aurait pu réapparaître environ 300 millions d'années après sa première disparition (il y a 4 milliards d'années), et aurait perduré entre 100 et 350 millions d'années seulement avant de disparaître à nouveau.

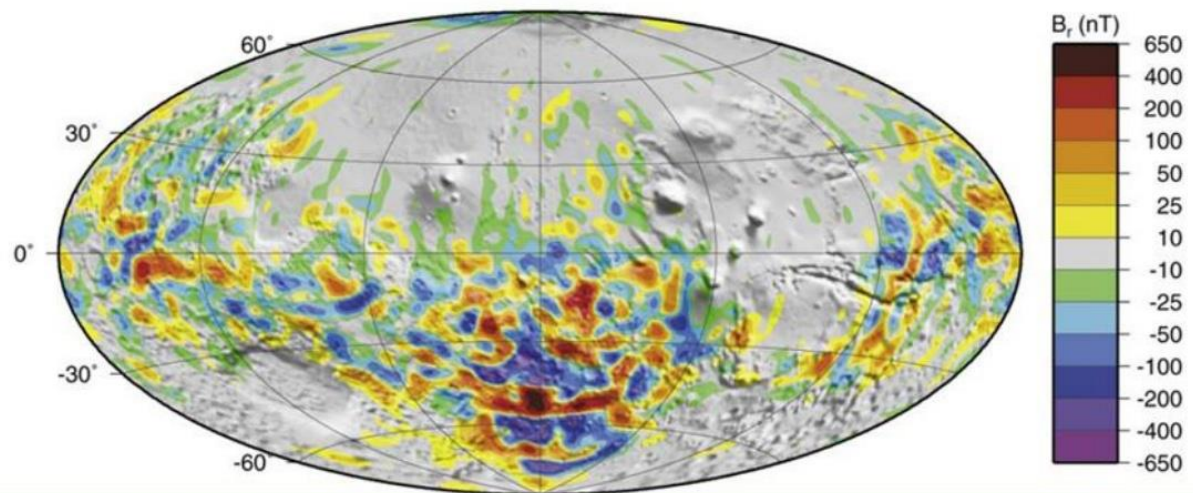


Figure 29 : Composante radiale du champ magnétique crustal de Mars (Langlais et al., 2004).

III.5.4.L'eau :

La comparaison entre l'eau sur Terre et l'eau sur Mars révèle des différences significatives en termes de quantité et de forme. Sur Terre, l'eau est abondante, recouvrant environ 71% de la surface de la planète sous forme d'océans, de mers, de lacs, de rivières et de vapeur d'eau atmosphérique, constituant une quantité considérable. En revanche, Mars possède une quantité d'eau extrêmement limitée, avec une vapeur d'eau environ 10 000 fois moins abondante que sur Terre, formant une mince couche en cas de condensation à la surface.

En ce qui concerne la forme de l'eau, sur Terre, elle est principalement liquide, mais peut également se présenter sous forme solide (glace) et gazeuse (vapeur d'eau), jouant un rôle essentiel dans la vie telle que nous la connaissons. En revanche, sur Mars, l'eau est principalement sous forme de glace et de vapeur d'eau en raison des températures froides et de la faible pression atmosphérique, rendant la présence d'eau liquide très difficile voire impossible en surface (Vandaele, 2011).

Ces différences ont des implications majeures pour la vie. L'abondance d'eau liquide sur Terre a favorisé le développement et le maintien de la vie sous diverses formes, tandis que sur Mars, en raison de la rareté de l'eau liquide, les conditions sont extrêmement hostiles à la vie telle que nous la connaissons. Cependant, la présence passée d'eau liquide sur Mars suscite des interrogations sur la possibilité de formes de vie microscopiques ou de traces de vie antérieure.

En conclusion, la comparaison entre l'eau sur Terre et sur Mars met en évidence des différences cruciales en termes de disponibilité et de forme de l'eau, avec des répercussions significatives sur la potentialité de vie sur la planète rouge.

III.5.5. La tectonique des plaques :

La tectonique martienne et terrestre présente à la fois des similitudes et des différences significatives en raison des caractéristiques uniques de chaque planète. Les deux planètes montrent des structures tectoniques telles que des failles, des rifts et des volcans, témoignant d'une activité géologique passée et présente. De plus, l'interaction avec le volcanisme est une caractéristique commune, avec des volcans se formant le long de ces structures.

Cependant, une différence majeure réside dans le fait que la tectonique des plaques est un processus majeur sur Terre, façonnant la surface en déplaçant les plaques lithosphériques, tandis que Mars ne montre pas de preuves claires d'une tectonique des plaques active. De plus, la tectonique terrestre est plus dynamique et active, avec des mouvements de plaques continus et des phénomènes tels que les tremblements de terre et les éruptions volcaniques fréquentes, contrairement à Mars.

Par ailleurs, l'impact des conditions atmosphériques diffère également entre les deux planètes, avec une atmosphère dense sur Terre influençant les processus tectoniques tels que l'érosion et la sédimentation, de manière différente de Mars qui possède une atmosphère beaucoup plus mince.

