



Michel Detay

Traité de

volcanologie physique

L*avoisier*
TEC & DOC

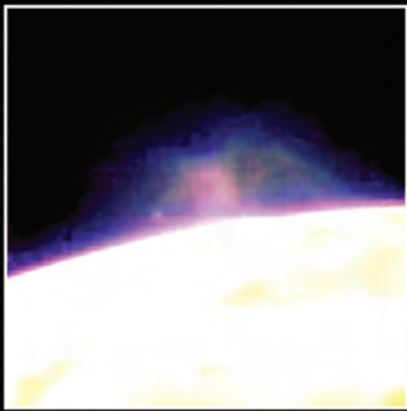
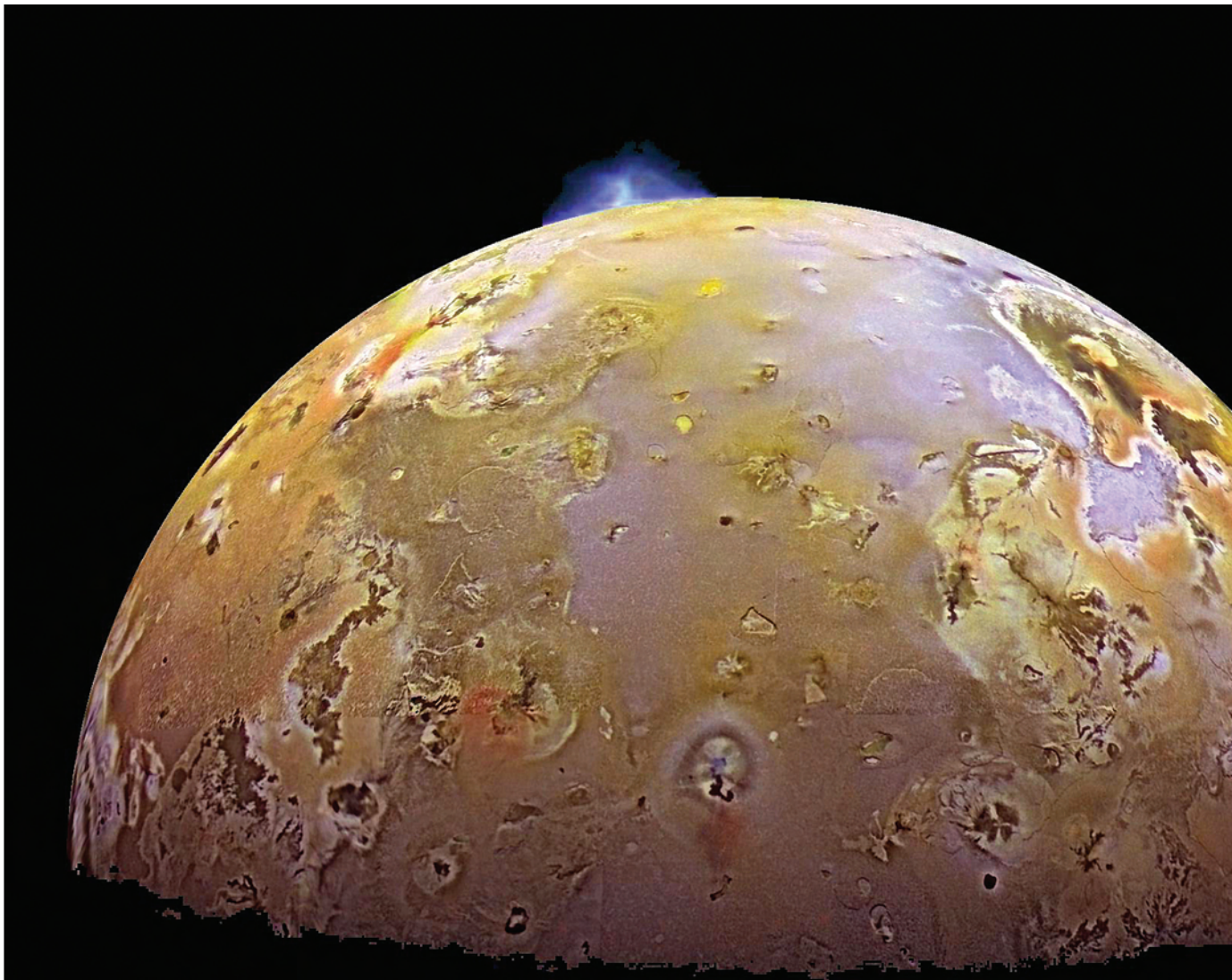


IMAGE DE IO, MONTRANT DEUX PANACHES : 140 km de hauteur au-dessus de Prometheus (en haut) et la seconde dans la caldeira de Pillan Patera (au centre). Image mosaïque recomposée à partir d'une image prise par Galileo le 17 novembre 1997 et d'images mosaïques provenant de plusieurs survols. © NASA/JPL/University of Arizona.



