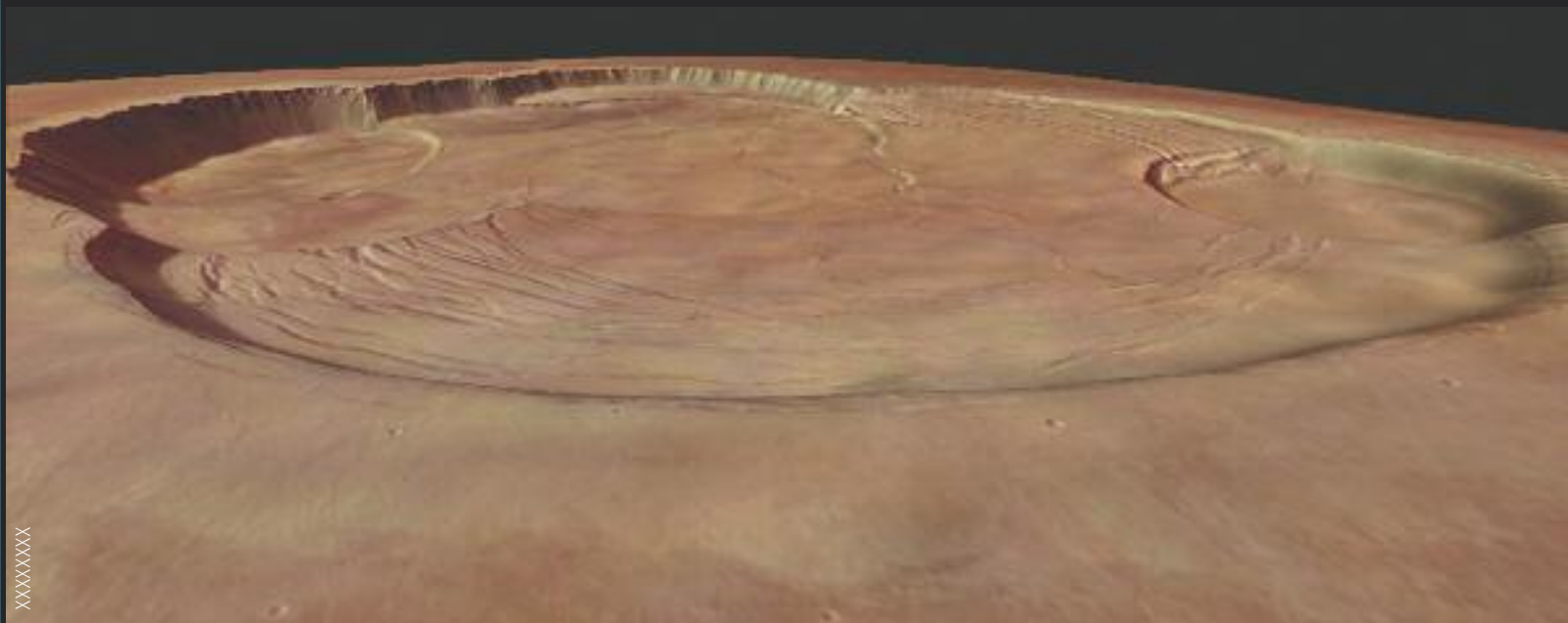




VOLCANS À TRAVERS LE SYSTÈME SOLAIRE

Le refroidissement de l'intérieur de la Terre se manifeste en surface de façon spectaculaire par le volcanisme qui s'y produit. Édouard Kaminski, dans le numéro de *Astronomie* de mars 2016, en a bien exposé les mécanismes. Les autres planètes et satellites du Système solaire se refroidissent aussi, et, pour la plupart, sont ou ont été le siège d'une activité volcanique. Les recherches menées par les planétologues depuis quelques décennies, fondées notamment sur les observations réalisées par les sondes spatiales automatiques et, dans le cas de la Lune, par les missions *Apollo*, ont permis de mieux comprendre ces activités [1]. Nous nous contenterons ici de passer en revue certaines caractéristiques parmi les plus marquantes, en commençant par quelques remarques générales.



L'ESSENTIEL

Cet article, qui fait suite au zoom de mars 2016 « Volcans sur Terre », est « une brève excursion volcanologique à travers le Système solaire », comme l'écrit l'auteur. Mais ce tour d'horizon n'est ni bref ni facile. Après la Lune, dont le volcanisme a pu être sondé en détail, surtout grâce aux retours d'échantillons des missions *Apollo*, le Système solaire est passé en revue. L'absence de tectonique des plaques sur les planètes telluriques explique les différences avec ce qui se passe sur Terre. En poursuivant la route, il faut franchir la ceinture d'astéroïdes et s'approcher de Jupiter. On retrouve du volcanisme actif sur Io, alimenté par d'importants effets de marée. Encore plus loin, on découvre le cryovolcanisme des satellites des planètes géantes et des planètes naines de la ceinture de Kuiper, phénomène se caractérisant par l'émission d'eau et d'espèces volatiles sous forme de geysers.

Cette excursion montre la grande diversité des phénomènes rencontrés selon la composition et les propriétés physiques des planètes et des satellites visités.

CE QUE NOUS DIT LA TAILLE D'UNE PLANÈTE

Le volcanisme est présent sur les planètes ou satellites possédant un manteau solide ou partiellement solide. Les processus fondamentaux contrôlant la production et le transfert de chaleur, la création de magma et son ascension vers la surface, ou encore les éruptions volcaniques qui en découlent sont, a priori, identiques d'une planète à l'autre, car ils découlent des mêmes principes physiques et chimiques. On peut également dégager un principe général lié à la taille des corps célestes : plus une planète ou un satellite est gros, plus son activité volcanique est durable. Bien sûr, un gros objet accumule plus de chaleur et d'éléments radiogéniques lors de sa formation. Mais la raison de sa longévité volcanique est ailleurs. Prenons un objet, planète ou satellite, de rayon R . La production de chaleur est proportionnelle au volume de ce corps, donc au cube de son rayon, R^3 . La perte de chaleur vers l'espace s'effectue à sa surface, et la puissance dégagée est proportionnelle à cette surface, donc au carré du rayon, R^2 . Le temps caractéristique de refroidissement de cet objet est, lui, défini à partir du rapport entre l'énergie produite en volume et la puissance dissipée en surface ; il est donc proportionnel au rayon. Ainsi, plus un corps est gros, plus son refroidissement est long et son activité volcanique durable.

Au-delà de ce principe général, les particularités de chaque objet liées, notamment, à sa composition, à ses paramètres orbitaux ou encore à son histoire propre influencent son activité volcanique. Par exemple, la Terre semble avoir l'exclusivité de la tectonique des plaques, au moins dans le Système solaire, ce qui est sans doute lié à son histoire et à sa composition (teneur en eau et en éléments radiogé-

niques), et qui induit en retour des conséquences importantes sur le volcanisme qui s'y produit [2]. *A contrario*, l'absence de tectonique des plaques, par exemple sur Vénus et sur Mars, joue un rôle important pour expliquer les différences entre les structures volcaniques observées sur ces planètes et sur la Terre.

D'autres paramètres entrent bien entendu en ligne de compte, à commencer par la composition des magmas. Celle-ci évolue au cours du temps, les magmas primitifs étant riches en fer et en magnésium (mafiques), tandis que les magmas plus évolués sont riches en silicates et en éléments volatils (felsique) [2]. La composition des coulées de lave à la surface d'un objet reflète ainsi l'évolution de son activité volcanique et la longévité de cette activité, les corps les moins actifs n'ayant pu, a priori, produire de magmas évolués. L'accélération de la gravité joue un rôle à différents niveaux, notamment sur la progression du magma à travers le sommet du manteau et de la croûte, en contrôlant la flottabilité de ce magma. Par ailleurs, avec les conditions de température et de pression en surface, elle influence le type d'éruption et l'épanchement des laves. Une pression faible favorise l'exsolution des gaz dissous dans le magma, et donc les éruptions explosives. Toutes choses égales par ailleurs, une faible gravité et une faible température favorisent, quant à elles, le développement de colonnes pliniennes (voir lexique).

Nous verrons aussi que si un mécanisme permet de produire de grandes quantités de chaleur de façon régulière, le volcanisme peut se maintenir durablement sur des petits objets, mettant ainsi en défaut le principe général énoncé plus haut [3]. Enfin, le volcanisme ne se limite pas aux planètes rocheuses. Les satellites de glace des planètes géantes, ainsi que Pluton, qui

est elle aussi partiellement composée de glaces, connaissent ou ont connu une activité volcanique, ou plus exactement cryovolcanique, liée à leur refroidissement ou à la présence d'une autre source de chaleur.

Pour le plus grand plaisir des planétologues, les planètes et les satellites du Système solaire présentent une grande variété de situations, illustrant les différents aspects que nous venons de discuter. La table en encadré permet de comparer quelques propriétés des planètes et des satellites que nous allons visiter en nous éloignant petit à petit du Soleil. En prélude à ce voyage, notre première étape nous amène sur la Lune.

DES « MERS », DES RILLES ET DES KREEP

Le volcanisme lunaire est, après celui de la Terre, le volcanisme le mieux connu. Cette situation est en grande partie redevable aux missions *Apollo*, qui ont permis l'exploration *in situ* de quelques sites clés, et le retour sur Terre d'un grand nombre d'échantillons de roches lunaires. À partir de la fin des années 1990, plusieurs missions automatiques (*Clementine*, *Lunar Prospector* et *Lunar Reconnaissance Orbiter*) ont affiné nos connaissances de la géologie et de la géophysique lunaires.