Les missions d'exploration sur Mars, telles que les rovers et les orbiteurs, ont permis d'étudier les caractéristiques tectoniques de la planète rouge, tandis que sur Terre, la tectonique est étudiée à travers des observations sur le terrain et des modèles numériques. **(Vandaele, 2015).**

En conclusion, bien que la tectonique martienne et terrestre partagent certaines similitudes, telles que la présence de structures tectoniques, leurs différences, comme l'absence de tectonique des plaques active sur Mars et l'impact des conditions atmosphériques, permettent de mieux comprendre l'évolution géologique des deux planètes.

III.5.6. Les volcans :

Les volcans terrestres et martiens partagent des similitudes fascinantes malgré les différences entre les planètes. Tout d'abord, leur origine repose sur des processus géologiques

similaires. Sur Terre comme sur Mars, ces volcans se forment par l'éruption de magma à travers la croûte planétaire, créant des structures diverses telles que des cratères, des cônes et des caldeiras. Cependant, les différences entre les deux types de volcans sont également significatives. En premier lieu, les volcans martiens peuvent être beaucoup plus imposants que leurs homologues terrestres. La gravité et la composition différente de la planète rouge permettent la formation de volcans gigantesques. De plus, la fréquence éruptive varie considérablement. Sur Terre, les volcans sont généralement plus actifs et ont des cycles éruptifs plus courts, tandis que sur Mars, l'activité volcanique est plus sporadique.

Une autre distinction importante réside dans la composition du magma et des matériaux volcaniques. Les variations chimiques entre les deux planètes influencent sur la composition des éruptions.

Enfin, les différences atmosphériques jouent un rôle crucial. La présence d'une atmosphère plus fine sur Mars peut conduire à des éruptions plus explosives par rapport à celles sur Terre, où l'atmosphère est plus dense (**Appere, 2012**).

Conclusion

L'objectif principal de ce travail de mémoire était d'étudier l'évolution géologique de la planète Mars, Mars s'est formée peu de temps après la formation du système solaire, grâce à un processus d'accrétion rapide, il ya environ 4,6 milliards d'années. Après accrétion, la planète rouge a rapidement formé un océan de magmatique, provoquant la séparation de sa matière en un noyau métallique, un manteau et une croûte. Au cours de ses premières dizaines de millions d'années, Mars a subi une différenciation, les éléments plus lourds se déplaçant vers le noyau et les éléments plus légers formant le manteau et la croûte.

L'évolution thermique du manteau martien reste un domaine de recherche complexe, et ses schémas de convection suggèrent que la calotte martienne est en stase. Le manteau martien a été capable de retenir la chaleur pendant une grande partie de l'histoire de la Terre, influençant la convection, le volcanisme et la nature de la composition atmosphérique. La formation de Mars telle que nous la connaissons aujourd'hui a été influencée par ces processus géologiques et thermiques, avec une surface marquée par des volcans, des vallées et des caractéristiques géologiques spécifiques.

La pétrologie martienne et les processus cristaux sur Mars montrent principalement du basalte, une grande partie du basalte tholéiitique étant formée par fusion partielle sans modification significative. La croûte martienne n'est pas riche en roches calco-alcalines et siliceuse, ce qui indique des conditions géologiques particulières. La présence abondante de basalte tholéiitique sur la surface martienne peut être due à l'absence de manteau hydrique ou à une fonte précoce qui a déshydraté le manteau et favorisée des études chimiques significatives sur les roches martiennes, en particulier les basaltes, qui ont révélé une variété de compositions chimiques. Le basalte est parfois observé dans les roches martiennes, suggérant la présence de processus de cristallisation par étapes à différentes profondeurs.

Les météorites SNC de Mars, comme les nakhlites et les shergottites, sont des échantillons exceptionnels de la planète rouge, fournissant des données essentielles sur la géologie et l'histoire de la planète. La texture des nakhlites, probablement provenant de coulées de lave martiennes, est caractérisée par des prismes de clinopyroxène et des grains d'olivine, ce qui suggère des processus de cumulus et d'altération post-ignée probablement associés à l'eau liquide. Des informations sur le manteau martien et les processus métasomatiques ou d'assimilation crustale sont fournies par les shergottites. Il est crucial d'avoir accès à ces météorites afin de comprendre l'histoire géologique de Mars, y compris son volcanisme,

Conclusion générale

l'évolution des magmas et les impacts passés. Cela permet de mieux comprendre les processus géologiques et les conditions environnementales qui ont influencé Mars au fil du temps.

Références bibliographiques

-A-

- Abe, Y. (1997). Thermal and chemical evolution of the terrestrial magma ocean. *Phys. Earth Planet. Inter.*, vol. 100, pp. 27–39.
- Abramov, O., Kring, D.A. (2005). Impact-induced hydrothermal activity on early Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets* 110, E12S09.
- Acuña, M.H., Connerney, J.E.P., Ness, N.F., et al. (1999). Global Distribution of Crustal Magnetization Discovered by the Mars Global Surveyor MAG/ER Experiment. *Science*, 284 :790-+.
- Acuna, M.H., Connerney, J.E.P., Wasilewski, P., et al. (1998). Magnetic Field and Plasma Observations at Mars : Initial Results of. *Science*.
- Agee, C. B., Wilson, N. V., McCubbin, F. M., Ziegler, K., Polyak, V. J., Sharp, Z. D., Asmerom, Y., Nunn, M. H., Shaheen, R., Thiemens, M. H. (2013). Unique meteorite from early Amazonian Mars: Water-rich basaltic breccia Northwest Africa 7034. *Science*, vol. 339, pp. 780–785.
- Albee, A. L., Palluconi, F. D., et Arvidson, R. E . (1998). « Mars global surveyor mission : overview and status ». In : *Science* 279.5357, p. 1671-1672.
- Amiri, SEM., Cerveau, D., Sharaf, O., et al. (2022). La mission Emirates sur Mars. *Journal Space Science Reviews*. Article N° 4. Vol 218.
- Andrews-Hanna, J.C., Zuber, M.T., Banerdt, W.B. (2008) . The Borealis basin and the origin of the martian crustal dichotomy. *Nature*.
- Appere, T. (2012). Cycle actuel de l'eau sur Mars : étude des dépôts saisonniers de l'hémisphère nord par télédétection hyperspectrale (OMEGA/Mars Express). Université de Grenoble. l'Ecole Doctorale Terre, Univers, Environnement. Thèse de doctorant, p.370.