LES VOLCANS EXTRATERRESTRES

*« Ce qui est admirable, ce n'est pas
que le champ des étoiles soit si vaste,
c'est que l'Homme l'ait mesuré. »*

Anatole France, *Le jardin d'Épicure*, 1894.

Depuis la fin du xx^e siècle, l'exploration du Système solaire nous a révélé que la Terre n'était pas la seule planète possédant une activité volcanique. L'objet volcan est ainsi passé d'un cadre local terrestre, à un phénomène général dans le Système solaire. La volcanologie a largement profité de ce changement d'échelle. Ce phénomène est incomparablement plus riche qu'on ne le soupçonnait il y a seulement quelques années. La volcanologie physique peut ainsi élargir son champ d'action.

L'activité volcanique et sa répartition témoignent de l'évolution thermique des planètes (dynamique interne). L'évolution thermique d'une planète, et par conséquent le volcanisme, dépendent notamment de sa capacité calorifique totale et est fonction de la taille du corps. Par exemple, vers 3 Ga, les températures internes de la Lune ou de Mercure sont descendues sous une température critique ne permettant plus la formation de liquide par fusion de l'intérieur du corps. En revanche, les températures internes de la Terre ou de Vénus sont encore très supérieures à cette température critique.

Comme nous l'avons vu, la plupart des roches volcaniques terrestres trouvent leur origine dans le manteau, plus rarement dans la fusion de la croûte. La majorité des magmas terrestres est formée par décompression adiabatique des roches, alors que leur température décroît. Ce mécanisme est aussi probablement dominant sur d'autres planètes, comme Vénus ou Mars. La fusion peut aussi se produire par changement de composition. L'eau, même en très faible quantité, abaisse drastiquement la température du solidus et joue un rôle majeur notamment dans la production magmatique des zones de subduction terrestres. La fusion par élévation de température est le mécanisme le moins important, quantitativement, en géologie terrestre, mais il peut être conséquent pour d'autres objets volcaniques du Système solaire comme Io, satellite de Jupiter, qui est sujet à un volcanisme gravitationnel.

Vénus connaît un intense volcanisme avec plus d'un million de volcans, Mars héberge l'Olympus Mons, haut de 22,5 kilomètres, plus haut sommet du Système solaire, la Lune est couverte par d'immenses champs de basalte qui forment les mers lunaires. Des édifices volcaniques ont été identifiés sur des

satellites de Jupiter et de Neptune, notamment Io et Triton (cryovolcanisme), et les « geysers » d'Encelade, satellite de Saturne.

1. LA LUNE

La Lune est l'unique satellite naturel de la Terre et le cinquième plus grand satellite du Système solaire avec un diamètre de 3 474 km. La distance moyenne séparant la Terre de la Lune est de 385 000 km, c'est-à-dire environ trente fois le diamètre terrestre.

À l'exception de Mercure et Vénus, toutes les planètes du Système solaire possèdent des satellites naturels qualifiés de lunes. Jupiter et Saturne, de leur côté, en possèdent respectivement 63 et 60 de tailles et de formes très variées. Dans les années 1970, on connaissait 32 lunes dans le Système solaire, on en distingue aujourd'hui plus de 140.

La Lune est composée de parties sombres (mers) entourées de terrains plus clairs (terres ou continents). Les terres criblées de cratères d'impact sont constituées d'anorthosites et de roches appelées KREEP parce



Figure 12.1. Plateau volcanique d'Arctarque (40 km de diamètre), où l'on reconnaît de nombreuses formes volcaniques (volcans, coulées de lave, tunnels de lave, dépôts pyroclastiques...). © NASA (image by Lunar Reconnaissance Orbiter) – JMARS.

que riches en potassium (K), en terres rares (REE) et en phosphore (P). Les mers lunaires sont constituées d'épanchements basaltiques. Par rapport aux basaltes terrestres, ils sont plus riches en fer et avaient une viscosité plus faible. La majorité des éruptions basaltiques ont eu lieu entre 3,8 et 3,5 Ga. Il semble cependant que certaines coulées pourraient être beaucoup plus récentes (1 Ga). Concomitamment à la mise en place des basaltes, des éruptions siliciques ont éjecté des matériaux pyroclastiques à des centaines de kilomètres de distance du cratère d'origine, compliquant ainsi la stratigraphie lunaire au-delà des phénomènes d'impactisme qui n'ont cessé de la complexifier.