La Lune ne possède pas de grands édifices volcaniques comme on en connaît sur la Terre, Mars et Vénus. Jusqu'au XIX^e siècle, de nombreux astronomes pensaient que les cratères lunaires étaient d'origine volcanique. C'est le cas de Camille Flammarion qui, dans *Astronomie populaire*, compare un champ de cratères lunaires dans la région de Copernic au Vésuve et aux champs phlégréens dans la baie de Naples. Un examen détaillé de la morphologie de ces structures montre qu'il s'agit en fait de cratères d'impact. En

Quelques propriétés physiques

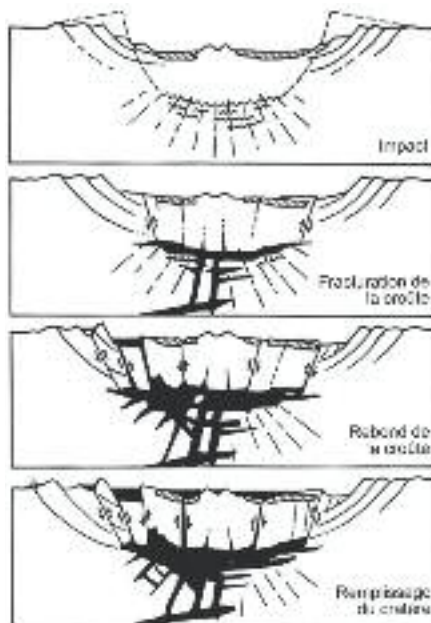
Les propriétés des planètes et des satellites du Système solaire, notamment leur taille, leur composition et les conditions de température et de surface qui règnent à leur surface donnent de précieux indices pour comprendre l'activité volcanique qui les a affectés, et pour comparer ces activités entre elles. La table ci-dessous donne quelques propriétés importantes des objets présentés dans cet article. Certaines de ces propriétés (par exemple, la température de surface) varient notablement dans l'espace et dans le temps. La masse volumique moyenne est la valeur observée, c'est-à-dire la masse de l'objet divisée par son vo-

lume. Pour les corps les plus massifs, cette quantité ne reflète pas directement la composition interne car, pour un matériau donné, la masse volumique augmente avec la pression, donc avec la profondeur. Les planétologues corrigent l'effet de la pression à l'aide d'équations d'état appropriées, qui permettent de ramener la masse volumique à sa valeur à pression ambiante. Par exemple, les masses volumiques « décompressées » de la Terre et de Mars sont proches l'une de l'autre, respectivement 4 100 kg/m³ et 3 700 kg/m³, alors que la différence entre leurs masses volumiques observées est bien plus forte.

Objet	Rayon (km)	Masse (10 ²⁴ kg)	Masse vol. (kg/m ³)	Gravité (m/s ²)	Temp. surface (°C)	Pression de surface (atm)	Composition
Terre	6 371	5,97	5 515	9,81	15	1,0	Roches, métaux
Lune	1 737	0,073	3 346	1,62	-77	-	Roches, métaux
Mercure	2 440	0,33	5 427	3,70	170	10 ⁻⁹	Roches, métaux
Vénus	6 052	4,87	5 204	8,87	460	93,0	Roches, métaux
Mars	3 396	0,639	3 934	3,71	-60	0,006	Roches, métaux
Io	1 822	0,089	3 528	1,79	-140	-	Roches, métaux
Europe	1 561	0,048	3 013	1,32	-170	10 ⁻¹²	Roches, métaux, glaces
Titan	2 576	0,135	1 880	1,35	-180	1,47	Roches, glaces
Encelade	252	10 ⁻⁴	1 610	0,11	-200	-	Roches, glaces
Pluton	1 185	0,013	1 885	0,63	-230	10 ⁻⁵	Roches, glaces

revanche, une autre caractéristique de la surface lunaire témoigne d'une intense activité volcanique passée à la surface de notre satellite : ce sont les « mers » lunaires, ainsi (mal) nommées par Galilée [4]. On sait, aujourd'hui, que les « mers » lunaires sont de grandes coulées basaltiques alimentées par des magmas provenant du manteau et ayant rempli le fond des bassins d'impact (figure 1). Elles couvrent environ 16 % de la surface totale de la Lune et sont très majoritairement situées sur sa face visible. Les échantillons rapportés par les missions *Apollo* ont montré que ces laves sont riches en fer, autour de 20 % en masse (en comparaison, les basaltes océaniques, sur Terre, en contiennent 8 à 10%), impliquant des températures de fusion relativement élevées, 1 200 °C ou plus. Ce détail est important, car il implique à son tour que les laves lunaires étaient très peu visqueuses, et qu'ainsi elles se sont épanchées et empilées en strates successives sans donner naissance à de grands édifices volcaniques.

L'épaisseur des mers lunaires varie géographiquement. Sur le site d'*Apollo 12*,



1. Mécanisme de formation des mers lunaires par remontée de magma vers la surface et remplissage de bassins d'impact.

D'après Schultz (1976). ©Klewer Academic Publishers

situé dans l'océan des Tempêtes, elle a pu être mesurée grâce à des enregistrements sismiques, ces derniers indiquant une épaisseur d'environ 200 m. En l'absence de données sismiques, une méthode souvent utilisée par les planétologues est d'estimer la hauteur théorique entre le fond et la crête des cratères d'impact, laquelle dépend de leur taille, et de comparer ces estimations aux élévations observées, la différence donnant l'épaisseur cumulée des basaltes ayant rempli ces cratères. Là encore, les estimations varient beaucoup, mais elles sont en général de l'ordre de un à quelques kilomètres. Cela correspond en fait à l'empilement de plusieurs coulées de 10 à 20 m d'épaisseur. Les mers lunaires apparaissent ainsi comme l'équivalent des grandes provinces magmatiques sur Terre, dont les exemples les plus marquants sont les trapps de Sibérie, les trapps du Deccan, en Inde, et le plateau de la Columbia River, dans le nord-ouest des États-Unis [2].

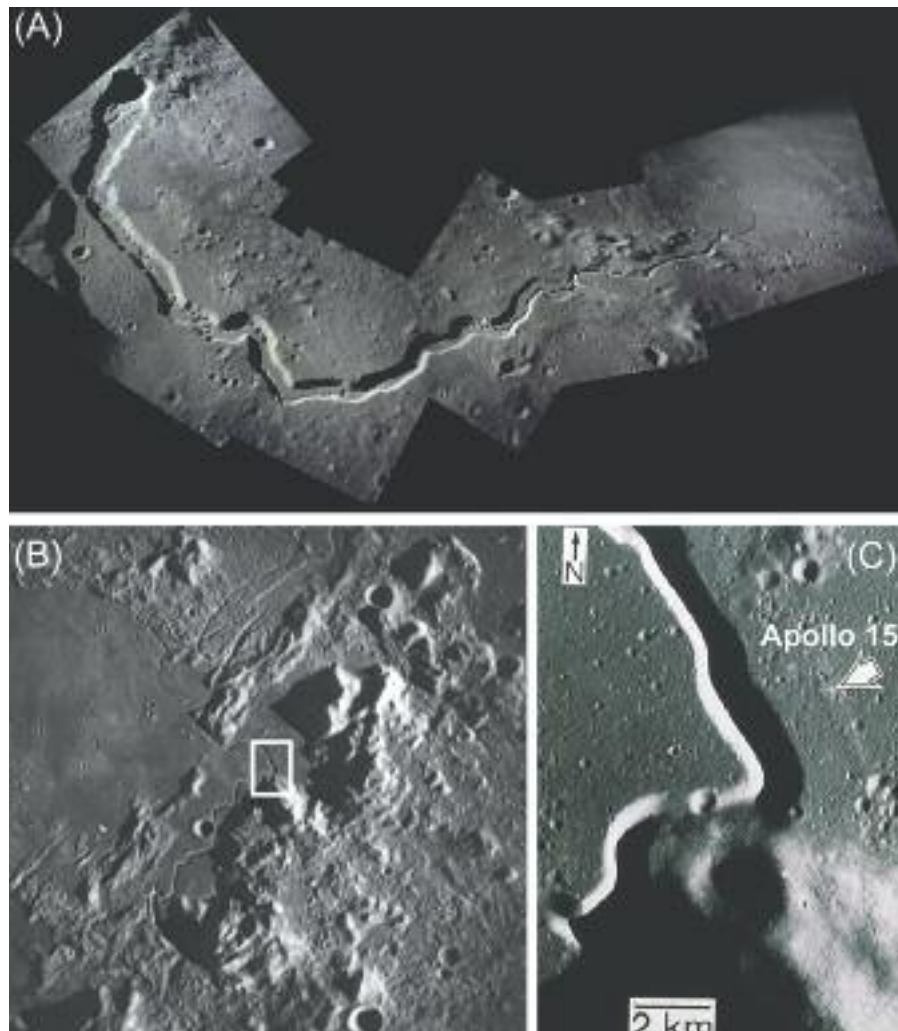
Un autre indice du passé volcanique de la Lune est la présence de longues crevasses sinueuses serpentant le long des mers lunaires, et prenant naissance au voi-

Lexique

sinage de fractures circulaires ou de fissures. Ces crevasses, également appelées rilles, s'étendent sur des longueurs pouvant atteindre quelques centaines de kilomètres, pour des largeurs de l'ordre de 1 à 4 km, et des profondeurs allant jusqu'à quelques centaines de mètres. À titre d'exemple, Vallis Schröteri, découverte en 1787 par l'astronome allemand Johann Schröter, s'étend sur plus de 170 km, et atteint par endroits 4,3 km de largeur et 500 m de profondeur (fig. 2A). On compte aujourd'hui près de 200 rilles, dont Hadley Rille, qui fut l'un des objectifs d'*Apollo 15* (fig. 2B-C). Des images haute résolution des sondes *Selene* et *Lunar Reconnaissance Orbiter* (LRO) ont récemment permis de dresser un catalogue des rilles et d'en préciser les caractéristiques [5]. L'hypothèse privilégiée par les géo-

logues est que les rilles sinueuses résultent de coulées ou de tunnels de lave émise au pied de volcans aujourd'hui éteints, hypothèse confirmée par les échantillons collectés sur les flancs d'Hadley Rille, dont l'analyse a montré qu'il s'agissait de basaltes riches en pyroxènes. Canaux et tubes de lave sont aussi observés sur Terre, mais avec des dimensions bien plus modestes. Les dimensions des rilles lunaires suggèrent donc des taux d'éruption très élevés, en accord avec l'idée que les mers lunaires sont l'équivalent des grandes provinces magmatiques terrestres.