-B-

- Bandfield, J.L., Edwards, C.S., Montgomery, D.R., Brand, B.D. (2013). « The dual nature of the martian crust : Young lavas and old clastic materials ». In : *Icarus* 222.1, p. 188-199.
- Battistini, R. (1984). Morphology and origin of ridges in low-latitude areas of Mars. *Earth, Moon, and Planets* 31, p. 49-61.
- Berman, D. C., Hartmann, W. K. (2002). Recent Fluvial, Volcanic, and Tectonic Activity on the Cerberus Plains of Mars. *Icarus*, 159, 1–17.
- Bertaux, J. L., Fonteyn, D., Korablev, O., et al. (2000) . The study of the martian atmosphere from top to bottom with SPICAM light on mars express. *Planet. & Space Sci.*, 48 :1303–1320.
- Bertka, C. M., Fei, Y. (1998) . « Density profile of an SNC model Martian interior and the moment-of-inertia factor of Mars » . In : *Earth and Planetary Science Letters* 157.1-2 , p. 79-88.
- Bibring, J.P., Langevin, Y., Mustard, J. F., Poulet, F., Arvidson, R., Gendrin, A., Gondet, B., Mangold, N., Pinet, P., and Forget, F. (2006). Global Mineralogical and Aqueous Mars History Derived from OMEGA/Mars Express Data. *Science*, 312 :400–404.

Références bibliographiques

Birch, F. (1964). « Density and composition of mantle and core ». In : Journal of geophysical research 69.20, p. 4377-4388.

Bourge. P., Morel, P., Roger,F., 2003.Au plus près de la planète MARS, Paris, Vuibert, 292p.

Boynton, W. V., Feldman, W. C., Squyres, S. W., Prettyman, T. H., Brückner, J., Evans, L. G., Shinohara, C. (2002). Distribution of hydrogen in the near surface of Mars: Evidence for subsurface ice deposits. Science, 297(5578), 81-85.

Brasser, R. (2013). The formation of Mars: building blocks and accretion time scale. Space Science Reviews 174, 11-25.

Breuer, D., Spohn T. (2003). Early plate tectonics versus single-plate tectonics on Mars: Evidence from magnetic field history and crust evolution. Journal of Geophys Research., vol. 108, issue E7.

Breuer, D., Yuen, D. A., Spohn, T. (1997).« Phase transitions in the Martian mantle : Implications for partially layered convection ». In : Earth and Planetary Science Letters 148.3-4, p. 457-469.

Bunch, T. E., Reid, A. M. (1975). The nakhlites, part 1: petrography and mineral chemistry. Meteoritics, vol. 10, pp. 303–315.

Byonton. (2008). Elemental abundances determined via the mars odyssey grs. In Bell, J., editor, The Martian Surface :Composition, Mineralogy and Physical properties, pages 107– 124. Cambridge University Press .

-C-

Carr, M.H., Head III, J.W., (2010) . Geologic history of Mars. Earth and Planetary Science Letters 294, 185-203.

Causeret.P., Esbarres .(2009) .Notions de base et repères historiques. CC N° 127.

Clifford, S. M. (1993). A model for hydrologic and climatic behaviour of water on Mars. Journal of Geophysical Research, 98(E6) :10973–11016.

Cohen, B. E., Mark, D. F., Cassata, W. S., Lee, M. R., Tomkinson, T., Smith, C. L. (2017). Taking the pulse of Mars via dating of a plume-fed volcano. Nature Communications, vol. 8, issue 640, pp. 1-9.

Connerney, J. E. P., Acuna, M. H., Wasilewski, P. J., Ness, N. F., Rème, H., Mazelle, C., Vignes, D., Lin, R. P., Mitchell, D. L., Cloutier, P. A. (1999). « Magnetic lineations in the ancient crust of Mars ». In : Science 284.5415 , p. 794-798.

Cooper, C. M., Lenardic, A., Moresi, L. (2004). « The thermal structure of stable continental lithosphere within a dynamic mantle ». In : Earth and Planetary Science Letters 222.3-4, p. 807-817.

Cousin , A. (2012). LIBS (Laser-Induced Breakdown Spectroscopy) pour l'exploration martienne. L'université de Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier). ED SDU2E : Astrophysique, Sciences de l'Espace, Planétologie.Thèse de doctorat, p 213.

Références bibliographiques

-D-

Dahouck, E., 2012. Caractérisation des processus d'altération à la surface de Mars primitive par approche expérimentale et télédétection, Système, Université de Nantes, 373p.