Dans les deux cas, il s'agit de roches différenciées qui ont environ 4,4 Ga. Les mers, constituées de basaltes plus jeunes (moins d'impacts météoritiques) sont datées de 4 à 3,2 Ga. Chimiquement, la Lune est appauvrie en éléments volatils et est extrêmement réduite. C'est un astre mort dont les dernières éruptions volcaniques sont vieilles de 3,2 Ga.

1.1 Formation de la Lune

L'origine de la Lune est restée longtemps un sujet de débat. Plusieurs hypothèses étaient classiquement évoquées : la capture d'un astéroïde ; la fission d'une partie de la terre par l'énergie centrifuge voire encore la co-accrétion de la matière originelle du Système solaire. Aujourd'hui, la communauté scientifique s'accorde à penser que l'origine de la Lune est la conséquence d'un impact structurant sur la proto-Terre par un planétoïde de la taille de Mars (6 500 km de diamètre) appelé Théia. Cet événement a éjecté un grand nombre de débris de l'impacteur ainsi qu'une portion du manteau terrestre dans l'espace.

Des simulations informatiques laissent entendre que seulement une dizaine de pour cent de la masse originelle de l'impacteur aurait produit un anneau de débris en orbite. 90 % de la masse de la Lune proviendrait donc du manteau terrestre. Ces débris se seraient accrétés en quelques dizaines d'années (voire une centaine d'années au plus) pour donner naissance à la Lune. Initialement, la distance Terre-Lune était plus faible. La Lune s'est progressivement éloignée pour se situer aujourd'hui à 385 000 km en moyenne.

Lors des six missions Apollo (1969-1972), 382 kg de matériaux lunaires ont été rapportés et leur analyse a permis de confirmer le caractère cogénétique des deux planètes.

1.2 Une géochronologie lunaire basée sur l'étude des cratères d'impact

L'étude des cratères lunaires met en évidence que les impacts météoritiques furent intenses pendant les premiers 500 Ma de création de la Lune. La chronologie comparée de la cratérisation lunaire, couplée à la datation des roches ramenées des six visites par les missions Apollo, permettent de se faire une première idée de l'histoire géologique de la Lune. Cette étude a notamment mis en évidence une phase de « grand bombardement tardif » (*Late Heavy Bombardment* – LHB). Le LHB, tel que théorisé et modélisé, semble affecter de manière globale toutes les planètes du Système solaire. Sa durée estimée est de 50 à 150 Ma, centrées sur 3,9 Ga. Le taux de bombardement est estimé à 20 000 fois celui actuellement observé sur Terre, ce qui correspond par exemple à un impact d'un objet de plus de 1 km tous les 20 ans (sachant qu'un tel impact provoquerait aujourd'hui sur Terre une extinction massive).

■ Des tunnels de lave sur la Lune et Mars

Avant de pouvoir se rendre physiquement sur la Lune, ou à l'aide d'engins spatiaux sur Mars, l'observation par télescope était le seul moyen d'appréhender la géologie extraterrestre. L'observation de tunnels de lave effondrés sur la Lune a permis assez tôt de comprendre que ces objets géologiques étaient formés de nombreux champs de lave. Les conditions de gravité de la Lune ont permis la mise en place de tunnels de tailles plus importantes que sur Terre (Fig. 12.1). Ils font, en général, plusieurs centaines de mètres de large et plusieurs centaines de mètres de profondeur et des dizaines de kilomètres de longueur. Pendant les premières phases de l'exploration spatiale, ces cavités ont été considérées comme sites potentiels d'installation de bases humaines pour les astronautes... ramenés ainsi à l'âge des cavernes.

2. MARS

Mars est façonné par des processus géologiques internes (volcanisme, tectonique) et externes (impactisme). Bien que le volcanisme martien semble aujourd'hui éteint ou sub-éteint, de nombreux édifices volcaniques sont visibles sur la planète. La planète Mars abrite le plus grand volcan du Système solaire : *Olympus Mons* qui culmine à 22,5 km d'altitude. Sa base mesure 600 km.

Certaines structures martiennes font penser à nos grandes provinces magmatiques (CFB) notamment le dôme de Tharsis où se situent trois gros édifices alignés : *Arsia*, *Pavonis* et *Ascraeus Mons*. Ils sont du même type que *Olympus Mons* et leurs caldeiras sont relativement jeunes. Il semble que cette zone soit caractérisée par une longue activité volcanique qui laisse penser à l'existence d'un point chaud lié à la remontée d'un panache mantellique ou à une activité extensive voire la combinaison des deux comme l'Islande.

2.1. Volcanisme

Les premiers volcans se seraient formés vers 3,9 Ga. Ce volcanisme a produit de grands épanchements de lave très fluide de type basaltique qui ont recouvert les terrains de l'hémisphère nord. Le dégazage aurait donné naissance à une atmosphère chaude, humide et bien plus dense que l'actuelle atmosphère martienne.

