



HAL
open science

Modélisation du cycle de l'eau actuel et des derniers âges glaciaires de la planète Mars

Joseph Naar

► **To cite this version:**

Joseph Naar. Modélisation du cycle de l'eau actuel et des derniers âges glaciaires de la planète Mars. Planétologie et astrophysique de la terre [astro-ph.EP]. Sorbonne Université, 2023. Français. NNT : 2023SORUS724 . tel-04925209

HAL Id: tel-04925209

<https://hal.science/tel-04925209v1>

Submitted on 1 Feb 2025

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

SORBONNE UNIVERSITÉ
LABORATOIRE DE MÉTÉOROLOGIE DYNAMIQUE

École doctorale **Astronomie et Astrophysique d'Île-de-France (ED127)**

Unité de recherche **Laboratoire de Météorologie Dynamique, Paris, France**

Thèse présentée par **Joseph NAAR**

Soutenue le **26 octobre 2023**

Pour l'obtention du grade de docteur de Sorbonne Université

Modélisation du cycle de l'eau actuel et des derniers âges glaciaires de la planète Mars

Thèse dirigée par François FORGET

Composition du jury

<i>Président du jury</i>	Aymeric SPIGA	professeur au LMD
<i>Rapporteurs</i>	Susan CONWAY Didier PAILLARD	chargée de recherche au LPG directeur de recherche au LSCE
<i>Examineurs</i>	Sylvain BOULEY Anni MÄÄTTANEN Franck MONTMESSIN Mike WOLFF	professeur au GEOPS directrice de recherche au LATMOS directeur de recherche au LATMOS senior scientist au Space Science Institute
<i>Directeur de thèse</i>	François FORGET	directeur de recherche au LMD

"- Attends Jean-Claude, c'est facile pour toi de me dire ça... Parce que toi t'es tout en haut, moi j'suis qu'une merde je suis tout en bas..."

- Personne n'est en haut ou en bas ! La réussite n'est rien sans amour, tu le sais !! On ne réussit que vis-à-vis de soi-même. Et le reste n'a aucune importance, Lenny."

Dialogue entre Jean-Claude Van Damme
et Lenny Bar, *Narco*, 2004

MODÉLISATION DU CYCLE DE L'EAU ACTUEL ET DES DERNIERS ÂGES GLACIAIRES DE LA PLANÈTE MARS

Résumé

La présente thèse s'inscrit dans le projet de recherche européen « Mars Through Time » dont l'objectif est le développement de modèles numériques de climat pour étudier les paléo-environnements martiens. L'accumulation d'observations spatiales et géologiques depuis les années 1970 montre que Mars n'a pas toujours été le désert froid et aride que l'on connaît aujourd'hui. En particulier, elle a connu des périodes glaciaires pendant lesquelles la planète était couverte de glace jusqu'aux moyennes latitudes, au cours des dernières centaines de milliers d'années de son histoire. À l'image de la Terre, ces âges glaciaires sont déclenchés par les variations des paramètres orbitaux, entraînant des changements climatiques spectaculaires. Les périodes de plus haute obliquité (l'obliquité est l'angle entre l'axe de rotation de la planète et le plan de révolution autour du soleil) correspondent à la mise en place des formations géologiques glaciaires en dehors des régions polaires. Les précédents travaux de modélisation suggèrent que les rétroactions avec le cycle de l'eau provoquent des changements climatiques importants, mais peinent à expliquer la chronologie de l'évolution de la surface inférée par les observations géologiques. Le Modèle de Climat Global de Mars est développé en continu au Laboratoire de Météorologie Dynamique. Les précédents travaux de développement du modèle ont permis d'améliorer indépendamment certains détails de la modélisation du cycle de l'eau actuel, mais leur combinaison a dégradé les grandes caractéristiques du cycle de l'eau par rapport aux observations spatiales.

La première partie du travail présenté dans le manuscrit a consisté à compléter, améliorer et recalibrer le modèle du cycle de l'eau actuel. De nouveaux processus physiques, en particulier la prise en compte de la chaleur latente pour le givre ainsi que la dépendance en température de l'énergie de nucléation des nuages, ont été inclus et améliorent le réalisme du cycle de l'eau actuel dans le modèle.