Dauphas, N., Pourmand, A. (2011). Hf-W-Th evidence for rapid growth of Mars and its status as a planetary embryo. *Nature* 473, 489-492.

Debaille, V., Brandon, A. D., Yin, Q. Z., Jacobsen, B. (2007). Coupled ¹⁴²Nd-¹⁴³Nd evidence for a protracted magma ocean in Mars. *Nature*, vol. 450, pp. 525–528.

Diez, B. (2009). Détermination de la composition des surfaces planétaires par spectroscopie Gamma et Neutrons. Ph.D. thesis, Centre d'Etude Spatial des Rayonnement, Université Paul Sabatier, Toulouse, France.

Douté, S., Schmitt, B., Langevin, Y., Bibring, J. P., Altieri, F., Bellucci, G., Gondet, B., Poulet, F., and The Mex Omega Team . (2007). South Pole of Mars : Nature and composition of the icy terrains from Mars Express OMEGA observations. *Planetary and Space Science*, 55(1-2) :113–133.

-E-

Ehlmann, B., Berger, G., Mangold, N., Michalski, J., et al. (2013). Geochemical Consequences of Widespread Clay Mineral Formation in Mars' Ancient Crust. *Space Science Reviews* 174, 329- 364.

Ehlmann B. L., Mustard J. F., Murchie S. L., Bibring J. P., Meunier A., Fraeman A. A., Langevin, Y. (2011). Subsurface water and clay mineral formation during the early history of Mars. *Nature*, vol. 479, pp. 53-60.

Elkins-Tanton, L. T. (2012). Magma Oceans in the Inner Solar System. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, vol. 40, pp. 113–39.

Elkins-Tanton.L.T., Hess, P. C., Parmentier, E. M. (2005). Possible formation of ancient crust on Mars through magma ocean processes. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 110 :12+.

El Yazidi, M. (2016). Introduction à l'étude géologique de la planète Mars. Faculté des sciences de Tunis. Université de Tunis El Manar. Memoire de mastere,p. 111.

-F-

Fassett, C.I., Head Iii, J.W. (2008). The timing of martian valley network activity: Constraints from buffered crater counting. *Icarus* 195, 61-89.

Fei , Y., Bertka, C. (2005). « The interior of Mars ». In : *Science* 308.5725 ,p. 1120-1121.

Fei , Y., Li, J., Bertka, C. M., Prewitt, C. T. (2000). « Structure type and bulk modulus of Fe₃S, a new iron-sulfur compound ». In : *American Mineralogist* 85.11-12 ,p 1830-1833.

Fernandez-Chicarro, A. (1983). Etude des structures compressives sur Mars. Thèse de 3^e cycle, Univ. Paris-Sud, Orsay.

Références bibliographiques

Filiberto, J., Treiman, A. H. (2009). Martian magmas contained abundant chlorine, but little water. *Geology*, vol. 37, pp. 1087–1090.

Foley, C. N., Wadhwa, M., Borg, L. E., Janney, P. E., Hines, R., Grove, T. L. (2005). The early differentiation history of Mars from 182W-142Nd isotope systematics in the SNC meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 69, pp. 4557–4571.

Forget, F., Costard, F., Lognonné, P. (2003). *La planète Mars, Histoire d'un autre monde*.

Forget, F., Costard, F., Lognonné, P. (2006). *La planète Mars : histoire d'un autre monde*. Bibliothèque Pour la science. Belin . ISBN 9782701142005.

Fraeman, A. A., Korenaga, J. (2010). The influence of mantle melting on the evolution of Mars. *Icarus*, vol. 210, pp. 43-57.

Frankel, C., 1993. *Les volcans du système solaire, Système*, Armand Colin Editeur, Coll. « Collection espace », 294p.

Frey, H.V., Roark, J.H., Shockey, K.M., Frey, E.L., Sakimoto, S.E.H. (2002). Ancient lowlands on Mars. *Geophysical Research Letters*, 29(10) :100000-1.

-G-

Goossens, S., Sabaka, T. J., Genova, A., Mazarico, E., Nicholas, J. B., Neumann, G. A. (2017). « Evidence for a low bulk crustal density for Mars from gravity and topography ». In : *Geophysical Research Letters* 44.15, p. 7686-7694. doi : <https://doi.org/10.1002/2017GL074172>. url : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2017GL074172>.

Green., Hibberson., Jaques. (1979). Petrogenesis of mid-ocean ridge basalts. In McElhinny, M. W., editor, *The Earth : Its Origin, Structure and Evolution*, pages 265–279. Academic Pr.

Gregor J Golabek, G.J., Keller, T., Géria, T.V., Zhu, G., Tackley, P.J., Connolly, J.A.D. (2011). « Origin of the Martian dichotomy and Tharsis from a giant impact causing massive magmatism ». In : *Icarus* 215.1 , p. 346-357.

-H-

Hartmann, W.K., Neukum, G. (2001). Cratering Chronology and the Evolution of Mars. *Space Science Reviews* 96, 165-194.

Hauck, S. A., Phillips, R. J. (2002). Thermal and crustal evolution of Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 107 :5052 - +.

Head, J.W., Greeley, R., Golombek, M.P., et al. (2001). Geological Processes and Evolution. *Space Science Review*, 96 :263292.