Des pluies torrentielles ainsi que des crues ont modifié le relief martien, de quoi recouvrir toute la planète d'un GEL (*Global Equivalent Layer*) d'environ 120 m d'épaisseur d'eau. Cependant, Mars est une planète trop petite pour conserver ces composés volatils. L'énergie fournie par les différentes désintégrations radioactives (Uranium, Potassium, Thorium) ont rayonné dans l'espace de manière beaucoup trop efficace. L'eau de l'atmosphère s'est condensée provoquant des précipitations. Le refroidissement s'est encore accentué suite à l'appauvrissement en CO₂ et le cycle continua. Simultanément, l'atmosphère s'est progressivement dissipée dans l'espace, l'eau a disparu de la surface et de la glace s'est formée dans

le sous-sol et aux pôles ; la température moyenne de Mars étant de -60 °C.

La température martienne n'autoriserait l'existence d'eau liquide que dans de rares endroits quelques heures par jour pendant l'été lors de forts ensoleillements. Aujourd'hui, la faible pression atmosphérique permettrait à l'eau de bouillir à une température entre 1 °C et 2 °C, ce qui explique que la surface de Mars est à la fois très sèche et très froide.

Dans l'histoire de Mars, l'arrivée d'une grande quantité de chaleur lors des impacts météoritiques a dû faire fondre la majorité de la glace enfouie dans le sous-sol (pergélisol). L'eau liquide a ensuite emprunté des fissures et des failles pour venir s'épancher en surface et s'ajouter à celle collectée par les chenaux. *In fine*, le volume d'eau a peut être été suffisant pour donner naissance à un véritable océan. La chaleur a dû également libérer d'importantes quantités de gaz initialement piégés dans la croûte martienne et le dégazage a dû sensiblement augmenter la densité de l'atmosphère et créer un effet de serre.

C'est la fonte brutale de cette glace, peut-être sous l'effet d'une activité volcanique, qui a provoqué des inondations catastrophiques à la surface de Mars. Les signes les plus anciens du volcanisme sont les plaines ridées de lave qui datent de 3,8 Ga. Le bassin d'Hellas a ensuite été comblé par la lave et *Hesperia Planum* et *Tyrrhena Patera* se sont formés.

L'activité volcanique de Mars est localisée dans deux provinces magmatiques : dans les régions de *Tharsis* et *d'Elysium Planitia* qui hébergent de nombreux volcans-boucliers géants. Les quatre plus grands volcans étant *Olympus Mons* (Fig. 12.2), *Ascraeus Mons*, *Pavonis Mons* et *Arsia Mons*, tous situés dans province magmatique de Tarsis. Ces volcans ont typiquement une taille de l'ordre de 20 km de hauteur et 600 km de diamètre. Dans l'histoire volcanique de Mars, les volcans-boucliers de la région de Tharsis sont apparus vers 3 Ga, ainsi que les formations d'*Isidis Planitia*. Les volcans *d'Elysium Planitia* se sont formés, il y a environ 2,5 Ga (ainsi qu'*Alba Patera*). Le soulèvement du dôme de Tharsis (ou la déformation de la lithosphère suite à l'accumulation des formations volcaniques) a entraîné une nouvelle fracturation de la croûte et l'ouverture du grand canyon de *Valles Marineris* (qui sera ensuite soumise à l'érosion). Le

soulèvement de la région de Tharsis est attribué à une anomalie chimique, dynamique ou thermique de la croûte, ou à la présence d'un point chaud. Le dôme de Tharsis a eu un rôle très important dans la tectonique martienne. Les volcans géants comme *Olympus Mons* se sont finalement formés.

L'activité volcanique de ces objets est mal connue, mais il est vraisemblable que le volcanisme étant localisé en deux provinces bien identifiées soit la manifestation de deux panaches mantelliques. En effet, des simulations informatiques de la convection mantellique terrestre mettent en évidence l'existence de 20 à 30 points chauds, ce qui est bien le cas sur Terre. Pour Mars, ces mêmes simulations mettent en évidence l'existence possible de 2 à 3 points chauds. Cela laisse entendre que les deux provinces magmatiques martiennes, Tharsis et Elysium, pourraient bien être la manifestation de panaches mantelliques pérenne depuis quelques milliards d'années. Selon certains auteurs, l'activité volcanique se serait éteinte il y a 800 Ma, même si on pense que les volcans Arsia et Olympus auraient pu être encore actifs il y a 200 Ma. Des recherches récentes ont mis en évidence une activité volcanique sur les flancs du volcan *Hecates Tholus* il y a 350 Ma. Enfin, des activités volcaniques et hydrauliques, entre 2 Ma et 10 Ma, ont été mises en évidence récemment dans la région de *Cerberus Fossae*.