En particulier, le module de microphysique des nuages du modèle calcule plusieurs processus indépendants dans un sous-pas de temps dédié. Le couplage entre ces différents paramètres était mal pris en compte par le modèle. La deuxième partie du travail consiste à intégrer un sous-pas de temps adaptatif dans le modèle, afin de permettre un couplage correct des mécanismes de la microphysique des nuages. Le cycle de l'eau actuel dans le modèle reste toutefois sensible à la résolution temporelle d'intégration, et une analyse détaillée montre que cela résulte du couplage entre la microphysique des nuages et les autres processus physiques.

Des expériences numériques sur l'évolution du cycle de l'eau de Mars pendant les derniers millions d'années, qui incorporent toutes les améliorations apportées au modèle, sont présentées dans la troisième partie du manuscrit. Durant cette période, l'obliquité de Mars a connu des oscillations importantes, dont les phases hautes correspondent aux âges glaciaires. En augmentant l'obliquité dans le modèle, l'effet de serre des nuages de glace d'eau, de second ordre dans le climat actuel, devient prépondérant. Dans les régions polaires, il est contrebalancé par le refroidissement dû à la chaleur latente de la glace. La combinaison de ces effets induit un climat modélisé significativement plus chaud et humide qu'aujourd'hui. Dans ces expériences, la modélisation des rétroactions des propriétés thermophysiques de la glace, et en particulier de l'albédo, provoque la mise en place d'une couche de glace pérenne dans les hautes latitudes de Mars en provenance de la calotte polaire Nord. Dans le modèle, cette transition vers un climat glaciaire apparaît dès l'augmentation de quelques degrés de l'obliquité. Ces deux résultats correspondent à des variations climatiques possibles, cohérentes avec les scénarios d'évolution de la surface de Mars établis à partir des observations géologiques.

Les expériences de modélisation du climat menées dans cette thèse suggèrent que l'ensemble des études précédentes est à reprendre, puisque l'effet radiatif des nuages de glace d'eau et la chaleur latente de la glace n'étaient pas modélisés. D'autres processus physiques tels que l'effet radiatif de la vapeur d'eau, l'évolution de la glace en sous-surface ou encore l'effet de la contamination de la poussière sur la sublimation de la glace, ne sont pas encore pris en compte dans le modèle et sont susceptibles de jouer un rôle important dans la modélisation du climat à plus haute obliquité.

Mots clés : Mars, modélisation climatique, paramétrisation, cycle de l'eau, âge glaciaire

Abstract

This thesis is part of the European research project "Mars Through Time", which aims at developing numerical climate models to study Martian paleoenvironments. The accumulation of geological observations with spatial missions since the 1970s has shown that Mars was not always the cold, arid desertic planet we know. Specifically, it has experienced glacial periods during which the planet was covered by a water-ice mantle all the way to the mid-latitudes, during the last million years of its history. Just like Earth, these ice ages were triggered by variations in orbital parameters, leading to dramatic climate change. Periods of higher obliquity (obliquity is the angle between the planet's rotation axis and the plane of revolution around the sun) correspond to the formation of glacial geological features outside of the polar regions. Previous modeling work suggests that the feedback between the water cycle and other components of the climate system causes significant climate change but struggles to explain the timeline of surface evolution inferred from geological observations.

The Mars Global Climate Model is continuously developed at the Laboratoire de Météorologie Dynamique. Previous work on the model development work has improved certain details of the current water cycle modeling, but their combination has degraded the major features of the water cycle compared to space observations.

The first part of the work presented in the manuscript consisted of completing, improving and recalibrating various parameters related to the current water cycle. New physical processes, notably latent heat of frost sublimation and the temperature dependence on cloud nucleation energy, have been included to enhance the realism of the current water cycle in the model.

In particular, the cloud microphysics module of the model calculates multiple independent processes within a dedicated sub-time step. The coupling between these different parameters was poorly accounted for by the model. The second part of the work involved integrating an adaptive sub-time step into the model to allow proper coupling of cloud microphysics mechanisms. However, the current water cycle in the model remains sensitive to the temporal integration resolution. Detailed analysis shows that this is due to the coupling between cloud microphysics and other physical processes.

Numerical experiments on the evolution of Mars' water cycle over the last few million years, including all the improvements made to the model, are presented in the third part of the manuscript. During this period, Mars' obliquity experienced significant oscillations, with high phases corresponding to ice ages. By increasing obliquity in the model, the greenhouse effect of water ice clouds, which is negligible in the current climate, becomes dominant. In polar regions, it is offset by cooling due to the latent heat of ice sublimation. The combination of these effects results in a modeled climate that is significantly warmer and wetter than today.