Head, J.W., Kreslavsky, M.A., Pratt, S. (2002). Northern lowlands of Mars: Evidence for widespread volcanic flooding and tectonic deformation in the Hesperian Period. *Journal of Geophysical Research: Planets* 107, 3-1-3-29.

Head, J.W., Marchant, D.R., Ghatan, G.J. (2004). Glacial deposits on the rim of a Hesperian Amazonian outflow channel source trough: Mangala Valles, Mars. *Geophysical research letters* 31, L10701.

Références bibliographiques

Head, J.W., Pratt, S. (2001). Extensive Hesperian-aged south polar ice sheet on Mars: Evidence for massive melting and retreat, and lateral flow and ponding of meltwater. *Journal of Geophysical Research: Planets* 106, 12275-12299.

Head, J.W., Wilson, L. (2007). Heat transfer in volcano-ice interactions on Mars: synthesis of environments and implications for processes and landforms. *Annals of Glaciology* 45, 1-13.

Hurowitz, J. A., McLennan, S. M., Tosca, N. J., Arvidson, R. E., Michalski, J. R., Ming, D. W., Schröder, C., Squyres, S. W. (2006). In-situ and experimental evidence for acidic weathering on Mars. *Journal of Geophysical Research*, vol. 111, E02S19.

-I-

Irwin, R.P., Craddock, R. A., Howard, A. D., Flemming, H. L. (2011). « Topographic influences on development of Martian valley networks ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 116.E2 .

-K-

Karato, S. I. (2008). *Deformation of Earth Materials*. Cambridge University Press, 463 p.

Karato S., Paterson M. S., and Fitz Gerald J. D. (1986). Rheology of synthetic olivine aggregates: Influence of grain size and water. *J. Geophys. Res.*, vol. 91, pp. 8151–8176.

Khan, A., Ceylan, S., Driel, M.V., et al. (2021). « Upper mantle structure of Mars from InSight seismic data ». In : *Science* 373.6553, p. 434-438. issn : 0036-8075. doi :10.1126/science.abf2966. eprint : <https://science.sciencemag.org/content/373/6553/434.full.pdf>.url: <https://science.sciencemag.org/content/373/6553/434>.

Khan, A., Liebske, C., Rozel, A., Rivoldini, A., Nimmo, F., Connolly, J. A. D., Plesa, A-C., Giardini, D. (2018). « A geophysical perspective on the bulk composition of Mars ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 123.2 , p. 575-611.

Kleine, T., Mezger, K., Munker, C., Palme, H., Bischoff, A. (2004). 182Hf-182W isotope systematics of chondrites, eucrites, and martian meteorites: chronology of core formation and early mantle differentiation in Vesta and Mars. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 68, pp. 2935–46.

Knapmeyer-Endrun, B., Panning, M. P., Bissig, F., et al. (2021). « Thickness and structure of the martian crust from InSight seismic data ». In : *Science* 373.6553, p. 438-443. issn : 0036-8075. doi : 10.1126/science.abf8966. eprint : <https://science.sciencemag.org/content/373/6553/438.full.pdf>. url : <https://science.sciencemag.org/content/373/6553/438>.

-J-

Jacob, A. (2022). Étude des sources sismiques détectées par la mission InSight dans la province d'Elysium Planitia, Mars. Université Paris Cité. École doctorale Sciences de la Terre et de l'environnement et physique de l'univers STEP'UP 560. Thèse de doctorat, p. 216.

Jakosky, B. M., Phillips, R. J. (2001). Mars' volatile and climate history. *Nature*, 412 : 237-244.

Références bibliographiques

-L-

- Lammer, H., Chassefière, E., Karatekin, O., Morschhauser, A., et al. (2013). Outgassing history and escape of the martian atmosphere and water inventory. *Space Science Reviews* 174, 113-154.
- Langlais, B., Lesur, V., Purucker, M.E., Connerney, J.E.P., Manda, M. (2010). Crustal Magnetic Fields of Terrestrial Planets. *Space Science Reviews*, 152 :223-249.
- Langlais, Purucker. M. E., Manda .M. (2004). Crustal magnetic field of Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 109 .
- Laskar, J., Correia, A. C. M., Gastineau, M., Joutel, F., Levrard, B., Robutel, P. (2004). Long term evolution and chaotic diffusion of the insolation quantities of Mars. *Icarus*, 170:343–364.
- Lasue, J., Mangold, N., Hauber, E., Clifford, S., et al. (2013). Quantitative assessments of the martian hydrosphere. *Space Science Reviews* 174, 155-212.
- Lebonnois, S., Quémerais, E., Montmessin, F., Lefèvre, F., Perrier, S., Bertaux, J.-L., Forget, F. (2006). Vertical distribution of ozone on Mars as measured by SPICAM/Mars Express using stellar occultations. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 111 :9.
- Lee, M. R., MacLaren, I., Andersson, S. M. L., Kovaks, A., Tomkinson T., Mark, D. F. Smith, C. L. (2015). Opal-A in the Nakhla meteorite: A tracer of ephemeral liquid water in the Amazonian crust of Mars. *Meteoritics & Planetary Science*, vol. 50, issue 8, pp. 1362–1377.
- Leverington, D.W. (2011). A volcanic origin for the outflow channels of Mars: Key evidence and major implications. *Geomorphology* 132, 51-75.
- Lillis, R.J., Manga, M., Mitchell, D.L., Lin, R.P., Acuna, M.H. (2006). Unusual magnetic signature of the Hadriaca Patera Volcano : Implications for early Mars. *Geophysical Research Letters*, 33 :3202-+.
- Lognonné, P., Banerdt, W. B., Pike, W. T., et al. (2020). Constraints on the shallow elastic and anelastic structure of Mars from InSight seismic data. *Nature Geoscience*, 13(3), 213–220. <https://www.nature.com/articles/s41561-020-0536-y>.
- Lunine, L. I., Chambers, J., Morbidelli, A., Leshin, L. A. (2004). Origin of martian water. *Icarus*, vol. 165, pp. 1–8.