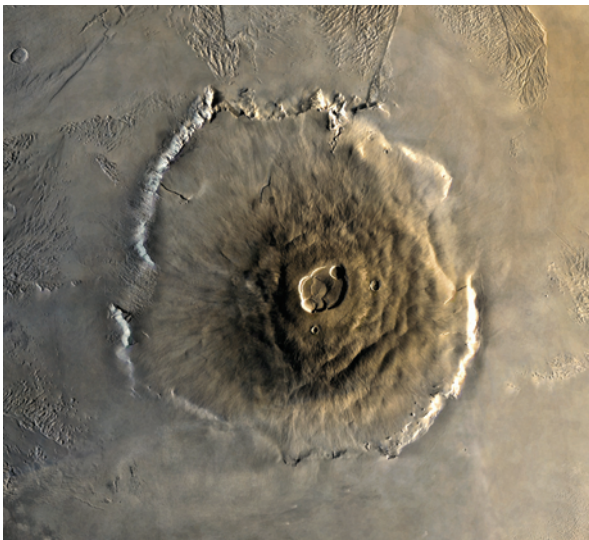


Figure 12.2. Image composite de Olympus Mons. © NASA.

2.2 Géomorphologie volcanique et dynamisme éruptif martien

Les caldeiras martiennes ont typiquement des tailles de 20 à 40 km de diamètre et une profondeur de 2 000 m alors que les caldeiras basaltiques terrestres ont rarement plus de 3 km de diamètre et 200 m de profondeur. Ces objets apparaissent être d'au moins un ordre de grandeur plus grand sur Mars que sur Terre. De même, les coulées de lave sur Mars font entre 30 et 300 km de long, ce qui est significativement plus long que les coulées classiques hawaïennes actuelles qui font entre 5 et 20 km de longueur.

Ces différences morphologiques peuvent être facilement comprises en comparant les conditions environnementales martiennes notamment la gravité et la pression atmosphérique. C'est la raison pour laquelle il n'y a que peu de dépôts pyroclastiques sur Mars bien que cela puisse s'expliquer par leur dispersion qui est significativement plus importante sur Mars que sur Terre.

Au sommet d'un édifice volcanique martien de 20 km de hauteur, la pression atmosphérique est seulement 13 % de sa valeur au pied du volcan qui est elle-même 200 fois moins que sur Terre. Il y a donc un facteur 1 500 entre les conditions de mise à l'atmosphère des produits pyroclastiques martiens par rapport aux terrestres. Par ailleurs, la fragmentation sera également plus poussée sur Mars, produira des produits pyroclastiques de taille plus petite, et la vitesse de libération sera plus forte (environ deux fois plus). Enfin, la gravité étant plus faible, les pyroclastes seront répartis sur des surfaces nettement plus importantes.

Des simulations informatiques des panaches pliniens sur Mars donnent des hauteurs cinq fois plus importantes sur Mars que sur Terre. Comme les vents martiens sont deux fois plus violents que les vents terrestres, cela impose une dispersion nettement plus importante que sur Terre. Cependant des satellites ont identifié une zone à l'ouest de Tharsis qui pourrait bien être un réceptacle de dizaines de mètres de produits pyroclastiques accumulés par les vents martiens.

Les conditions d'alimentation des édifices martiens posent cependant problème. En effet, compte

tenu de la taille des caldeiras, le volume des chambres magmatiques apparaît être de l'ordre de 300 fois la taille des chambres magmatiques terrestres. L'analyse de la surface des épanchements permet d'en estimer le volume et l'analyse des cratères d'impact d'en déduire la durée. Il est donc possible d'en déduire le flux de masse.

Pour Tharsis, par exemple, le volume est de l'ordre de 10^6 km^3 qui se serait épanché en 2 Ga, ce qui donne un flux de masse de $0,015 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ce qui est très faible (400 fois moins) par comparaison avec le flux de masse d'une éruption à Hawaï. Le magma ne pourrait donc pas séjourner pendant des périodes aussi importantes dans la chambre magmatique sans prendre en masse. L'éruption ne pouvait pas être continue et devait nécessairement être épisodique. Il est probable que les épisodes volcaniques ont été de l'ordre d'un million d'années suivis de périodes de dormance de 100 Ma.