In these experiments, modeling the feedback of the thermophysical properties of ice, especially albedo, leads to the development of perennial ice deposits in high latitudes of Mars, supplied by the North polar cap. In the model, this transition to a glacial climate appears with just a few degrees of obliquity increase. These two findings offer a coherent explanation for possible climate variations consistent with surface evolution scenarios of Mars established from geological observations.

The climate modeling experiments conducted in this thesis suggest that all previous studies need to be revisited, as the radiative effect of water ice clouds and the latent heat of ice were not previously modeled. Other physical processes, such as the radiative effect of water vapor, the evolution of subsurface ice, and the impact of dust contamination on ice sublimation, are not yet included in the model and are likely to play a significant role in modeling climate at higher obliquity.

Keywords: Mars, climate modeling, numerical tuning, water cycle, ice ages

Remerciements

Elle m'a dit : "J'aime pas Jul, je préfère
l'homme qu'il y a devant moi"

Jul

Loin de notre société française, la sagesse orientale (issue d'une longue tradition martiale mais finalement intégrée comme un aspect de la culture à part entière) valorise la spontanéité, l'adaptabilité et l'intuition. Une action instinctive est le signe d'un état élevé de conscience de soi et d'harmonie avec l'univers, par opposition à notre philosophie occidentale où l'action est la conséquence d'une réflexion et d'une délibération rationnelle. L'exercice de la soutenance de thèse a été pour moi un mélange des deux. D'abord, un très long raisonnement mené au préalable, fertile d'une connaissance rationnelle robuste. Ensuite la restitution, par le manuscrit puis par la soutenance, qui fait appel à la communication entre individus et dépasse donc le régime strict de la connaissance scientifique. Dans ce cadre de la communication interpersonnelle en général, j'ai l'instinct souvent délétère de favoriser cette spontanéité, comme si passer par un acte sciemment non prémédité allait faire surgir une vérité plus authentique, plus pure. Je veux bien dire maîtriser le fond, la matière première, mais ne pas choisir à l'avance quels mots vont sortir de ma bouche et dans quel ordre. Je ne renie pas cette manière de m'exprimer, car elle m'a permis d'atteindre un ou deux vrais moments cosmiques au cours de la thèse, lorsque le fond était parfaitement métabolisé, le sommeil goulument emmagasiné, la vie personnelle sereine. Toutefois, la plupart du temps - quand toutes les conditions préalables ne sont pas réunies -, faire appel à la seule intuition¹ ne suffit pas à restituer l'ensemble du contenu que je souhaite partager, ou alors en mauvais orateur. L'exposé de la soutenance était donc relativement préparé, à l'inverse du traditionnel discours de remerciement qui s'ensuit. En vertu du souci d'authenticité dont je viens de parler, je vais commencer ces remerciements par la retranscription fidèle (j'ai tout de même enlevé les "heu", "ben", "aussi", "un peu" et autres tics de langage) de ce discours, avant de l'approfondir.

Merci aux membres du jury, qui ont accepté de rapporter cette thèse et de l'examiner. J'étais super content. Comme l'a dit François à la fin de la soutenance, ça a été une aventure aussi humaine pour moi. Les gens qui me connaissent (je pense que c'est le cas de tout le monde ici) savent que j'ai un rapport particulier au doute. La thèse a été le cadre, par son déroulement concomitant à certaines catastrophes naturelles indépendantes de ma volonté, permettant d'aller au bout de ces choses-là et l'occasion pour moi de grandir humainement. Ça a été un passage assez pénible parfois, mais toujours adouci par l'ensemble des gens avec qui j'ai pu collaborer professionnellement. En particulier François, qui a toujours été extrêmement bienveillant avec moi, et même plus que bienveillant et plus que compréhensif, qui m'a toujours soutenu pendant

1. Le parallèle entre les valeurs orientales et celles des Jedi dans Star Wars est vraiment immédiat : peut-être que je me prends tout simplement pour Anakin Skywalker depuis le début...

toutes ces années. Mais aussi avec l'ensemble des gens au laboratoire, avec qui on rigole énormément et auprès desquels je me sens toujours à l'aise. Je suis très heureux que ça se passe aussi bien sur le plan personnel que professionnel, c'est véritablement important pour moi. Je suis ravi de faire partie de cette aventure scientifique mais surtout je suis très content de la manière dont ça se déroule et c'est pour moi quasiment aussi important que la science en soi. Merci donc à tout le monde, à l'ensemble des gens du laboratoire d'avoir fait de ces moments quelque chose d'aussi mémorable pour moi sur le temps long.

