

Article de fond

Les glaces de surface du Système solaire

Thomas Appéré, enseignant agrégé de Physique-Chimie au lycée St Paul (Vannes) et docteur en planétologie

Au quotidien, le terme "glace" fait référence à la glace d'eau, seule glace pouvant se former dans les conditions naturelles de pression et de température sur Terre. La température de solidification de l'eau est, par convention, de 0 °C (soit 273,15 K) à pression atmosphérique normale (1013,25 hPa soit 1 bar). Le diagramme de phases de l'eau, aussi appelé diagramme Pression-Température, permet de déterminer l'état stable de l'eau en fonction de la pression atmosphérique et de la température (voir figure 1).

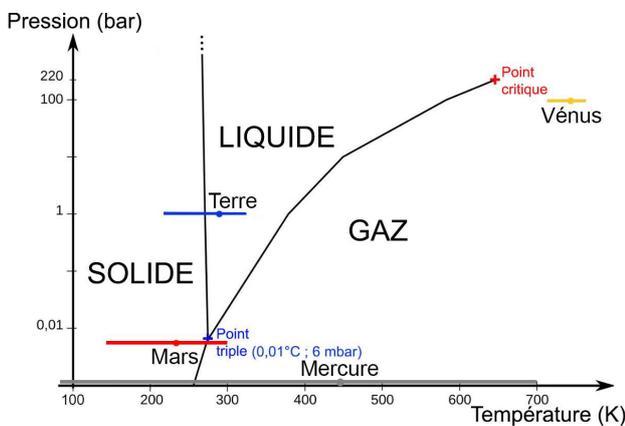


Fig.1. Diagramme de phases de l'eau (crédits : Olivier Dequincey / Thomas Appéré)

Lorsque la température est suffisamment basse, toute espèce chimique peut former un solide moléculaire qu'on nommera également "glace". Ainsi, le gaz carbonique se condense en glace carbonique à -78,5 °C (194,7 K) à 1 bar. Le diazote de l'air se liquéfie en diazote liquide à -196 °C (77 K) et se condense en diazote solide à -210 °C (63,15 K) à 1 bar.

De Mercure à Mars

Le Système solaire est un véritable laboratoire pour les planétologues car il offre des conditions très variées de température, de pression et de composition atmosphérique. En voyageant d'une planète à l'autre, on pourra ainsi rencontrer différents types de glace sur les surfaces planétaires.

La figure 2 regroupe les principales molécules volatiles qu'on trouve à l'état solide dans le Système solaire. On appelle molécules volatiles celles qui ont une pression de vapeur saturante supérieure ou égale à celle de la glace d'eau. La glace d'eau est la moins

volatile d'entre elles, la glace de diazote la plus volatile.

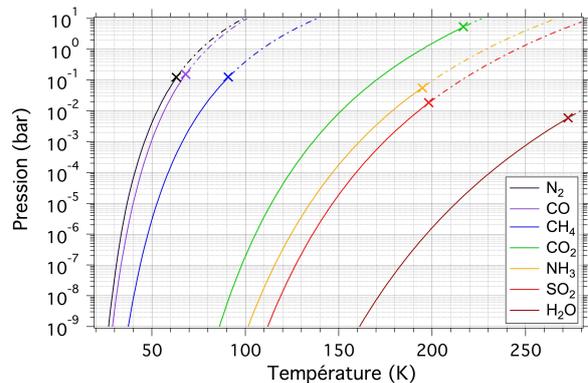


Fig.2. Pression de vapeur saturante en fonction de la température pour différentes molécules volatiles qu'on peut trouver à l'état solide dans le Système solaire. A gauche de chaque courbe se trouve l'état solide, à droite l'état gazeux. La pression de vapeur saturante correspond donc ici à la pression de sublimation. Les croix indiquent le point triple de chaque espèce (d'après Fray & Schmitt, 2009).