2.3. Tectonomagmatisme

Des ensembles associant magmatisme et tectonique, complexes (tectonomagmatiques) de grandes tailles, ont été mis en évidence sur la Terre et Mars. La dynamique de ces objets est largement influencée par la dynamique mantellaire et la circulation convective dans le manteau et la zone de transition (panache, super-panache). Deux complexes ont été étudiés : sur Terre : le plateau Mongol, et le dôme de Tharsis sur Mars. Des interactions magma-glace, caractéristiques des volcans sous-glaciaires du plateau Mongol, ont également été identifiées sur Mars. Cette activité magmatique entraîne la création de barrages sous-glaciaires responsables, lors de leur rupture, d'inondations cataclysmiques comme celles mises en évidence dans le gigantesque système de canyons de *Valles Marineris*. Le dôme de Tharsis a récemment été interprété comme étant un super-panache mantellique. Des formations glaciaires et la formation de permafrost ont pu être mélangées à des laves lors d'éruptions martiennes produisant ainsi des écoulements sur Mars du type jökulhlaup.

3. MERCURE

Compte tenu de sa distance par rapport à la Terre, Mercure n'est pas aussi bien connu. La sonde spatiale Mariner 10 l'a survolé en 1974, mais la résolution des images était assez faible (avec une définition de l'ordre de 4 000 m par pixel). Une sonde américaine, Messenger, a été lancée en août 2004 et s'est insérée en orbite mercurienne le 17 mars 2011, pour cartographier et étudier la planète. Les missions à destination de Mercure sont donc rares, et cette planète est, par voie de conséquence, la moins bien connue du Système solaire interne. Une nouvelle mission « *BepiColombo* » devrait permettre de combler partiellement ces lacunes. Cette mission d'exploration de l'Agence spatiale européenne (ESA) vers la planète Mercure doit être lancée en 2017. Les sondes devraient être en orbite en 2022-2023 pour réaliser l'exploration de Mercure.

Dans l'état actuel de nos connaissances, Mercure est la planète la plus proche du Soleil. Elle est près de trois fois plus petite et presque vingt fois moins massive que la Terre. Sa densité est due à l'importance de son noyau métallique, qui occupe plus de 40 % de son volume, contre seulement 17 % pour la Terre. Il est vraisemblable que, comme pour la Terre, Mercure ait été percuté par un gros objet, probablement une proto-planète, dans sa prime jeunesse.

La surface de Mercure est façonnée, comme toutes les planètes du Système solaire, par de nombreux cratères d'impact (Fig. 12.3). Certains impacts ont déclenché des coulées de lave comme pour le bassin de Caloris, (1 550 km de diamètre) qui est cerné par des anneaux concentriques atteignant 3 000 mètres d'altitude. Le fond du cratère est constitué de coulées de lave vraisemblablement induites par l'impact. Des éjecta sont visibles jusqu'à 800 km du centre du bassin. Des dépôts pyroclastiques ont été identifiés dans la partie sud du bassin de Caloris. Ils sont les témoins d'un volcanisme explosif sur Mercure. Il n'y aurait pas de tectonique des plaques sur Mercure qui ne disposerait que d'une seule plaque. Le volcanisme serait ainsi principalement sous le contrôle des impacts et d'événements extensifs provoquant une fracturation de la plaque.

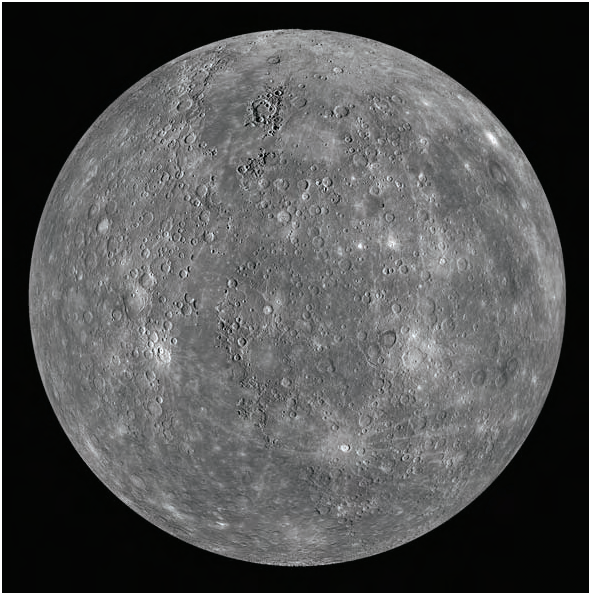


Figure 12.3. Mercure. Image Messenger © NASA/Johns Hopkins University Applied Physics Laboratory/Carnegie Institution of Washington.

Certains cratères de Mercure présentent des irrégularités (*pit-floor crater*) qui laissent entendre qu'ils se sont formés suite à un effondrement de leur chambre magmatique comme une caldeira terrestre. Il semble que les plaines aient été recouvertes par des laves très fluides ressemblant à des basaltes voire aux komatiites terrestres.