Les missions *Apollo* ont aussi mis en évidence d'autres traces de volcanisme : des basaltes riches en aluminium, récoltés à la périphérie des grands bassins d'impact, et des petites billes de verres volcaniques qui, sur Terre, sont associées à des fontaines de



2. (A) Vallis Schröteri, sur la Lune, s'étend sur environ 170 km de long sur le plateau d'Aristarque. (B) et (C) Le site d'atterrissage de la mission *Apollo 15*, au sud-est de la mer des Pluies (Mare Imbrium), au voisinage de Hadley Rille et des Apennins. (NASA)

- **Les cendres pyroclastiques**, ou plus simplement pyroclastes, sont des fragments de roches volcaniques (laves, scories, ponces, etc.) expulsées lors de l'éruption d'un volcan. Mélangées avec des gaz volcaniques portés à haute température, elles forment les coulées pyroclastiques qui s'écoulent à grande vitesse et au voisinage du sol sur les flancs des volcans.

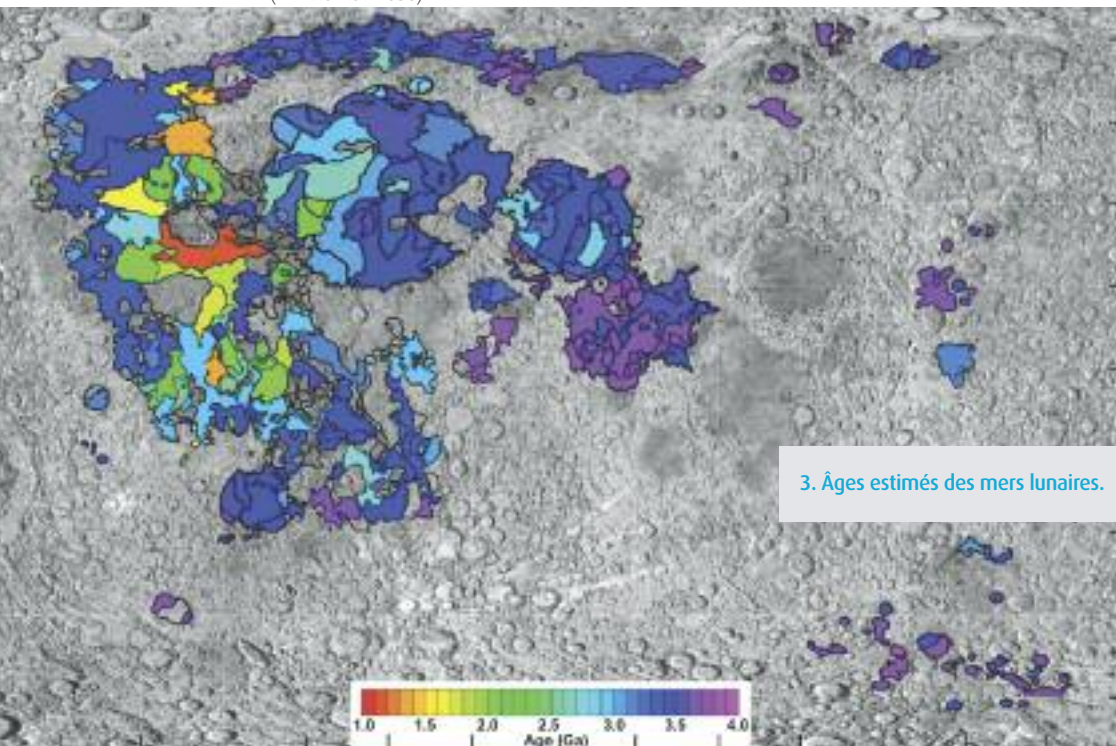
- **Une colonne plinienne** est un mélange de gaz et de fragments de roches volcaniques qui, à l'inverse d'une coulée pyroclastique, absorbe suffisamment d'air pour devenir plus léger que l'atmosphère environnante. Ce mélange est alors propulsé par poussée d'Archimède et forme une colonne (ou panache) atmosphérique qui peut s'élever jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres et atteindre la stratosphère. Le développement et l'ampleur d'une colonne plinienne dépendent de nombreux facteurs, notamment de la densité de l'air environnant, de la quantité d'air absorbé et de la vitesse initiale des gaz et des roches volcaniques éjectés.

- **La flottabilité** d'un magma est la poussée verticale exercée sur ce magma par le milieu environnant, et qui lui permet de remonter en surface. Elle est d'autant plus grande que la différence de densité entre le magma et le milieu environnant est élevée.

- **Les komatiites** sont des roches volcaniques très riches en oxyde de magnésium (MgO), jusqu'à 35 % en poids, et dont la température de fusion est élevée, de l'ordre de 1 600 °C. Leur formation nécessite ainsi un manteau chaud. Les komatiites terrestres sont très âgées, et se sont principalement formées il y a plus de 2,5 milliards d'années (Archéen). Cela suggère qu'à cette époque la température du manteau était supérieure à sa valeur actuelle d'environ 500 °C.

- **Panaches mantéliques et atmosphériques.** Dans les manteaux planétaires, un panache désigne une remontée de roches plus chaudes (et donc moins denses) que les roches environnantes. Schématiquement, un panache est composé d'une bulle plus ou moins sphérique (la tête du panache) alimentée par un fin conduit. Lorsqu'il arrive près de la surface, un panache exerce une poussée sur la croûte. Sous l'effet de cette poussée, la croûte se soulève, formant ainsi un bombement régional. Le dôme de Tharsis, sur Mars, en est un exemple spectaculaire. Les volcanologues utilisent également le terme de panache pour désigner les colonnes de gaz et de roches volcaniques s'élevant dans l'atmosphère, telles les colonnes pliniennes. Dans ce cas, on parle de panache atmosphérique.

(Whitten et Head)



3. Âges estimés des mers lunaires.



lave. La Lune a ainsi probablement connu un volcanisme explosif. Enfin, les KREEP constituent un type particulier de basaltes lunaires. Ces terrains sont enrichis en potassium (K), en terres rares (REE, pour *Rare Earth Elements*), et en phosphore (P), d'où leur dénomination. Ils sont également riches en éléments radiogéniques à longue période, uranium et thorium, ce qui a permis au spectromètre gamma de la sonde *Lunar Prospector* de les cartographier précisément. Des échantillons de KREEP ont été récoltés dans les terres lunaires sur les sites de Fra Mauro (*Apollo 14*), Descartes (*Apollo 16*), et au pied des Appennins (*Apollo 15*). Les cartes fournies par *Lunar Prospector* indiquent, quant à elles, que les KREEP se concentrent sous l'océan des Tempêtes (Procellarum) et la mer des Pluies (Imbrium). Moins denses que les terrains de la face cachée, les KREEP résultent sans doute de la phase finale de la cristallisation d'un océan magmatique à partir duquel la croûte lunaire s'est formée.

Le retour sur Terre d'échantillons de roches lunaires a permis, à l'aide de chronomètres géochimiques, de dater précisément les différents basaltes lunaires, et ainsi de retracer une histoire du volcanisme sur notre satellite. Les géologues s'attendaient à ce que ce volcanisme soit très ancien, car la Lune, de petite taille, a dû se refroidir rapidement. Les datations

ont confirmé cette hypothèse, mais elles ont aussi révélé différentes phases bien distinctes dans le temps. La croûte lunaire primitive se serait mise en place entre 4,55 et 4,35 milliards d'années (Ga), suivie par les KREEP, dont les différents échantillons ramenés par les missions *Apollo* sont datés entre 4,2 et 3,85 Ga. La formation des grands bassins d'impact qui, selon les datations basées sur les analyses d'échantillons et sur les comptages de cratères, s'est étalée de 3,92 Ga (Humorum et Nectaris) à 3,8 Ga (Orientale), a aussi été accompagnée d'un volcanisme précoce, dont on retrouve les traces à la périphérie de ces grands bassins. Elle aurait notamment favorisé la remontée vers la surface des KREEP, comme les basaltes situés pieds des Apennins (Mare Imbrium), qui sont datés de 3,85 Ga. Les échantillons récoltés dans les mers lunaires sont plus récents et, ce qui est plus surprenant, ils se répartissent sur une durée assez longue (figure 3). Plusieurs phases de remplissage se seraient ainsi succédé, dont une phase relativement ancienne, vers 4,0 Ga, caractérisée par des basaltes riches en oxyde de titane (TiO₂), dont on ne retrouve que quelques traces excavées par des impacts ultérieurs. La phase principale, qui a donné à la Lune l'aspect que nous lui connaissons aujourd'hui, aurait duré au moins 500 mil-

lions d'années, de 3,5 à 3,0 Ga. Enfin, la datation d'autres terrains, basée sur leur densité en cratères d'impact, suggère que cette activité pourrait avoir été maintenue jusque vers 2,7 Ga, et même 1,2 Ga.