Plus un astre est éloigné du Soleil et moins sa surface reçoit de rayonnement solaire. Pour un astre sans atmosphère, la température de surface T (en kelvins), appelée température d'équilibre, diminue en fonction de la racine carrée de la distance héliocentrique d_{ua} :

$$T \text{ proportionnel à } \frac{1}{\sqrt{d_{ua}}} \text{ (cf. article de Cécile Ferrari).}$$

	Distance au Soleil (en u.a.)	Température de surface calculée	Température de surface mesurée
Mercury	0,38	161 °C	169 °C
Vénus	0,72	41 °C	462 °C
Terre	1,00	-18 °C	15 °C
Mars	1,52	-63 °C	-58 °C
Jupiter	5,21	-163 °C	-161 °C
Saturne	9,54	-192 °C	-189 °C
Uranus	19,18	-216 °C	-220 °C
Neptune	30,11	-218 °C	-218 °C
Pluton	de 29 à 49	-237 °C	-235 °C

On constate un fort écart à cette tendance pour Vénus dont l'épaisse atmosphère génère un intense effet de serre. De même pour la Terre, la température d'équilibre sans atmosphère est de -18 °C contre 15 °C en tenant compte de l'effet de serre. Pour Mars, bien que l'atmosphère soit constituée à 95% de CO₂, l'effet

de serre n'entraîne qu'une augmentation de 5 °C de la température de surface.

La température à la surface de Mercure varie de -173 °C la nuit à 427 °C le jour à l'équateur, incompatible avec la présence de glace d'eau. Cependant, certains cratères situés près des pôles restent plongés perpétuellement dans la nuit. La température n'y dépasse pas -173 °C, permettant la présence de glace d'eau qu'on a pu détecter par ondes radar et photographier avec la sonde américaine Messenger. C'est le cas aussi au fond de certains cratères lunaires (cf. article de Cécile Ferrari).

La surface de Vénus est chauffée en moyenne à 462 °C, plus chaud que la face exposée au Soleil de Mercure. De plus, la chaleur est uniformisée à la surface de Vénus par son épaisse atmosphère, minimisant les écarts de température entre le jour et la nuit et entre le pôle et l'équateur. Aucune glace n'est stable sur Vénus.

Mars : glaces de H₂O et de CO₂

Dépassons la Terre et arrivons sur Mars. La température y dépasse rarement 0°C, permettant la présence de glace d'eau à sa surface. Imaginons qu'un astronaute ouvre un thermos d'eau à 20°C pressurisé à 1 bar et verse son contenu sur le sol martien à -60°C. Il observerait alors un phénomène étrange : l'eau se solidifierait en atteignant 0,01°C mais avant de geler, elle entrerait en ébullition ! En effet, la pression atmosphérique martienne est d'environ 6 mbar, très proche du point triple de l'eau (voir figure 1). Cet astronaute verrait alors l'eau versée bouillir et geler à la fois.

Si la température reste généralement en-dessous de 0°C aux moyennes latitudes martiennes, la glace d'eau n'y est pas pour autant stable. L'atmosphère martienne, extrêmement sèche, contient en moyenne 0,03% de vapeur d'eau. La pression atmosphérique étant de 6 mbar, cela donne une pression partielle de vapeur d'eau de seulement 0,0018 mbar, contre environ 0,1 mbar dans le désert hyperaride de l'Atacama sur Terre. Or la température de stabilité de la glace d'eau est fixée par la pression de vapeur saturante de l'eau (voir la figure 2). A 0,0018 mbar, la pression de vapeur saturante est d'environ 200 K (-73°C) pour l'eau. C'est aux pôles martiens que les températures restent inférieures à 200 K, permettant la présence de calottes de glace d'eau de 3 km d'épaisseur et de 1000 kilomètres de diamètre.

Bien que la vapeur d'eau ne soit présente qu'à l'état de traces dans l'atmosphère martienne, elle est au cœur d'un véritable cycle saisonnier (voir l'article "Le cycle actuel de l'eau sur Mars", CC 149). Lorsque l'été

boréal cède la place à l'automne, la diminution de l'insolation s'accompagne d'une baisse de la température et de la formation d'un givre d'eau. Ce givre se condense la nuit et se sublime pendant la journée puis, lorsque le Soleil est suffisamment bas sur l'horizon, le givre d'eau persiste toute la journée et s'étend aux plaines alentours. Les atterrisseurs Viking 2 et Phoenix, posés respectivement par 48° et 68° de latitude nord, ont été les témoins privilégiés de la formation de ce givre, dont l'épaisseur maximale a été estimée à 200 micromètres à l'ombre des rochers.