Déjà, le côté néfaste de ce trait de caractère se révèle : au milieu de la nuit précédente, dans un éclair de lucidité, j'avais écrit quelques phrases pour remercier pleinement et nommément Ehouarn Millour. Ehouarn est ingénieur de recherche dans l'équipe planéto du Laboratoire de Météorologie Dynamique depuis sa création. Il est un brillant scientifique, un puits de science curieux de tout et qui possède une connaissance encyclopédique de **tous** les modèles de climat du laboratoire. Il est donc naturellement sollicité en permanence pour son expertise, et même par les terrestres. Malgré ça, il fait sans jamais faillir preuve d'une générosité extrême, se rendant toujours disponible et prêt à passer plusieurs heures à aider le plus perdu des doctorants à résoudre des problèmes incompréhensibles par tout autre. Cette absolue dévotion ne s'arrête pas aux membres de l'équipe : Ehouarn est toujours le premier volontaire pour participer à la diffusion du savoir et aux fêtes de la science, ou pour accueillir des stagiaires. Il est toujours content d'être là, toujours jovial et souriant, serein, une force tranquille. Ehouarn est un personnage légendaire connu partout dans le monde pour toutes ces qualités. Je le remercie non seulement d'être derrière chacun des accomplissements de cette thèse, mais aussi pour l'exemple qu'il m'a offert d'un idéal quasiment utopique de scientifique que j'admire beaucoup.

J'admire en fait au plus haut degré quasiment tous les permanents que j'ai eu la chance de fréquenter au laboratoire ou à l'occasion au cours de ma thèse. Si Ehouarn incarne un exemple d'excellence, d'abnégation et de service public auquel j'aspire, j'ai rencontré chez tous une grande bienveillance, véritablement centrale dans le faisceau de valeurs arbitraires² dans lequel je voudrais m'épanouir. Les moments mémorables dont j'ai parlé à l'oral sont, entre autres, toutes les fois (c'était quasiment quotidien) où je passais la tête dans l'embrasure d'une porte pour glaner des bribes de discussion, scientifique ou non, puis finalement prendre une chaise pour assister entièrement à une réunion ou bien discuter longuement sur une sensibilité partagée. Je remercie profondément tous les gens du laboratoire et d'ailleurs qui ont accueilli de la sorte mon appétit et ma curiosité. Je les remercie de m'avoir par là énormément appris sur les plans humain, intellectuel, scientifique et professionnel et de m'avoir permis de tracer les contours de la forme que je pourrais donner à un parcours dans la recherche.

Cette vision de la recherche et de la manière de la pratiquer revêt encore aujourd'hui un caractère, je crois, quelque peu naïf. Entouré au quotidien par des poids lourds, pour lesquels le respect initial que j'avais s'est mué en quasi-idolâtrie à mesure que j'apprenais à les connaître, j'en suis venu à douter de ma légitimité parmi eux. Certaines faiblesses ou certains écueils m'ont paru, et me paraissent encore quelquefois, rédhitoires pour faire correctement ce métier. Les doctorants traversent quasiment tous une phase semblable, pas forcément pour les mêmes raisons ni avec les mêmes conséquences. Les symptômes associés ont été extrêmes dans mon cas personnel. Mes condisciples de mon âge ont été d'un grand soutien, et en particulier la team Bonne Humeur (association loi 1901) dont l'amitié m'a ému. Je les remercie chaleureusement pour cela et pour tous les excellents moments que nous avons passé ensemble toutes ces années. Les collègues plus âgés, les permanents dont j'ai parlé au paragraphe précédent, ont eu une attitude salutaire pour moi : ils ne m'ont rien reproché, pas même sur le plan professionnel, et ont accueilli cela comme une simple donnée à prendre en compte, en toute bienveillance. Cette attitude très simple m'a

2. Le Bushido (code du Bushi, guerrier samouraï) fait par exemple état de 7 valeurs essentielles : la droiture, le courage, la bienveillance, le respect, la sincérité, l'honneur et la loyauté (Musashi, 1645).

soulagé d'une grande culpabilité et je les remercie à nouveau très sincèrement.