-M-

- Madeleine, J-B., Forget, F., Head, J. W., Levrard, B., Montmessin, F., Millour, E. (2009). Amazonian northern mid-latitude glaciation on Mars : A proposed climate scenario. *Icarus*, 203:390–405.
- Martinez, G., Renno, N. (2013). Water and Brines on Mars: Current Evidence and Implications for MSL. *Space Science Reviews*, 1-23.
- Marty, B., Marty, K. (2002). Signatures of early differentiation of Mars. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 196, pp. 251–263.
- Masson, P., Thomas, P.G., Fleitout, L. (1982). Global volcanism and tectonism on Mercury : comparison with the Moon – *EPSL*, 58, p. 95-103.

Références bibliographiques

- Masson, P. (1984) . Géologie et morphologie de la planète Mars bull. As soc. Géogr. Franc., Paris. N° 504.
- Masson, P. (1985). Origine et évolution de la région Valles Marineris de Mars.N°8, p 83-92.
- Masson, P. (1987). La géologie de Mars. Bull. Soc. Géol. France,1987, (8), t. III, n° 1, p.31-42.
- McEwen, A.S., Ojha, L., Dundas, C.M., Mattson, S.S., et al. (2011) . Seasonal Flows on Warm Martian Slopes. Science 333, 740-743.
- McKay, C. P., Friedmann, E. I., Frankel, R. B., Bazylnski, D. A. (2004). Magnetotactic bacteria on Earth and on Mars. Astrobiology, vol. 3, issue 2, pp. 263-270.
- McSween, H.Y. (2002). The rocks of Mars, from far and near. Meteoritics & Planetary Science 37, 7- 25.
- McSween, H. Y. (2015). Petrology on Mars. American Mineralogist, vol. 100, pp. 2380– 2395.
- McSween, H. Y., Grove, T. L., Lentz, R. C. F., Dann, J. C., Holzheid, A. H., Riciputi, L. R., Ryan, J. G. (2001). Geochemical evidence for magmatic water within Mars from pyroxenes in the Shergotty meteorite. Nature, vol. 409, pp. 487–490.
- McSween, H. Y., Ruff, S. W., Morris, R. V., Bell, J. F., Herkenhoff, K., Gellert, R., Schmidt, M. (2006). Alkaline volcanic rocks from the Columbia Hills, Gusev crater, Mars. Journal of Geophysical Research, E: Planets, 111(9), E09S91.
- McSween, H. Y., Taylor, G. J., Wyatt, M. B. (2009). Elemental composition of the martian crust. Science, vol. 324, pp. 736–739.
- Médard, E., Grove, T. L. (2006). Early hydrous melting and degassing of the Martian interior. J. Geophys. Res., vol. 111, E11003.
- Mège, D., Cook, A.C., Garel, E., Lagabrielle, Y., Cormier, M. (2003). Volcanic rifting at Martian grabens, J. Geophys. Res., 108(E5), 5044, doi:10.1029/2002JE001852.
- Mellon, M., Feldman, W., Prettyman, T. (2004) . The presence and stability of ground ice in the southern hemisphere of Mars. Icarus, 169 :324–340 .
- Merrill, R.T., McElhinny, M. W. (1998). The magnetic field of the Earth : Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle.
- Mezger, K., Debaille, V., Kleine, T. (2013) . Core formation and mantle differentiation on Mars. Space Science Reviews 174, 27-48.
- Michel, N. (2011). Modélisation de l'évolution thermique de Mars: Conséquences sur le champ magnétique. L'Université Toulouse III - Paul Sabatier. Ecole doctorale Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E). Thèse de doctorat , p 235.
- Milkovich, S.M., Head, J.W., (2005). North polar cap of Mars: Polar layered deposit characterization and identification of a fundamental climate signal. Journal of Geophysical Research: Planets 110, E01005.
- Mittlefehldt, D. W. (1994). ALH84001, a cumulate orthopyroxenite member of the SNC meteorite group. Meteoritics, vol. 29, pp. 214–221.

Références bibliographiques

Montmessin, F., Korabev, O., Lefèvre, F., et al. (2017). SPICAM on Mars Express : A 10 year in-depth survey of the Martian atmosphere. , 297 :195–216.

Mouginot, J., Pommerol, A., Beck, P., Kofman, W., et al. (2012). Dielectric map of the Martian northern hemisphere and the nature of plain filling materials. *Geophysical research letters* 39, L02202.

Mouginot, J., Pommerol, A., Kofman, W., et al. (2010) .The 3-5 MHz global reflectivity map of Mars by MARSIS/Mars Express : Implications for the current inventory of subsurface H₂O. *Icarus*, 210(2) :612–625.