4. VÉNUS, MUSÉE DE LA MORPHOLOGIE VOLCANIQUE

La surface de Vénus montre très peu de cratères d'impact (900 environ). La température de surface de Vénus est élevée, environ 700 K et la pression atmosphérique est 92 fois celle de la Terre. Son atmosphère est composée de gaz carbonique et d'épais nuages d'acide sulfurique précipitent en fines pluies permanentes ce qui rend son observation difficile. Cependant plusieurs missions spatiales ont permis de rapporter des images radar avec une résolution suffisante (~ 100 m) pour permettre de jeter les bases de la volcanologie vénusienne.

Comme tous les corps du Système solaire ont subi une phase de bombardement intense, la faible

densité de cratères d'impact laisse entendre que la surface de Vénus est jeune de quelques centaines de millions d'années tout au plus. Vénus est entièrement recouverte de roches volcaniques récentes, qui ont fait disparaître la mémoire fossilisée des traces d'impacts météoritiques anciens. 20 000 dômes de géomorphologie volcanique de taille ≤ 15 km ont été identifiés. Certains de ces édifices se regroupent en archipels. Environ 500 forment des structures de l'ordre de 150 km de diamètre ; 270 objets volcaniques qualifiés d'intermédiaires ont une taille de 25 km de diamètre. Enfin, il y a également ~ 150 volcans-boucliers de taille avoisinant 400 km de diamètre et 2 000 à 4 000 m de hauteur. Plus de 80 de ces volcans possèdent une caldeira de l'ordre de 60 km de diamètre. Elles sont significativement plus grosses que les caldeiras terrestres ou martiennes alors que la gravité est du même ordre que sur Terre. Les coulées de lave les plus longues atteignent 6 000 km d'expansion.

Les édifices volcaniques semblent endormis, mais il n'est pas certain que le volcanisme de Vénus soit éteint. En effet, Vénus ayant une taille et une masse comparables à celles de la Terre il est probable que la production d'énergie interne soit également voisine de celle de la Terre. Cependant, on n'a pas identifié de tectonique globale sur Vénus. Vénus a un volcanisme proche de celui des points chauds. Il est possible que des panaches continuent d'exister et qu'ils soient toujours potentiellement actifs.

Neuf points chauds avaient été détectés en 2006 avec Venus Express. La morphologie volcanique de Vénus est très caractéristique avec des édifices volcaniques étonnants, mélangeant de grandes fractures (dykes géants), de nombreux stratovolcans, en couronne, des volcans en forme de crêpe (*farrum*), de couronnes (*coronae*) et d'arachnoïdes, d'anémones, etc. Ces objets ont des tailles impressionnantes pouvant atteindre 2 500 km de diamètre et des coulées de lave de 700 km de long. La vallée de Baltis avec ces 6 400 km de long représente le plus long écoulement de lave connu.

Il est possible que le nombre d'édifices volcaniques soit beaucoup plus important. Il est également possible que de nombreuses laves soient des carbonatites comme celles de Ol Doinyo Lengai en

Tanzanie. Ces laves ont la propriété d'être liquides à 490 °C et pourraient rester à l'état liquide pendant de très longues périodes sur Vénus compte tenu de la température de surface de la planète.

Plus de 1 600 volcans et complexes volcaniques, de diamètre plus grand que 20 km, couvrent la surface de Vénus, et il y a près d'un million de volcans de plus d'un kilomètre de diamètre. Certaines structures identifiées sur Vénus et sur Miranda (lune d'Uranus), les *coronae* (Fig. 12.4), sont interprétées comme pouvant être des têtes de panache dont une partie participerait à un phénomène de subduction particulier. Ces objets font entre 100 et 2 500 km de diamètre et pourraient s'effondrer sur eux-mêmes dans un processus de subduction passive participant ainsi au surfacage caractéristique de cette planète. Cette manifestation atypique du volcanisme serait semblable au comportement de certains lacs de lave où une partie solidifiée centrale finit par s'enfoncer dans le lac comme à Kilauea (Hawaï) en 1965. Une forme de subduction est comparable à la sagduction qui s'est opérée sur la jeune Terre il y a 2,5 Ga. La sagduction est essentiellement gravitaire. Elle se produit lorsqu'une structure géologique impose un gradient inverse de densité qui conduit à l'enfoncement des roches les plus denses dans les moins denses.

Des structures exovolcaniques particulières (farrum, farra au pluriel) provenant de volcans-boucliers, souvent associées à des *coronae*, sont visibles sur Vénus. Il s'agit de formations dites « en crêpe » ou « en galette » – (*pancake domes*), provenant d'épanchement volcanique de lave très visqueuse, riche en silice, qui s'étend de manière circulaire sur une ou deux dizaines de kilomètres de rayon avant de se solidifier (Fig. 12.4).