Cependant, le volcanisme lunaire s'est peut-être maintenu de façon très ponctuelle jusqu'à une époque encore plus récente. Les images en haute résolution prises par la sonde LRO (*Lunar Reconnaissance Orbiter*), lancée par la Nasa en 2009 pour étudier la Lune depuis son orbite, ont en effet mis en évidence des formations géologiques irrégulières de petites dimensions (de l'ordre de 5 km au maximum), composées de zones lisses, qui pourraient correspondre à des coulées de lave, et à des dépôts irréguliers comportant de nombreux blocs rocheux, qui résulteraient, eux, de l'effondrement de cheminées volcaniques (voir *l'Astronomie* 79, janv. 2015, p. 12). Ces terrains sont datés d'environ 100 millions d'années (Ma), autant dire avant-hier à l'échelle des temps géologiques, et sont situés en bordure ou à l'intérieur des KREEP de Procellarum. D'où l'hypothèse qu'ils résultent de la longue décroissance de l'activité volcanique liée à ces terrains, quelques poches de fusion partielle ayant été maintenues localement.

SURVOL DE MERCURE

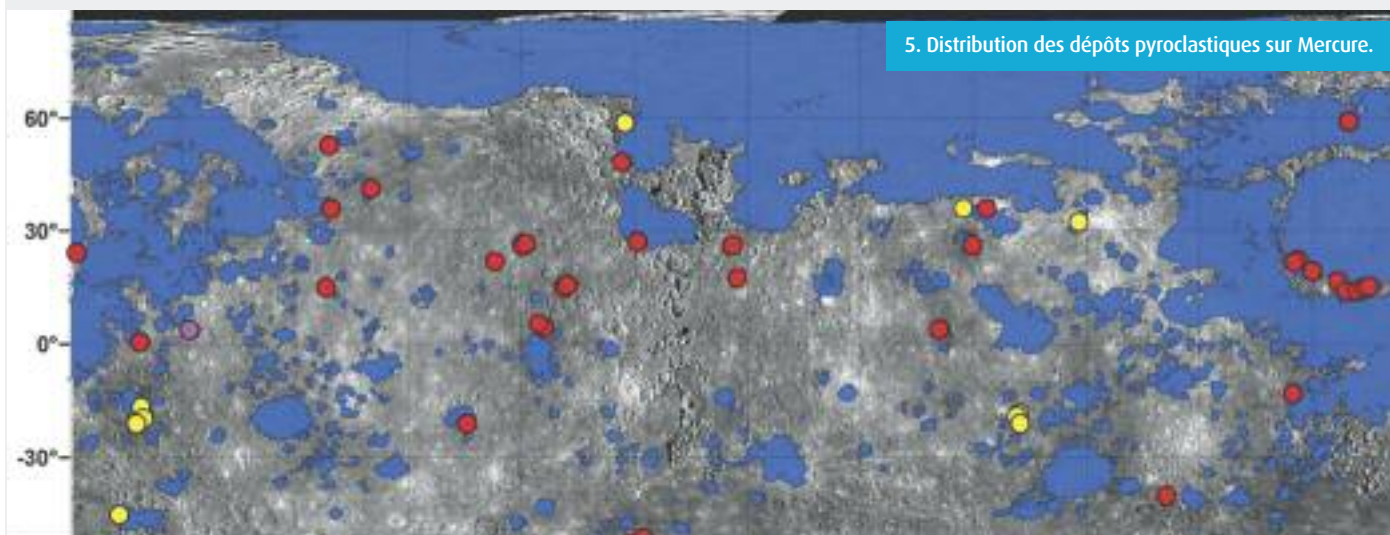
La surface de Mercure partage au premier abord beaucoup de similitudes avec celle de la Lune. C'est une planète très cratérisée, qui comporte aussi de grandes plaines lisses ressemblant aux mers lunaires. Ces plaines occupent des dépressions de tailles très variées, notamment des cratères d'impact, dont certains ont été totalement remplis. La taille de ces derniers, qui permet d'estimer leur profondeur, indique que l'épaisseur des plaines lisses est d'au moins 1 km. On retrouve des plaines lisses



4. Deux cheminées volcaniques situées à l'intérieur du cratère Kipling, sur Mercure. L'image de droite est une combinaison de trois clichés pris à trois longueurs d'onde différentes : rouge (996,8 nm), vert (749 nm) et bleu (430 nm). La teinte rougeâtre des terrains entourant les cheminées est caractéristique des dépôts pyroclastiques de Mercure.

autour de Caloris, un immense bassin d'impact qui, avec ses 1 550 km de diamètre, est l'un des plus grands du Système solaire. Caloris est rempli de terrains dont l'origine est incertaine. Il pourrait s'agir de volcanisme consécutif à l'impact lui-même, ou de magma que l'impact aurait produit. Comme les mers lunaires, les plaines lisses de Mercure sont sans doute dues à un volcanisme très actif semblable à celui des grandes provinces magmatiques terrestres, hypothèse que semble confirmer l'analyse de la composition de surface par spectrométrie en rayons X réalisée par la sonde *Messenger*. Cette analyse montre en effet que la composition minéralogique des plaines lisses est intermédiaire entre celle des basaltes et celles des komatiites (voir lexique).

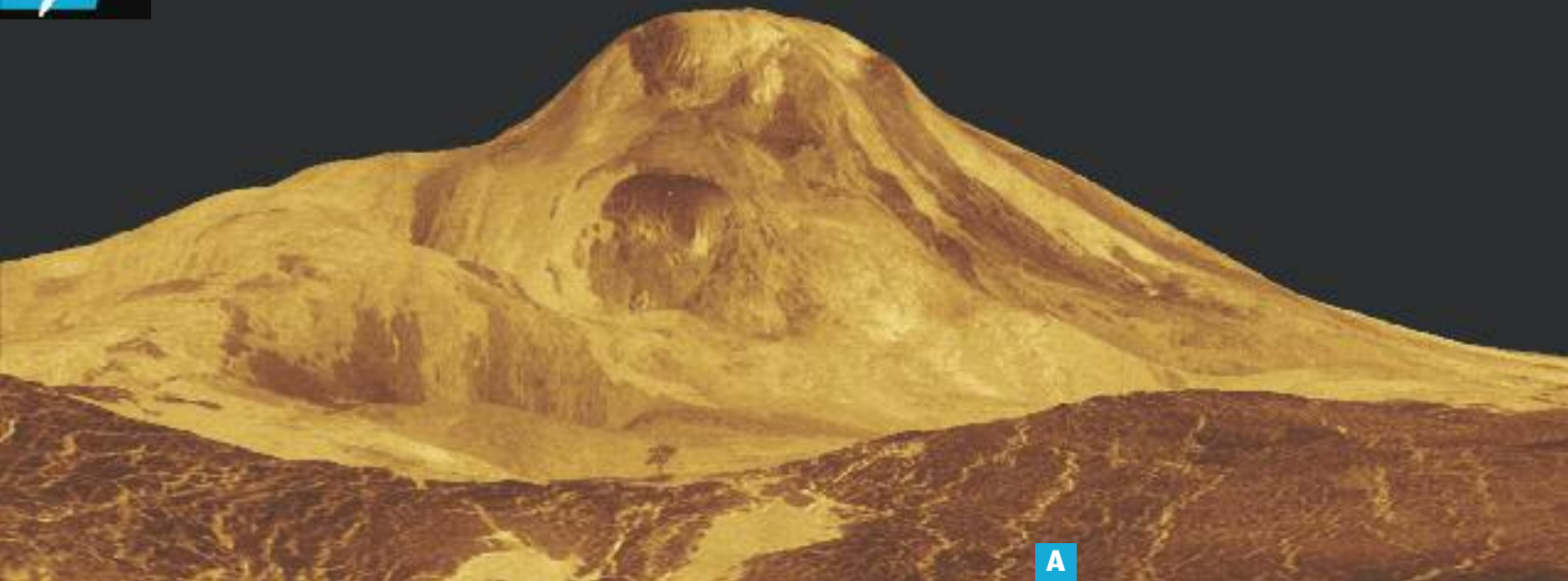
se situent, pour la plupart, à l'intérieur de cratères d'impact. Ils sont donc nécessairement plus récents que ces impacts. Autre détail intéressant, leur distribution globale (figure 5) montre qu'ils sont localisés soit en bordure, soit à l'extérieur des plaines lisses, auxquelles ils ne sont donc pas associés. Enfin, certains édifices sont plus érodés que d'autres, signe que le volcanisme explosif ne s'est pas produit simultanément sur toute la surface de Mercure. Il en va de même pour les bords des cratères abritant les volcans. Une étude détaillée de l'érosion de ces cratères indique que le volcanisme explosif à la surface de Mercure a perduré pendant une période relativement longue, entre 4,1 et 1,0 Ga.



5. Distribution des dépôts pyroclastiques sur Mercure.

D'après Goudge et al. (2014). © American Geophysical Union

D'après Goudge et al. (2014). © American Geophysical Union



VÉNUS, UNE FAUSSE SŒUR

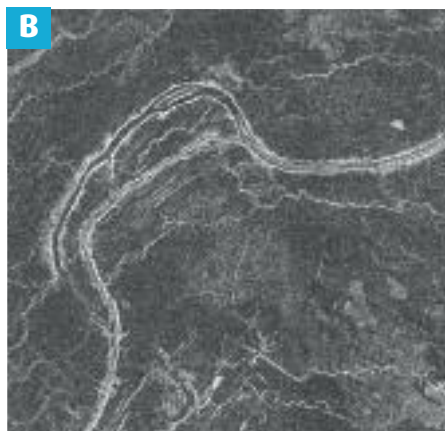
Vénus est légèrement plus petite que la Terre, et sa densité moyenne est à peine plus faible, ce qui suggère que sa composition interne est, elle aussi, semblable à celle de notre planète. On s'attend ainsi à ce que son activité volcanique soit comparable à l'activité terrestre. La surface de Vénus, dévoilée par les sondes *Venera* et la mission *Magellan*, est dominée par de grandes plaines basaltiques, qui rappellent les plateaux océaniques terrestres, auxquelles s'ajoutent de nombreux édifices volcaniques, qui s'apparentent aux volcans de points chauds. Cependant, une différence capitale pour la dynamique interne et le volcanisme de Vénus est l'absence de tectonique des plaques.