Mutch, T., Arvidson, R.E., Jones, K.L., Saunders, R.S. (1976). *The geology of Mars*. Princeton Univ.Press, chap. 3, p. 56-91.

-N-

Neukum, G., Werner, S. C., van Gasselt, S., et al. (2004). Martian Ages from HRSC Images. In J.-P. Paillé, editor, 35th COSPAR Scientific Assembly, volume 35, pages 3069–+.

Niles, P.B., Boynton, W.V., Hoffman, J.H., Ming, D.W., et al. (2010). Stable Isotope Measurements of Martian Atmospheric CO₂ at the Phoenix Landing Site. *Science* 329, 1334-1337.

Nimmo, F., Hart, S., Korycansky, D., Agnor, C. (2008) . Implications of an impact origin for the martian hemispheric dichotomy. *Nature* 453, 1220-1223.

Nyquist, L. E., Bogard, D. D., Shih, C. Y., Greshake, A., Stoffler, D., Eugster, O. (2001). Ages and geologic histories of Martian meteorites. *Chronology and Evolution of Mars*, vol. 96, pp. 105–164.

-O-

Orosei, R., Lauro, S. E., Pettinelli, E., et al. (2018). Radar evidence of subglacial liquid water on Mars. *Science*, 361(6401) :490–493.

Owen, T., Biemann, K., Rushneck, D. R., Biller, J. E., Howarth, D. W., and Lafleur, A. L. (1977). The composition of the atmosphere at the surface of Mars. , 82 :4635–4639.

-P-

Perron, J.T., Mitrovica, J.X., Manga, M., Matsuyama, I., et al. (2007). Evidence for an ancient Martian ocean in the topography of deformed shorelines. *Nature* 447, 840-843.

Phillips, R. J., Malin, M. C. (1983). The interior of Venus and tectonic implications. In: *Venus*. University of Arizona Press, pp. 159–214.

Plaut, J. J., Picardi, G., Safaenili, A., et al. (2007). Subsurface Radar Sounding of the South Polar Layered Deposits of Mars. *Science*, 316 :92–.

Poch, O. (2013). Recherche d'indices de vie ou d'habitabilité sur Mars : Simulation en laboratoire de processus d'évolution de molécules organiques à la surface de Mars. L'université Paris Diderot (Paris 7). Ecole doctorale des Sciences de l'Environnement d'Ile de France. Thèse de doctorat, p 395.

Références bibliographiques

Poirier, J.P. (1994). Light elements in the Earth's outer core: A critical review. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 85, 319–337.

Poulet, F., Bibring, J.-P., Mustard, J.F., Gendrin, A., et al. (2005). Phyllosilicates on Mars and implications for early martian climate. *Nature* 438, 623-627.

-R-

Read, P. L., Lewis, S. R. (2004). *The martian climate revisited : Atmosphere and environment of a desert planet*. Springer/Praxis Publishing.

Reese, C. C., Orth, C. P., Solomatov, V. S. (2010). Impact origin for the Martian crustal dichotomy : Half emptied or half lled ? *Journal of Geophysical Research (Planets)*.

Righter, K., Chabot, N. L. (2011). Moderately and slightly siderophile element constraints on the depth and extent of melting in early Mars. *Meteorit. Planet. Sci.*, vol. 46, pp. 157–176.

Righter, K., Hervig, R. L., Kring, D. A. (1998). Accretion and core formation on Mars: molybdenum contents of melt inclusion glasses in three SNC meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 62, pp. 2167–2177.

Ringwood, A. E. (1977). « Composition of the core and implications for origin of the Earth ». In : *Geochemical Journal* 11.3 (1977), p. 111-135.

Rubie, D. C., Frost, D. J., Mann, U., Asahara, Y., Nimmo, F., et al. (2011). Heterogeneous accretion, composition and core-mantle differentiation of the Earth. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 301, pp. 31–42.

Ruedas, T. (2006). Dynamics, crustal thicknesses, seismic anomalies, and electrical conductivities in dry and hydrous ridge-centered plumes. *Phys. Earth Planet. Inter.*, vol. 155, pp. 16–41.

Ruiz, J., McGovern, P. J., Jiménez-Díaz, A., López, V., Williams, J. P., Hahn, B. C., Tejero, R. (2011). The thermal evolution of Mars as constrained by paleo-heat flows. *Icarus*, vol. 215, pp. 508–517.

-S-

Santos, A. R., Agee, C. B., McCubbin, F. M., Shearer, C. K., Burger, P. V. (2013). Martian breccia NWA 7034: Basalt, mugearite, and trachyandesite clasts. 76th Meteoritical Society Meeting, Abstract #5284.

Segura, T.L., Toon, O.B., Colaprete, A., Zahnle, K. (2002). Environmental effects of large impacts on Mars. *Science* 298, 1977-1980.

Shih, C.Y., Nyquist, L. E., Wiesmann H. (1999). Samarium-neodymium and rubidium-strontium systematics of nakhlite Governador Valadares. *Meteoritics*, vol. 34, pp. 647– 655.

Sleep, N.H., Zahnle, K. (1998). Refugia from asteroid impacts on early Mars and the early Earth. *Journal of Geophysical Research: Planets* 103, 28529-28544.