Un bilan énergétique permet d'estimer le flux de condensation de vapeur d'eau. Le bilan énergétique local de la glace d'eau exprime l'égalité entre le flux d'énergie absorbée par la glace et le flux d'énergie perdue par la glace :

$$(1 - A) F_{inc} + F_{adv} + F_{cond} + L \cdot \frac{dm}{dt} = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4$$

- F_{inc} est le flux solaire incident donné par l'expression :

$$F_{inc} = S \cdot \cos(i(t)) \cdot \frac{C}{d_{ua}^2}$$

avec S une surface perpendiculaire au rayonnement solaire d'incidence $i(t)$, C la constante solaire à 1 unité astronomique et d_{ua} la distance au Soleil en unité astronomique (cf. article de Cécile Ferrari) ;

- F_{adv} est le flux de chaleur advectée¹ par l'atmosphère ;
- F_{cond} est le flux de chaleur apporté par le sous-sol par conduction ;
- $L \cdot \frac{dm}{dt}$ est le flux de chaleur latente, positif

lorsque la glace se condense et négatif lorsqu'elle se sublime. L est la chaleur latente de la glace d'eau, égale à $2,83 \times 10^6$ J.kg⁻¹ pour une glace d'eau entre 180 et 220 K.

Pendant la nuit, le flux solaire incident F_{inc} est nul. Faisons l'hypothèse que la glace n'échange pas de chaleur avec l'atmosphère ni avec le sous-sol : $F_{adv} = F_{cond} = 0$. On a alors l'égalité :

$$L \cdot \frac{dm}{dt} = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4$$

Le flux de condensation est alors directement relié à la température de la glace. Pour une surface de glace d'eau à 200 K, on obtient un flux de condensation de $3,21 \times 10^{-5}$ kg.s⁻¹.m⁻², soit 115 g de givre d'eau déposé par heure par mètre carré.

¹ L'advection est le transport de chaleur par le mouvement du milieu environnant, ici le mouvement des masses d'air. En météorologie, on parle par exemple d'"entrée d'air" maritime chaud et humide sur Terre.

En journée, le flux solaire incident est non nul donc le flux de condensation est plus faible que la nuit. Lorsque l'hiver arrive, le bilan énergétique autorise la température de surface à descendre sous le point de condensation du CO₂. Pour une pression de vapeur saturante de CO₂ de 6 mbar, soit la pression atmosphérique martienne moyenne, la figure 2 montre que la température de condensation du CO₂ est de 145 K, soit -128 °C. C'est donc l'atmosphère martienne qui se condense à la surface ! Ce manteau saisonnier de glace carbonique forme une couche dense et transparente qui atteint une épaisseur de 1 mètre au pôle et s'étend jusqu'à 50° de latitude nord (voir figure 3). Sa masse énorme (jusqu'à 6000 milliards de tonnes !) conduit à une baisse périodique de 30% de la pression atmosphérique martienne.

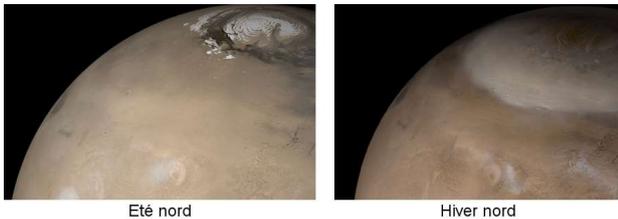


Fig.3. La calotte polaire nord de Mars, composée de glace d'eau, se recouvre en automne et en hiver d'un manteau brillant de glace carbonique. Sur l'image de droite, on parvient à distinguer la calotte polaire nord à travers la glace saisonnière (Crédits : NASA/JPL-Caltech /MSSS).

La glace carbonique saisonnière joue le rôle de piège froid pour la vapeur d'eau. En effet, à 145 K, la pression de vapeur saturante de l'eau est très inférieure à la pression partielle de la vapeur d'eau présente dans l'atmosphère : la vapeur d'eau de la basse atmosphère est piégée par la glace carbonique.

Puisque sur Mars, la température de condensation de la glace de H₂O est supérieure à celle de la glace de CO₂, la glace d'eau peut s'étendre à plus basse latitude que la glace carbonique. Ainsi, un anneau composé d'une fine couche de givre d'eau entoure les dépôts saisonniers riches en CO₂, jusqu'à 44° de latitude nord (voir figure 4).