Sur Terre, le jeu de la tectonique des plaques limite l'âge des plateaux océaniques à environ 180 Ma. Au-delà, les plateaux deviennent trop denses ; ils s'incurvent et plongent dans le manteau au niveau des zones de subduction. En compensation, de nouvelles portions de plateaux sont régulièrement créées le long des dorsales océaniques qui, rappelons-le, sont de longues chaînes volcaniques sous-marines. Sur Vénus, en revanche, la subduction des plaines basaltiques est bloquée, notamment par l'absence d'eau dans la li-

thosphère, ce qui accroît la résistance et la viscosité des roches. Les plaines basaltiques, datées d'environ 750 Ma, sont ainsi beaucoup plus anciennes que les plateaux océaniques terrestres. Autre particularité : ces plaines basaltiques semblent s'être formées dans un intervalle de temps assez court, de l'ordre de 100 Ma, ce qui contraste, là aussi, avec la production régulière et durable des plateaux océaniques terrestres. Cette formation rapide, ou resurfaçage, est, selon certains modèles,

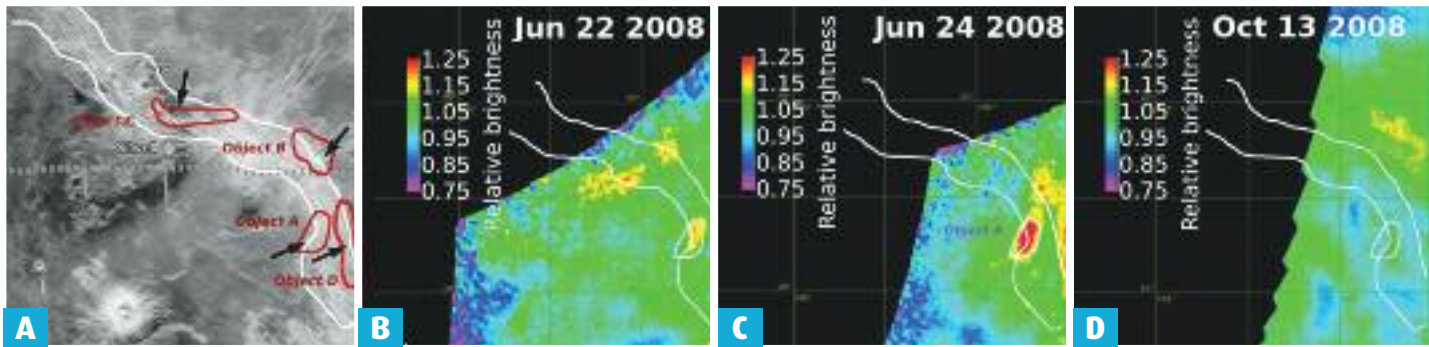
une conséquence de l'absence de tectonique des plaques : le manteau ne parvient pas à évacuer la chaleur qu'il contient, et il se réchauffe. Lorsque la température est suffisamment élevée, la croûte devient moins résistante et instable. Elle subit une subduction globale, et une nouvelle croûte la remplace.

La sonde *Magellan* a identifié une multitude de volcans boucliers à la surface de Vénus, dont environ 170 ont un diamètre supérieur à 100 km. Le plus élevé, Maat Mons, culmine à 8 km d'altitude (figure 6A). Pour la plupart, et à l'in-



6. Différents aspects du volcanisme vénusien observés sur les images radar de *Magellan*.

- (A) Reconstruction 3D de Maat Mons. L'échelle verticale est augmentée d'environ un facteur 15.
 (B) Bayara Vallis. (C) Aine Corona. (D) Scoris Fara, une série de dômes en crêpes. (NASA).



7. Volcanisme actif sur Vénus. (A) Image radar de la région de Ganiki Chasma. (B-D) Évolution de l'intensité du signal infrarouge au cours du temps. Les variations d'intensité en fonction du temps observées sur les sites A à D peuvent être reliées à des variations locales de la température de surface.

volcans vénusiens ont une base très large et ne s'élèvent pas au-delà de 2 km, propriétés imputables aux températures et aux pressions élevées régnant à la surface de Vénus. Ces conditions favorisent l'épanchement des laves aux dépens de leur accumulation locale. Les images de *Magellan* font également apparaître de longs canaux creusés par des coulées de lave (figure 6B). Nombre de ces canaux dépassent 500 km, le record étant détenu par Baltis Vallis (6 800 km). Là encore, ces structures n'ont pas d'équivalent sur Terre. Elles suggèrent que, sur Vénus, les laves sont plus fluides et se refroidissent plus lentement que sur Terre, sans doute à cause de la température de surface plus élevée.

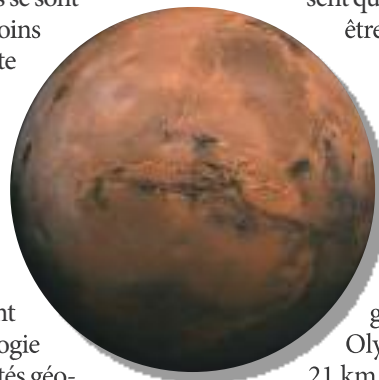
Le volcanisme vénusien comporte d'autres spécificités, notamment les coronae (figure 6C), et les dômes en forme de crêpe ou de galette (*pancake domes*; figure 6D). Les coronae sont constituées de réseaux de rides et de sillons concentriques, dont le diamètre varie généralement entre 100 et 1 000 km, et jusqu'à 2 600 km pour Artemis. Ces structures pourraient résulter du bombement de la croûte consécutif à l'arrivée d'un panache mantellique (voir lexicque), puis à son affaissement une fois le panache disparu. Quant aux dômes en crêpes, ce sont de petits volcans très aplatis, dont l'altitude ne dépasse pas 1 km. Leur diamètre varie de 2 km à 90 km, et la plupart d'entre eux possèdent un piton central. Ils se situent au voisinage d'autres édifices volcaniques et de coronae. L'hypothèse privilégiée est que ces dômes sont constitués de laves riches en silice, donc très visqueuses et ne pouvant s'épancher sur de grandes surfaces.

Vénus est-elle toujours active ? Sa taille le laisse penser, mais son atmosphère opaque rend impossible l'observation directe d'une éruption. De plus, les conditions de température et de pression impliquent que les éruptions volcaniques sur Vénus soient sans doute moins spectaculaires que sur Terre. Le développement d'une colonne plinienne est d'autant plus difficile que l'atmosphère est dense et que la différence de température entre cette atmosphère et le matériau éjecté est petite. Rappelons, en effet, que c'est le ré-

chauffement des gaz atmosphériques absorbés par la colonne qui permet à celle-ci de s'élever [2]. Dans les conditions de température et de pression sur Vénus, le développement d'une colonne plinienne apparaît donc improbable. Les scientifiques doivent se rabattre sur des indices plus ténus, telles que d'éventuelles variations temporelles de gaz d'origine volcanique dans l'atmosphère (par ex., SO₂ ou CO₂), ou de la température de surface. Des variations de dioxyde de soufre au sommet de la couche nuageuse ont bien été observées au début des années 1980, et plus récemment entre 2006 et 2012, mais ces variations pourraient résulter de phénomènes de circulation atmosphérique (voir *l'Astronomie* 60, p. 6-7). Ce n'est qu'en juin 2015 que l'analyse d'images infrarouges prises par *Venus Express* a révélé des variations de température dans la région de Ganiki Chasma, non loin de Maat Mons (figure 7), sans doute liées à l'émission de gaz ou de laves à des températures de l'ordre de 830 °C. Vénus est donc bien volcanologiquement active.