LA SAGDUCTION À L'ORIGINE DES TTG ARCHÉENNES

La sagduction représente un modèle alternatif à celui de la subduction archéenne pour former les TTG. Les épanchements de komatiites (densité 3,3) sur des proto-continent de nature TTG (densité 2,7) sont susceptibles d'avoir occasionné des instabilités gravitationnelles à l'origine de phénomènes de sagduction.

Elle peut être concomitante de remontée de panaches mantelliques qui favoriseraient le phénomène. De tels objets ont été identifiés dans le craton australien où des formations rondes (diapirs ?) de TTG sont présentes au sein de roches vertes komatiitiques (craton de Pilbara, nord-ouest de l'Australie, par exemple) (voir Fig. 3.30).

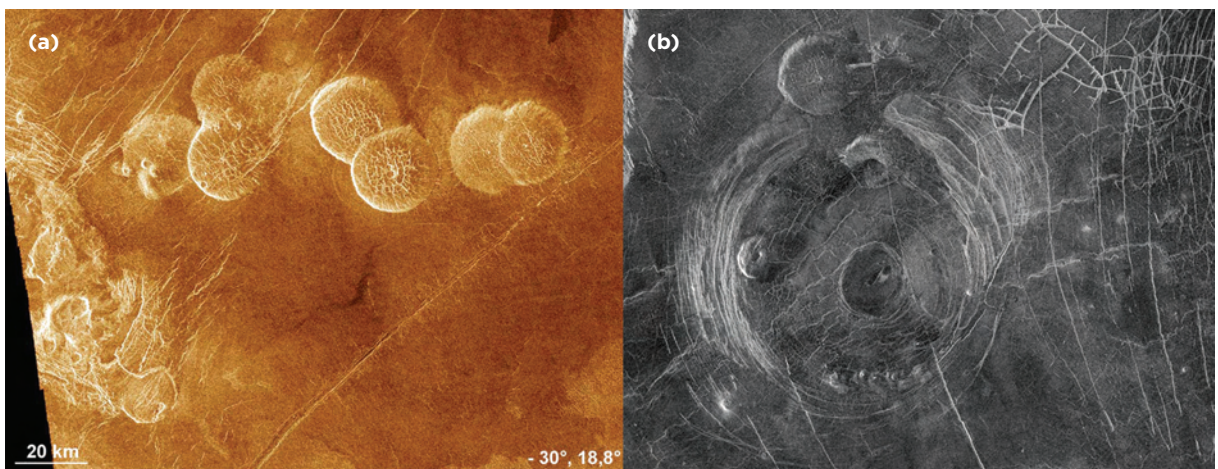


Figure 12.4. (a) Farra (Domicl Hills) vus par Magellan (chaque farrum mesure environ 25 km de diamètre et environ 750 m de hauteur). (b) Image radar de la région de Fotla (Aine Corona) avec quelques farra (zone d'environ 300 km de large). Magellan © NASA.



Les volcans sont terre de paradoxes. Manifestation quasiment négligeable de l'activité terrestre d'un point de vue thermodynamique, ils n'en représentent pas moins un des **phénomènes naturels les plus fascinants**, pouvant être tour à tour majestueux, silencieux, instables, meurtriers, pourvoyeurs de terrains fertiles ou perturbateurs du climat mondial. De tels objets naturels ne peuvent être cernés que par une **approche scientifique multidisciplinaire** qui combine physique, chimie et géologie de terrain.

Traité de volcanologie physique propose une synthèse actualisée, recadrant l'objet géologique « volcan » dans son contexte géodynamique, mais aussi dans les problématiques contemporaines en fournissant des éléments de quantification techniques, financiers (ou économiques) et sociétaux. Sont tour à tour abordées des **problématiques volcanologiques essentielles** telles que la plomberie magmatique, l'impact du volcanisme sur le climat, l'hydrovolcanologie, les phénomènes para-volcaniques, la notion de risque volcanique ainsi que le volcanisme paroxysmal, responsable des extinctions de masse à l'origine de nombreuses ères géologiques, et le volcanisme extraterrestre.

C'est un corpus de connaissances complet, richement illustré, que propose Michel Detay aux étudiants en STU et SVT ainsi qu'aux candidats au CAPES et à l'Agrégation de SVT. Il apporte également un éclairage scientifique et technique aux enseignants de SVT et plus généralement à tout public intéressé par un aspect particulier du volcanisme, ou par le sujet dans sa globalité.

Michel Detay présente la double compétence d'être à la fois un universitaire (géologue, docteur d'État) et un industriel (au sein du secteur privé - tant en France qu'à l'international), ce qui lui permet une mise en perspective novatrice et pratique de la volcanologie physique.