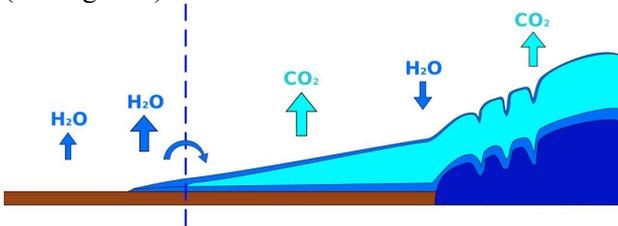


Fig.4. Représentation schématique des glaces saisonnières martiennes vues en coupe. La calotte permanente nord est représentée en bleu foncé à droite. Le givre d'eau est en bleu et la glace carbonique en bleu clair. Le trait pointillé indique la limite entre sublimation et condensation de la glace d'eau. L'anneau de glace d'eau est situé à gauche de cette limite (d'après Appéré et al., 2011).

Le retour du Soleil au printemps entraîne la sublimation des glaces saisonnières de CO₂ puis H₂O. L'anneau de glace d'eau suit la limite des condensats de glace carbonique lors de leur recul. Plus au nord, la glace de CO₂ se recouvre progressivement d'une fine couche de glace d'eau issue de deux contributions : (i) les grains de glace d'eau libérés au fur et à mesure de la sublimation de la glace de CO₂ et s'accumulant à la surface et (ii) la vapeur d'eau provenant de la sublimation de l'anneau, transportée vers le nord par la circulation atmosphérique et cryopiégée à la surface de la glace de CO₂. Par étapes successives de sublimation, transport atmosphérique et recondensation, la glace d'eau saisonnière rejoint ainsi la calotte permanente nord.

Lorsqu'à la fin du printemps, toute la glace saisonnière de CO₂ s'est sublimée de la calotte de glace d'eau, celle-ci se réchauffe, se sublime et injecte à nouveau une importante quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère : le cycle de l'eau martien est bouclé. C'est ensuite au tour de l'hémisphère sud d'être le théâtre du cycle saisonnier de condensation-sublimation de l'atmosphère de CO₂, la teneur en vapeur d'eau y étant toutefois nettement moins importante qu'au nord.

Les satellites glacés des planètes géantes

Quittons Mars pour rejoindre les planètes géantes et leur cortège de satellites glacés. En chemin, nous croisons la ceinture d'astéroïdes, où la sonde américaine Dawn a détecté de la glace d'eau juste sous la surface de Vesta et Cérès. La glace d'eau est d'ailleurs quasi-omniprésente dans le Système solaire externe : à l'exception d'Io, tous les satellites des planètes géantes ont une surface majoritairement composée de glace d'eau. Les majestueux anneaux de Saturne comme ceux plus discrets de Jupiter, Uranus et Neptune, sont composés de glace d'eau, de poussières silicatées et de composés organiques. La température qui règne à la surface des planètes géantes est extrêmement faible, de -150 °C (123 K) en moyenne pour les satellites galiléens à -237 °C (36 K) pour ceux de Neptune. Figée, la glace d'eau n'est pas volatile à ces très basses températures : elle se sublime extrêmement lentement.

Le satellite Io fait figure d'exception : les observations spectroscopiques suggèrent que sa surface est vierge de glace d'eau. Malaxé par les forces de marée de Jupiter et Europe, Io est l'objet le plus actif du Système solaire. Plus de 400 volcans rejettent des composés soufrés qui alimentent son atmosphère. Le dioxyde de soufre SO₂ de l'atmosphère de Io suit un cycle journalier de condensation-sublimation : il gèle à

la surface lorsque le satellite passe dans l'ombre de Jupiter, puis le givre de SO_2 se sublime lorsque Io sort du cône d'ombre de Jupiter.

La glace carbonique est détectée à l'état de trace (<0,3%) à la surface des satellites galiléens. Lorsqu'on atteint l'orbite de Saturne, la température est suffisamment basse pour permettre la présence de glace carbonique, détectée par le spectro-imageur VIMS de la sonde Cassini sur Japet, Dioné, Phébé et Hypérion.