LES VOLCANS GÉANTS DE MARS

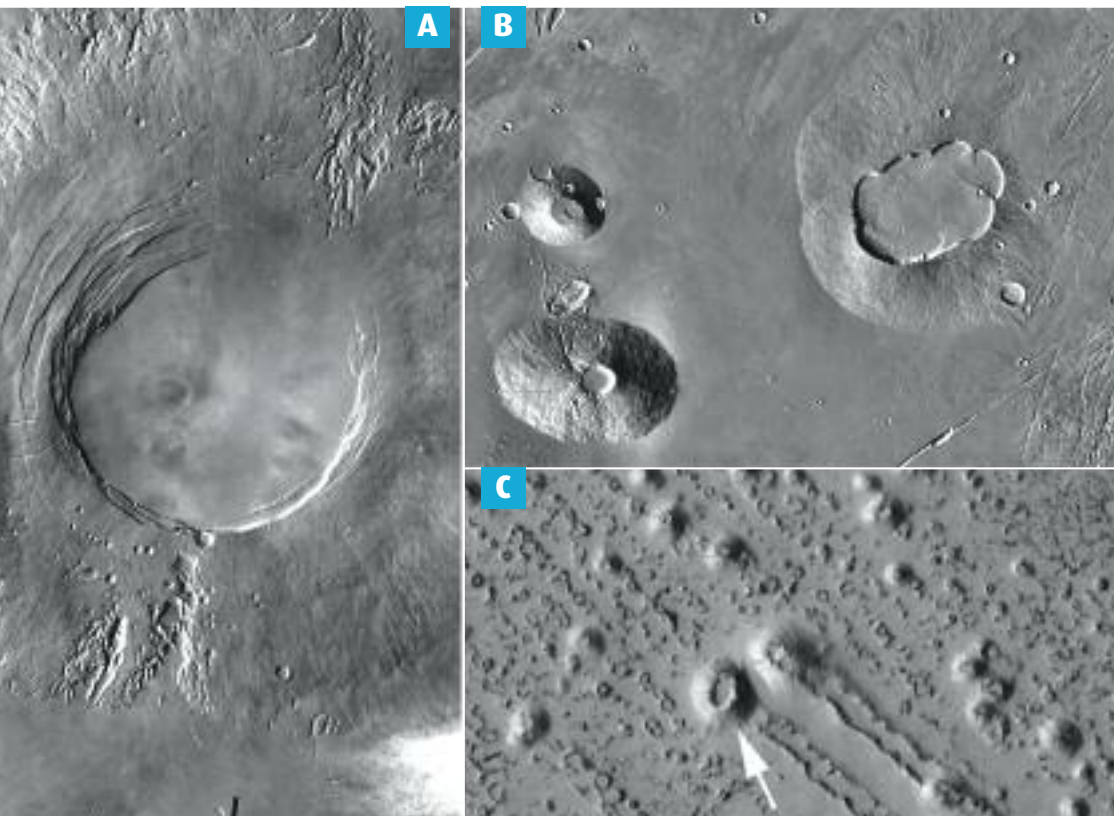
C'est la sonde *Mariner 9* qui a mis en évidence, en 1972, la présence d'édifices volcaniques à la surface de Mars. Depuis, de nombreuses missions se sont succédé avec plus ou moins de succès vers la planète rouge. Citons notamment les sondes *Viking 1* et *2*, *Mars Global Surveyor*, *Mars Express*, *Mars Reconnaissance Orbiter*, et les rovers *Spirit* et *Opportunity*. Ces missions ont permis d'étudier la géologie de surface et les propriétés géophysiques de Mars et, bien sûr, son volcanisme. Le volcanisme martien a débuté peu après la fin du bombardement tardif, vers 4,0 Ga, et aurait cessé au plus tôt il y a 500 millions d'années (Ma). Des formations attestent cependant un volcanisme



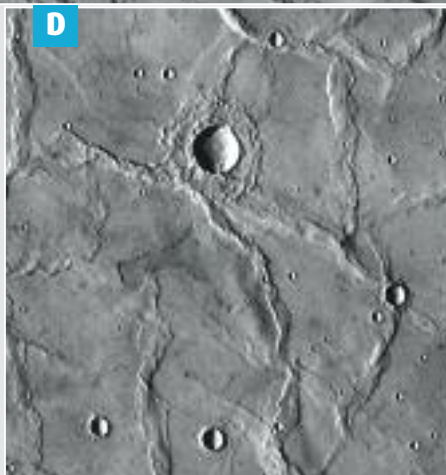
ponctuel beaucoup plus tardif, remontant à seulement quelques dizaines de millions d'années, et certains scientifiques pensent que Mars pourrait toujours être active.

Mars est la planète des volcans géants. Son hémisphère Ouest est dominé par le dôme de Tharsis, immense plateau volcanique à cheval sur l'équateur, et les volcans boucliers géants qu'il supporte : Olympus, qui culmine à 21 km d'altitude ; puis, plus à l'est, Ascraeus, Pavonis, qui possède deux caldeiras dont l'une est profonde de 5 km et Arsia, avec sa caldeira de 130 km de diamètre (figure 8A). Un complexe volcanique plus modeste, Elysium, se situe quelques milliers de kilomètres à

>>>



8. Différents aspects du volcanisme martien. (A) La caldeira d'Arsia Mons vue par *Mars Odyssey*. – (B) Les monts Uranus, sur les flancs nord-est de Tharsis, avec Uranus Patera (à droite), Uranus Tholus (en haut à gauche), et Ceraunius Tholus (en bas à gauche). À leurs bases, Uranus patera et Ceraunius Tholus mesurent respectivement 270 km et 130 km. (C) Pseudo-cratères dans la région de Phlegra Dorsa observés par *Mars Reconnaissance Orbiter*. (D) Hesperia Planum vu par *Viking*. L'image couvre une distance d'environ 110 km de part en part. (E) Tubes de lave sur les flancs de Pavonis Mons vus par *Mars Express*.



NASA / Mars-Express ESA

On retrouve sur Mars des plaines volcaniques, les plus anciennes s'étant formées peu après la fin du bombardement tardif, vers 3,8-3,6 Ga. Celles-ci recouvrent des bassins d'impact, notamment Hellas et Argyre Planitia, et sont apparentées aux terrains observés sur la Lune et Mercure. Des plaines plus récentes, datées d'environ 3,0 Ga, telles que Hesperia et Lunae Plana, occupent environ un tiers de la surface de Mars. Elles sont également apparentées aux mers lunaires, à ceci près qu'elles sont parcourues de nombreuses rides (figure 8D). Enfin, des plaines volcaniques beaucoup plus récentes, et sur lesquelles, contrairement aux précédentes, on distingue clairement des coulées et des tubes de lave (figure 8E), sont présentes à l'intérieur et sur le pourtour des provinces de Tharsis et d'Elysium.

Un autre aspect du volcanisme martien est lié au fait que le sous-sol de cette planète est riche en glaces d'eau. La chaleur dégagée par une éruption, ou le contact

>>>

l'ouest de Tharsis, et culmine tout de même à 14 km d'altitude. Le volcanisme de Tharsis résulte sans doute d'un panache unique mais gigantesque provenant de la limite entre le noyau et le manteau (figure 9). Selon certains modèles dynamiques, la présence d'un panache unique dans le manteau martien aurait, dans un premier temps, permis la formation d'une croûte épaisse dans l'hémisphère occupé par ce panache, puis, dans un second temps, favorisé une migration d'ensemble de la lithosphère vers le sud (figure 9). Ce scénario a l'avantage d'expliquer la dichotomie observée aujourd'hui entre les hémisphères Nord et Sud : ce dernier est moins

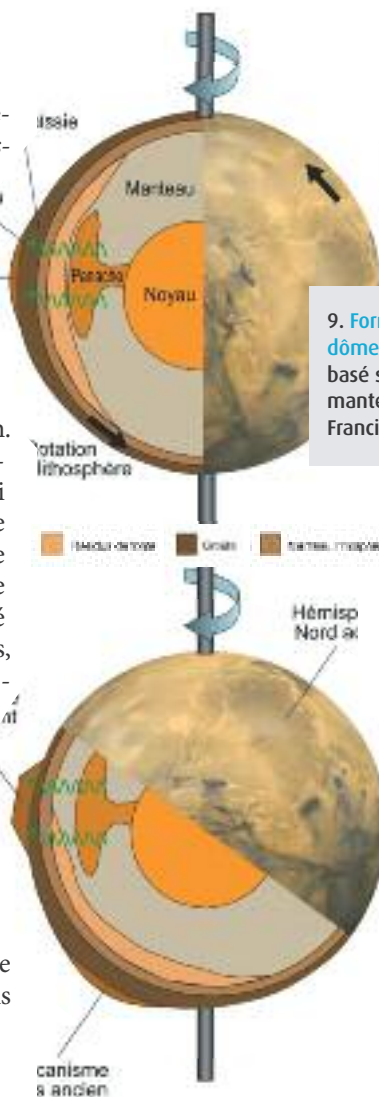
cratérisé (donc plus jeune) et la croûte y est plus épaisse de 26 km.

À côté des immenses volcans boucliers, Tharsis abrite de nombreux volcans plus petits, appelés tholi et paterae. Les tholi sont des édifices en forme de dôme, avec une pente plus prononcée que celle des volcans géants (figure 8B). Les paterae sont morphologiquement très proches des tholi, mais avec des caldeiras plus grandes (figure 8B). La densité de cratères d'impact sur les tholi et les paterae indique que ces volcans sont plus anciens que les volcans géants. Ils pourraient ainsi correspondre aux sommets d'anciens volcans boucliers recouverts par des coulées de lave plus récentes.

avec des roches fondues ou très chaudes, peut provoquer la fonte partielle de ce permafrost et la formation de coulées d'eau et de boues, ou lahars, conduisant parfois à des inondations catastrophiques. Hrad Vallis, sur les flancs d'Elysium Mons, en est sans doute un exemple. Par ailleurs, des laves s'écoulant sur un sol saturé en eau peuvent provoquer des explosions de vapeur, c'est-à-dire une brutale vaporisation de l'eau, donnant naissance à des pseudo-cratères. Ces derniers ressemblent à des cratères volcaniques, mais sont dépourvus de cheminées volcaniques. Sur Terre, on trouve ce type de formations notamment en Islande, sur les

bords du lac Mývatn ; sur Mars, elles ont récemment été détectées par *Mars Reconnaissance Orbiter* (figure 8C) [6].

Même si un épisode de tectonique des plaques s'est peut-être produit très tôt dans son histoire, Mars est, comme Vénus, une planète monoplaque, c'est-à-dire que sa croûte est constituée d'un seul tenant. L'absence de tectonique des plaques joue bien sûr un rôle pour expliquer certains aspects du volcanisme martien. Ainsi, la croûte reste fixe par rapport aux panaches mantelliques sous-jacents, ce qui permet de construire des édifices de taille imposante, comme les volcans géants de Tharsis, au lieu d'une chaîne volcanique de type hawaïen. Par ailleurs, la faible gravité martienne permet de maintenir ces édifices, en évitant qu'ils ne s'affaissent sous leur propre poids et l'effet de contraintes gravitaires devenues trop fortes [7]. Comme nous l'avons vu, Vénus, malgré l'absence de tectonique des plaques, ne possède pas de volcans géants en raison des conditions de température qui règnent à sa surface. On peut cependant émettre l'hypothèse que, même avec des conditions plus tempérées, sa gravité élevée empêcherait le maintien d'édifices comparables aux volcans géants de Mars.