Smith, D.E., Zuber, M.T., Frey, H.V., et al. (2001). Mars Orbiter Laser Altimeter: Experiment summary after the first year of global mapping of Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets* 106, 23689-23722.

Références bibliographiques

Smith, P.H., Tamppari, L.K., Arvidson, R.E., et al. (2009). H₂O at the Phoenix Landing Site. *Science* 325, 58-61.

Solomon, S.C., Aharonson, O., Aurnou, J.M., Banerdt, W.B., et al. (2005). New Perspectives on Ancient Mars. *Science* 307, 1214-1220.

Solomon, S.C., Head, J.W. (1982). Evolution of the Tharsis province of Mars : the importance of heterogeneous lithospheric thickness and volcanic construction. *JGR*, vol.87, No B12, p.9755-9774.

Spiga, A., Banfield, D., Teanby, N. A., et al. (2018). Atmospheric Science with InSight. *Space Science Reviews*, 214(7) :109. :18insight.

Spohn, T., Sohl, F., Breuer, D. (1998). Mars. *Astronomy and Astrophysics Reviews*, 8: 181-235.

Stähler, S.C., Khan, A., Banerdt, W.B., et al. (2021). « Seismic detection of the martian core ». In : *Science* 373.6553, p. 443-448. issn : 0036-8075. doi : 10.1126/science.abi7730. eprint : <https://science.sciencemag.org/content/373/6553/443.full.pdf>. url : <https://science.sciencemag.org/content/373/6553/443>.

Steenstra, E. S., Westrenen, W. V. (2018). « A synthesis of geochemical constraints on the inventory of light elements in the core of Mars ». In : *Icarus* 315, p. 69-78.

Stevenson, D.J. (2001). Mars' core and magnetism. *Nature*, 412 :214 – 219.

Sullivan, R., Banfield, D., Bell, J., Calvin, W., et al. (2005). Aeolian processes at the Mars Exploration Rover Meridiani Planum landing site. *Nature* 236, 58-61.

-T-

Tanaka, K. L., Golombek, M. P. (1989). Martian tension fracture and the formation of grabens and collapse features at Valles Marineris, *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, 19, 383–396.

Tanaka, K.L., Robbins, S.J., Fortezzo, C.M., Skinner, J.A., Lièvre, T.M. (2014). « The digital global geologic map of Mars : Chronostratigraphic ages, topographic and crater morphologic characteristics, and updated resurfacing history ». In : *Planetary and Space Science* 95.

Tanaka, K. L., Scott, D. H., Greeley, R. (1992). *Global stratigraphy*. pp. 345–382.

Thiriet, M., Michaut, C., Breuer, D., Plesa, A-C. (2018). « Hemispheric dichotomy in lithosphere thickness on Mars caused by differences in crustal structure and composition ». In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 123.4, p. 823-848.

Treiman A. H., Dyar, M. D., McCanta, M., Noble, S. K., Pieters, C. M. (2007). Martian dunite NWA 2737: Petrographic constraints on geological history, shock events, and olivine color. *Journal of Geophysical Research - Planets* 112:E04002.

-Y-

Yoder, C.F., Konopliv, A. S., Yuan, D. N., Standish, E. M., Folkner, W.M. (2003). Fluid Core Size of Mars from Detection of the Solar Tide. *Science*, 300 :299- 303.

-V-

Références bibliographiques

Vals, M. (2019). Modélisation numérique des cycles de l'eau et des poussières de la planète mars et de leurs couplages. L'université pierre et marie curie. École doctorale des Sciences de l'Environnement (ED129).Thèse de doctorat, p 217.

Vandaele, A. C. (2011). L'eau sur mars. Institut d' Aeronomie Spatiale de Belgique. Vol 127. N° 179-185.

Vandaele, A.C. (2015). Du méthane sur Mars ?. Institut d'Aéronomie Spatiale de Belgique.Vol 131. N° 15-21.

-W-

Wanke, H., Dreibus, G. (1994). Chemistry and accretion history of Mars. Royal Society of London Philosophical Transactions, ser. A, vol. 349, pp. 285–293.

Watters, T. R., Campbell, B., Carter, L., Leuschen, C. J., Plaut, J. J., Picardi, G., Stofan, E. R. (2007). Radar sounding of the Medusae Fossae Formation Mars: Equatorial ice or dry, low-density deposits?. *Science*,318(5853), 1125-1128.

Weiss, B.P., Vali, H., Baudenbacher,F.J., Kirschvink, J.L., Stewart, S.T., Shuster, D.L. (2002). Records of an ancient Martian magnetic field in ALH84001. *Earth and Planetary Science Letters*, 201 :449-463.

Wilson J. H., Mustard J. F. (2013). Exposures of olivine-rich rocks in the vicinity of Ares Vallis: implications for Noachian and Hesperian volcanism. *J. Geophys. Res.*, vol. 118, pp. 916–929.

Wyatt, M. B., McSween, Jr. H.Y. (2002). Spectral evidence for weathered basalt as an alternative to andesite in the northern lowlands of Mars. *Nature*, vol. 417, pp. 263–266.

-Z-

Zuber, M.T., Solomon,S. C., Phillips, R. J., et al. (2000). Internal Structure and Early Thermal Evolution of Mars from Mars Global Surveyor Topography and Gravity. *Science*, 287 :1788 - 1793.