Parmi les cinq plus grands satellites d'Uranus, on trouve de la glace carbonique sur Ariel, Umbriel et Titania. Des hydrates d'ammoniac auraient également été détectés à la surface de Miranda.

Triton est le plus gros des quatorze satellites naturels de Neptune. Une atmosphère ténue (4,0 à 6,5 Pa) enveloppe ce satellite, composée majoritairement de diazote avec des traces de monoxyde de carbone et de méthane. Le ciel de Triton est parcouru de nuages de diazote glacé. La surface de Triton se compose en majorité de diazote gelé, avec une forte proportion de glace d'eau et environ 10% de glace carbonique. On y trouve aussi un peu de glace de méthane ainsi que du méthane et du monoxyde de carbone dilués dans la glace de diazote. Des matériaux carbonés sont responsables de la teinte rosée plus ou moins jaunâtre de la calotte polaire australe².



Fig.5. Triton, le plus gros satellite de Neptune, photographié par la sonde Voyager 2. L'hémisphère sud est en haut de l'image. Les traînées sombres sont produites par des geysers de diazote gazeux et de poussière (crédits : NASA/JPL/Ted Stryk).

Comme sur Mars, l'atmosphère de Triton se condense et se sublime de façon saisonnière. Une année sur Triton dure 164,79 années terrestres, chaque saison dure donc environ 41 années terrestres. Lors du survol de Triton par la sonde américaine Voyager 2, le 25 août 1989, c'était l'été dans l'hémisphère sud. La

² Sous l'effet du rayonnement solaire UV, le méthane est converti en chaînes carbonées appelés tholins, composé organique plus ou moins azoté de couleur brune.

calotte polaire australe apparaissait alors très brillante, encore recouverte d'un givre saisonnier de diazote en sublimation. Voyager 2 a photographié des geysers de diazote gazeux propulsant la matière organique en panaches de 8 km de haut (voir figure 5). On retrouve un processus similaire sur Mars, où des geysers de gaz carbonique percent la couche saisonnière de glace et expulsent la poussière martienne. Par ailleurs, on enregistre depuis une décennie une augmentation de la pression partielle de méthane dans l'atmosphère de Triton, en raison de la sublimation du givre saisonnier de méthane. Sur Triton, les glaces de diazote et de méthane jouent un rôle similaire à celui des glaces de CO_2 et H_2O sur Mars.

Pluton, la reine des glaces

Le 14 juillet 2015, la sonde américaine New Horizons survole la planète naine Pluton et ses satellites. Les scientifiques sont stupéfaits : les photos révèlent un monde bien plus diversifié qu'ils ne s'y attendaient. On découvre notamment une région en forme de cœur, baptisée la région Tombaugh, dont la partie ouest ne présente aucun cratère d'impact (voir figure 4). Elle est donc jeune à l'échelle des temps géologiques, moins de 10 millions d'années. Cette plaine baptisée Sputnik, large de 1000 km, est probablement un ancien bassin d'impact qui s'est rempli de glace de diazote. La structure polygonale de la plaine témoigne de la lente convection de cellules de glace de diazote sur laquelle reposent des montagnes de glace d'eau.



Fig.6. Pluton et Charon photographiés par la sonde New Horizons. On reconnaît sur Pluton la région Tombaugh en forme de cœur. La surface de Charon est plus sombre que celle de Pluton (crédits : NASA/JHUAPL/SwRI).

A l'ouest de cette plaine, la glace de méthane forme des dunes tandis qu'à l'est, elle s'élève en pénitents,

crêtes de glace de 500 m de haut formés par la sublimation de la glace de méthane.

Le spectro-imageur LESIA de New Horizons a permis de dresser des cartes de répartition des différentes molécules volatiles à la surface de Pluton (voir figure 7). La glace d'eau forme la croûte de Pluton sur laquelle reposent plusieurs types de glaces. On trouve par exemple un mélange moléculaire glacé de diazote contaminé en méthane et monoxyde de carbone à la surface de la plaine Sputnik. Le pôle nord de Pluton, particulièrement brillant, est recouvert de glace de méthane très pur. L'étude de ces glaces permet de retracer leur évolution lors de la sublimation (voir figure 8). L'irradiation UV du méthane et de l'azote atmosphériques produit des aérosols organiques qui une fois déposés au sol forment la bande rougeâtre sombre à l'équateur de Pluton ("red material" sur la figure 8).