La faible gravité martienne influence également la remontée des magmas et l'intensité des éruptions. À contraste de densité égal, la flottabilité des magmas (voir encadré) est plus faible que sur Terre, ce qui implique que les chambres magmatiques soient situées à de plus

9. Formation (A) et rotation (B) du dôme de Tharsis. Ce modèle est basé sur l'activité d'un panache mantellique unique. D'après Francis Nimmo (2009).

grandes profondeurs, mais avec de plus importantes dimensions. Par ailleurs, seules les poches magmatiques suffisamment volumineuses peuvent atteindre la surface avant de se solidifier.

Les éruptions martiennes devaient donc être a priori moins fréquentes, mais beaucoup plus intenses que sur Terre. De plus, la faible pression martienne favorise l'expansion des gaz, et donc les éruptions explosives. Qui plus est, et à l'inverse de Vénus, la température de surface, plus faible que sur Terre, devait favoriser le développement de hautes colonnes pliniennes, phénomènes sans doute amplifiés par la faible accélération de la gravité.

Si les traces de volcanisme passé sont nombreuses sur les corps que nous venons de visiter, le volcanisme actif est, lui, plus discret. Les volcans de la Lune, de Mercure et de Mars sont sans doute éteints, car ces corps sont trop petits. Vénus est active, mais cette activité est difficile à détecter. Pour observer une activité volcanique plus spectaculaire, et avant de rencontrer du cryovolcanisme, il faut franchir la ceinture d'astéroïdes pour rejoindre le système de Jupiter, et plus précisément Io.

Francis Nimmo (2009).

10 : VOLCANISME ET MARÉES

Io est le satellite galiléen le plus proche de Jupiter. Son rayon moyen et sa densité indiquent qu'il est composé principalement de roches silicatées et de métaux. La surprise est venue de *Voyager 1*. Les images prises lors de sa traversée du système de Jupiter, en mars 1979, ont montré que la surface d'Io présente essentiellement des plaines lisses, des montagnes élevées et des coulées volcaniques, et qu'elle est dépourvue de cratères d'impact, donc a priori très jeune. Et, pour parachever la surprise, les images de *Voyager 1* analysées peu après son passage, ont révélé plusieurs panaches volcaniques atmosphériques actifs. Les missions suivantes, *Galileo* en 1995, puis *Cassini* en 2000 et *New Horizons* en 2007, en route respectivement vers Saturne et la ceinture de Kuiper, ont confirmé ces observations. Plus de 400 volcans actifs ont

été ainsi détectés à la surface d'Io, dont Pelé, Loki, et, au voisinage du pôle Nord, Tvashtar. *Galileo* a aussi mis en évidence la présence de grandes dépressions, les paterae, bordées par des parois abruptes. Les paterae rappellent les caldeiras terrestres à ceci près qu'elles sont beaucoup plus grandes (jusqu'à 200 km dans le cas de Loki Patera), et qu'elles ne sont pas situées au sommet de volcans boucliers. Il n'est donc pas certain qu'elles résultent, comme

>>

10. Io vu par Galileo en 1997. Cette image met bien en évidence les dépôts concentriques de soufre (en rouge) et de pyroclastes (en noir) autour du volcan Pelé. La tache sombre en haut à droite de Pelé est centrée sur Pillan Patera et n'était pas présente lors du précédent survol de *Galileo*. Elle témoigne d'une activité récente de Pillan Patera. Les zones blanches et grises en haut à gauche de l'image correspondent à des dépôts de dioxyde de soufre gelés. Les zones jaunes et brunes correspondent à d'autres composés sulfurés. (NASA).



>>> sur Terre, de l'effondrement de chambres magmatiques.

Au moins deux types d'éruptions volcaniques coexistent sur Io. Les panaches atmosphériques (voir lexique), dont certains peuvent atteindre quelques centaines de kilomètres d'altitude, témoignent d'un volcanisme explosif. Ils résultent du dégazage du soufre dissous dans les magmas qui arrivent en surface. Les gaz soufrés entraînent avec eux des fragments de roches silicatées (pyroclastes), l'ensemble se redéposant en surface en cercles concentriques de couleur rouge pour le soufre, et noir pour les pyroclastes (fig. 10). L'autre type de volcanisme est associé à des coulées de lave. Celles-ci sont émises depuis les planchers des paterae ou depuis des fractures situées dans les plaines. Elles sont composées de soufre et de silicates riches en magnésium et en fer. Des lacs de lave y ont également été observés.

Io est à peine plus gros que la Lune, et environ deux fois plus petit que Mars. Or, ces deux derniers objets sont aujourd'hui éteints et, si l'on se réfère au principe général rappelé en introduction, Io devrait, lui aussi, être inactif. Son volcanisme doit donc être entretenu par une source de chaleur autre que le chauffage radioactif et le refroidissement séculaire. La source de chaleur qui permet de maintenir du volcanisme sur Io est en fait liée aux forces de marée exercées par Jupiter. Ces dernières, très intenses, sont dues à la proximité d'Io par rapport à Jupiter (421 700 km, soit environ 6 fois le rayon de Jupiter), et à l'excentricité de son orbite (0,0041). Io est ainsi constamment déformé, ce qui provoque de fortes frictions dans sa croûte et son manteau. La dissipation d'énergie qui en résulte est suffisante pour entraîner une élévation de la température provoquant une fusion partielle de la croûte et du manteau. Détail important, les résonances orbitales entre Io, Europe et Ganymède permettent de maintenir l'excentricité de l'orbite d'Io à sa valeur actuelle [8]. Sans cela, Io graviterait sur une orbite circulaire, et serait un monde beaucoup moins actif que celui que l'on connaît.

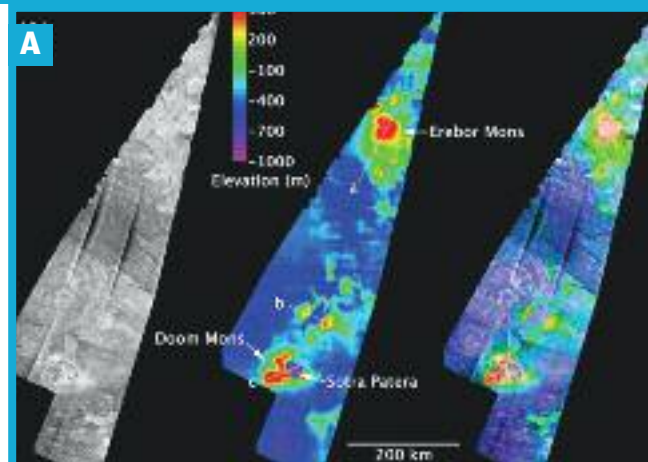
Pour notre dernière étape, nous allons parcourir un immense espace depuis les environs de Jupiter jusqu'à la ceinture de Kuiper.

GLACES ET CRYOVOLCANISME

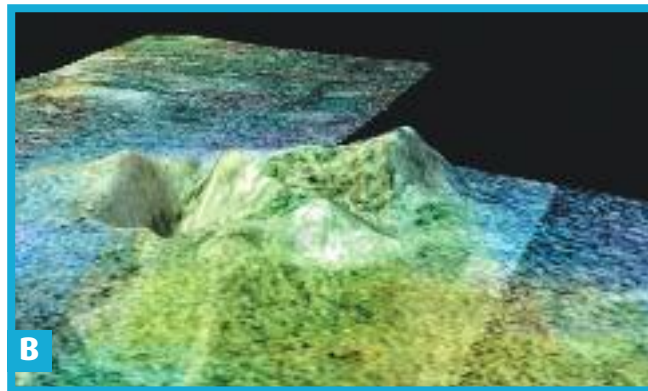
Situés plus loin du Soleil que les planètes telluriques, les satellites des planètes géantes et les planètes naines de la ceinture de Kuiper ont pu retenir une quantité importante d'eau et d'éléments volatils. Les masses volumiques moyennes d'Europa, de Ganymède, de Titan, d'Encelade, de Triton, de Pluton, et de bien d'autres objets indiquent que tous ces corps sont composés de glace d'eau et de roches silicatées. Les mesures de moments d'inertie réalisées pour Europe, Ganymède et Titan montrent aussi que ces corps sont, à des degrés divers, différenciés, c'est-à-dire que les éléments les plus denses (ici, les roches silicatées et les métaux) ont migré vers leur centre, et que leur structure radiale consiste en un noyau rocheux (et sans doute, dans le cas de Ganymède, métallique), entouré d'une couche de glace. D'autres mesures, en particulier du champ magnétique, suggèrent aussi que des océans d'eau et de composés volatils sont situés entre le noyau rocheux et l'enveloppe de glace externe.

Les surfaces de la plupart de ces corps apparaissent beaucoup plus jeunes que ce à quoi l'on s'attendait. Elles comportent des failles, des fossés, des montagnes et relativement peu de cratères d'impact. Le survol de Pluton et de Charon par *New Horizons* le 14 juillet 2015, qui a révélé une grande diversité de structures géologiques, en donne une illustration spectaculaire [9]. Ces observations suggèrent à leur tour une activité interne récente, voire contemporaine, et un mécanisme de régénération de la surface. Une autre manifestation de cette activité est le cryovolcanisme, phénomène se caractérisant par l'émission d'eau et d'espèces volatiles sous forme de jets (ou geysers) liquides ou gazeux, pouvant également contenir de fines particules. Les matériaux éjectés sont exposés à des températures très basses et se solidifient en se redéposant en surface. Notons que dans le cas d'Encelade, un petit satellite de Saturne, le matériau éjecté par les geysers alimente également l'anneau E de Saturne.

Le cryovolcanisme n'est pas un phénomène purement hypothétique. Lors de sa traversée du système de Neptune, en 1989, *Voyager 2* a ainsi observé plusieurs geysers de diazote s'élevant depuis la surface de Triton, jusqu'à une altitude de 8 km. Des images UV réalisées entre 1999 et 2012 par le télescope spatial *Hubble* suggèrent la présence épisodique de panaches de vapeur d'eau au pôle Sud d'Europe. Mais ce sont les geysers d'Encelade qui, grâce aux observations de la mission *Cassini-Huygens*, ont été, jusqu'à présent, les mieux étudiés. Ces geysers sont émis le long de quatre fractures situées au voisinage du pôle Sud d'Encelade, les rayures de Tigre (voir *l'Astronomie* 68, janv. 2014). Selon les mesures de spectroscopie infrarouge, la température de surface dans cette région est plus élevée de



11. Sotra Patera, sur Titan. (A) Image radar (à gauche) et modèle topographique (milieu). L'image de droite combine les images radar et le modèle topographique. (B) Vue en perspective de Sotra Patera reconstruite à partir des images radar et des modèles topographiques.



20 K en moyenne que celle des terrains environnants (dont la température se situe autour de 70 K), et elle peut atteindre 150 K par endroit, signe de la présence d'une source de chaleur sous la surface. Quant aux geysers, ils s'élèvent jusqu'à 200 km d'altitude et sont composés de vapeur d'eau et d'éléments volatils tels que l'azote, le méthane et le dioxyde de carbone. Des hydrocarbures (propane, éthane et acétylène) y ont également été observés.

Des traces de cryovolcanisme récent ont par ailleurs été observées sur d'autres corps. En 2010, la sonde *Cassini-Huygens* a détecté un massif montagneux à la surface de Titan, Sotra Facula, dont la structure, approximativement circulaire et comportant une dépression centrale, est typique d'un édifice volcanique (figure 11). Des structures rappelant des coulées volcaniques sont également présentes sur ses flancs. Toujours sur Titan, la présence de méthane dans l'atmosphère est un indice indirect d'une activité cryovolcanique récente ou contemporaine. En effet, dans la haute atmosphère de Titan, le méthane est transformé en des composés plus complexes (par ex. de léthane). Ces composés retombent en surface, mais aux conditions régnant sur Titan, ils ne peuvent pas reformer du méthane. Celui-ci aurait donc dû disparaître de l'atmosphère de Titan depuis longtemps, et sa présence actuelle implique l'existence d'une source interne de méthane. Le cryovolcanisme fournirait alors un mécanisme de réappro-

visionnement de l'atmosphère en méthane. Enfin, *Dawn* et *New Horizons* ont, elles aussi, mis en évidence des indices d'activités cryovolcaniques sur Cérès, Pluton et Charon. Wright Mons, sur Pluton, culmine à 4 km d'altitude et possède une dépression centrale qui en fait un excellent candidat pour un cryovolcan. Qui plus est, le très faible nombre de cratères d'impact sur ces flancs suggère qu'il a été actif récemment. Quant aux dépôts riches en substances volatiles détectés sur Charon et Cérès, ils pourraient s'être formés à la faveur d'éruptions cryovolcaniques.

Le cryovolcanisme suppose la présence de réservoirs souterrains liquides, et de réseaux de fractures liant ces réservoirs à la surface. Il faut aussi une source de chaleur permettant de maintenir ces réservoirs à des températures légèrement supérieures au point de fusion (voir encadré). Dans le cas de satellites subissant des forces de marée, les variations temporelles des contraintes exercées sur la croûte de glace semblent jouer un rôle important, en contrôlant l'ouverture et la fermeture des failles de surface (les « rayures de Tigre » d'Encelade ; voir *L'Astronomie* 68, janv. 2014, p. 4). Ainsi, selon les calculs effectués indépendamment par différentes équipes de chercheurs, les fissures situées au pôle Sud d'Encelade sont en tension lorsque le satellite est à son apoastre (le point le plus éloigné de Saturne) et en com-

pression lorsqu'il est à son périastre. Pour Europe, les observations du télescope *Hubble* montrent aussi que les geysers sont actifs lorsque Europe est à son apoastre.

RETOUR SUR TERRE

Retour sur Terre pour conclure cette brève excursion volcanologique à travers le Système solaire, en remarquant, encore une fois, la grande diversité de situations selon la composition et les propriétés physiques des planètes et des satellites visités. Sur le chemin du retour, nous aurions pu nous arrêter un instant entre Jupiter et Mars sur l'astéroïde B612 [10]. Cet astéroïde, nous dit le Petit Prince, possède 3 volcans, dont 2 sont actifs. B612 ne subit pas de forces de marée et, comme il est petit, la source de chaleur qui entretient ses volcans n'est sans doute pas liée à son refroidissement, elle est ailleurs : l'imagination, peut-être ? ■

[1] Les lecteurs souhaitant approfondir le sujet trouveront de nombreux détails dans le livre de Charles Frankel, *Les Volcans du Système solaire*. Ce livre, publié en 1993, ne fait pas le point sur les découvertes les plus récentes, notamment en ce qui concerne le cryovolcanisme, mais il reste une excellente introduction au volcanisme dans le Système solaire. [2] Voir l'article d'Édouard Kaminski, « Volcans sur Terre » *L'Astronomie*, 92, mars 2016, p. 26-35. [3] Ce dernier suppose en effet que toute l'énergie disponible, principalement sous forme radiogénétique et gravitationnelle, a été stockée lors de la formation de la planète, et que depuis cette formation, aucune source supplémentaire importante n'est venue compenser les pertes. [4] Lorsque Galilée observa pour la première fois notre satellite au télescope, il distingua des régions brillantes et rugueuses (les « terres » lunaires), et des régions plus sombres et lisses (les « mers » lunaires), qu'il interpréta comme étant des étendues liquides. [5] Voir l'atlas réalisé par le *Lunar and Planetary Institute*, <http://www.lpi.usra.edu/lunar/rilles/>. [6] Sur Terre, une observation directe de ce phénomène a pu être effectuée pour la première fois lors de l'éruption du volcan Eyjafjallajökull, en mars 2010. Sur Mars, la présence de pseudo-cratères a été avancée dès 1979 pour expliquer certaines images des sondes *Viking*, mais la résolution de ces images n'avait pas permis d'établir une conclusion définitive. Celle-ci a été apportée à la fin des années 2000 par les images de la caméra HiRISE embarquée sur *Mars Reconnaissance Orbiter*. [7] Le problème se pose également sur Terre, où le dénivèlement maximum entre les bassins océaniques et le point culminant est d'environ 14 km (on néglige ici les fosses océaniques associées à des processus géodynamiques bien particuliers). De même le plus grand édifice volcanique terrestre, Hawaï, dont la base se situe sur le plancher de l'océan Pacifique, a un dénivèlement de 10 km, à comparer aux 21 km d'Olympus. [8] Io est en résonance 2:1 avec Europe et 4:1 avec Ganymède, c'est-à-dire qu'il accomplit respectivement 2 et 4 orbites pendant qu'Europe et Ganymède en parcourent une. [9] Le contre-exemple le plus marquant est le cas de Callisto, le plus externe des satellites galiléens de Jupiter. Sa surface est couverte de cratères d'impact, donc a priori très ancienne. Les mesures du moment d'inertie réalisées par la sonde *Galileo* montrent aussi que Callisto n'est pas ou peu différencié, c'est-à-dire qu'il se compose sans doute d'un gros noyau de silicates et de glace d'eau mêlés, recouvert d'une fine couche de glaces de 100 à 150 km d'épaisseur. [10] L'astéroïde B612 existe ! L'Union astronomique internationale a en effet décidé d'appeler l'astéroïde numéro 46610, découvert en 1993, du nom de l'astéroïde du Petit Prince, B612 (ou Bésixdouze). Les amateurs de calculs auront remarqué qu'en système hexadécimal, 46610 s'écrit... B612.

Des liquides sous les glaces

Les glaces fondent à des températures beaucoup plus basses que les roches silicatées, et la température de fusion est encore abaissée par la présence de composés antigels, comme l'ammoniaque ou le méthanol. Dans le cas des plus gros objets, la pression joue également un rôle, car la température de fusion de la glace diminue avec la pression, donc avec la profondeur. Autrement dit, pour se produire, le cryovolcanisme requiert des températures bien plus basses que le volcanisme traditionnel, ce qui implique qu'il peut, malgré la petite taille des satellites de glace, être entretenu sur des durées relativement longues grâce à l'énergie dégagée par les éléments radiogéniques contenus dans le noyau rocheux. Cette chaleur pourrait en particulier être apportée par la remontée de panaches de

glace à travers la couche de glace externe, ces panaches étant légèrement plus chauds que la glace environnante. Mais, comme pour Io, les forces de marée exercées par les planètes géantes jouent sans doute un rôle important, au moins dans le cas d'Encelade. Des observations récentes ont ainsi montré que l'activité des geysers d'Encelade est contrôlée par les forces de marée exercées par Saturne, le maximum d'activité se produisant lorsque Encelade est au plus loin de Saturne. Même si, dans cet exemple, c'est le mécanisme d'ouverture et de fermeture des failles situées au pôle Sud d'Encelade qui est affecté par les forces de marée, il est tout à fait plausible que ces forces dissipent suffisamment d'énergie à l'intérieur d'Encelade pour pouvoir y maintenir des réservoirs liquides.