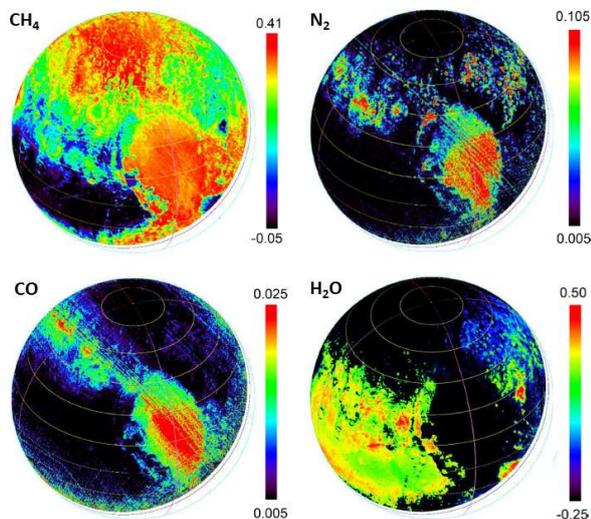


Fig.7. Répartition spatiale des glaces de méthane, diazote, monoxyde de carbone et eau détectées à la surface de Pluton (d'après Schmitt et al., 2017).

Comme sur Triton et Mars, l'atmosphère de Pluton est composée des molécules volatiles en équilibre avec les glaces de surface. Elle est très ténue (1,1 Pa) et contient une vingtaine de couches de brume de tholins qui s'étendent jusqu'à 150 km d'altitude et qui diffusent une lumière bleutée. L'atmosphère de Pluton se condense et se sublime à la surface au gré des saisons.

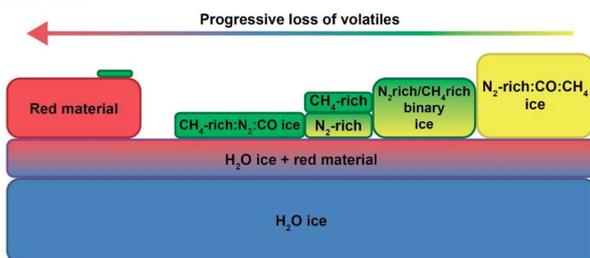


Fig.8. Répartition schématique des glaces à la surface de Pluton, de celles qui contiennent le plus d'éléments volatils (à

droite) à celles qui en contiennent le moins (à gauche) (d'après Schmitt et al., 2017).

Charon, le plus gros satellite de Pluton, est recouvert majoritairement de glace d'eau avec de l'ammoniaque au niveau de plusieurs cratères d'impact. Sa surface est âgée d'au moins 4 milliards d'années. A cette époque, Charon a connu une intense activité géologique avec des coulées de glace d'ammoniac et la formation d'une ceinture de canyons dont la profondeur atteint 9 km. La région polaire nord de Charon est recouverte d'une fine couche rougeâtre de tholins. Il est très probable que cette couche se soit formée par condensation de méthane et d'un peu de diazote et de monoxyde de carbone échappés de l'atmosphère de Pluton et capturés par Charon, puis par irradiation UV de ces glaces en tholins.

Enfin, les comètes proviennent de deux réservoirs principaux : la ceinture de Kuiper et le nuage d'Oort. Leur noyau est composé d'un mélange de matière organique et de glaces, la glace d'eau y étant majoritaire. La mission Rosetta partie explorer la comète Churyumov-Gerasimenko y a également détecté de la glace carbonique. La glace d'eau forme vraisemblablement des clathrates, cages qui piègent les molécules volatiles comme le monoxyde de carbone et le diazote présentes de la nébuleuse solaire lors de la formation de la comète.

La sonde New Horizons poursuit son périple dans la ceinture de Kuiper. Elle a survolé le 1^{er} janvier 2019 l'objet de Kuiper Ultima Thulé, distant de 43 unités astronomiques du Soleil. Cet objet binaire long de 31 km s'apparente à un noyau cométaire vierge. Les données relatives à sa composition ne nous sont pas encore parvenues mais il est très probable que, comme sur Pluton, on y détecte un assemblage de glaces aux nombreux parfums. ■