Toutes les qualités et forces qui m'ont touchées chez différents chercheurs se retrouvent, selon moi, à leur plus haut niveau chez mon directeur de thèse François Forget. J'ai fait mon tout premier stage de recherche au sein de l'équipe planéto du LMD, trois ans avant d'y postuler en thèse. Je n'ai alors discuté que deux ou trois fois avec François, mais j'ai été très impressionné en tant que jeune novice. Outre ses thèmes de prédilection qui me paraissaient déjà fascinants (moins Mars que les planètes extrasolaires ou la Terre primitive!), c'est son rapport particulier à la recherche et à la science qui m'a profondément marqué. J'y ai senti une curiosité pure, une soif inextinguible de compréhension quasiment enfantine par son ingénuité et sa sincérité. Les années suivantes, à force de zoner dans des événements en lien avec sa discipline, j'ai croisé une ou deux fois François. Il s'est toujours montré curieux de mon parcours, et m'a volontiers dispensé quelques conseils anodins dont la portée a très largement dépassé pour moi l'intensité qu'il y avait mise. Poursuivant dans cette voie, je me suis retrouvé parmi la dizaine d'étudiants de M2 à l'avoir comme professeur. Là, j'ai constaté que sa curiosité va de mise avec un plaisir manifeste qu'il prend dans la pratique quotidienne du métier de chercheur. Par bonheur, les circonstances m'ont permis de poursuivre immédiatement en thèse avec lui. Le côtoyer au quotidien, profiter de son exceptionnelle expertise scientifique et de son rapport particulier à la recherche, a définitivement scellé mon admiration sans bornes à l'égard de François. Son encadrement était permissif, me laissant une grande liberté jusque dans mes errements ou erreurs. Il était néanmoins toujours impliqué, en demande d'être sollicité. Son style était une invitation à développer mon autonomie, pour moi un des buts de la thèse. Cependant, il s'est trouvé que ce cheminement m'a amené dans des réflexions qui dépassaient le cadre professionnel. J'ai le sentiment que François, rompu à l'encadrement de thèse, est conscient de cette limite, mais que je l'ai parfois poussé malgré moi à la franchir et ainsi à outrepasser son rôle. J'aurais voulu qu'il n'ait pas à le faire et je m'en excuse, mais je lui en suis également très reconnaissant. Pour toutes ces choses, je remercie infiniment François.

Je vais conclure en remerciant tous mes proches et amis. Ce sont les personnes les plus importantes de ma vie. L'après-midi de la soutenance a été l'occasion pour moi de mesurer une fois de plus la chance que j'ai d'être si profusément et surtout si bien entouré. La plupart de mes amis me connaissent depuis plus de dix ans, certains quinze, et avec les années il se trouve régulièrement des gens qui deviennent intimes. Je crois que tous ces gens ont en commun le fait de me voir me débattre avec les mêmes incongruités depuis qu'ils me connaissent. Ce questionnement a atteint son apogée pendant les années de thèse, et mis à nu les tréfonds de ma spiritualité, et ce dans tous les aspects de ma vie. Mes proches en ont été les témoins actifs, mais toujours respectueux de ma pudeur, sans pour autant ni travestir leur regard ni transiger avec l'exigence de la vérité. Toutes et tous m'ont soutenu de manière indéfectible. Ces pans de moi-même avec lesquels j'ai une relation conflictuelle, je les ai vu les tolérer, les accepter sans réserve et aller jusqu'à en être fiers. Cette confiance et cette force portées à mon égard sont les plus précieux bagages que j'emporte à l'issue de ces années formatrices. Elles résonnent avec ces mots immortels d'un des plus éminents poètes rapologues marseillais du début du XXI^e siècle « Je parierais sur mon camp, clan et mon staff jusqu'au dernier sou »³, que je me répète depuis si longtemps qu'ils ont pris une forme quasi religieuse. Je remercie donc tous mes proches d'avoir été et d'être toujours avec moi après tout ce temps, de m'avoir toujours aidé dans les moments difficiles et pour tout le bonheur procuré à chaque instant de ma vie.

3. *Zic de la zone*, Le Rat Luciano (2000)

Table des matières

Résumé	v
Remerciements	vii
Table des matières	xi
Table des figures	xv
Introduction	1
1 À la surface de la planète Mars	3
1.1 Histoire des idées	4
1.1.1 Mars de l'Antiquité au XVII ^e siècle	4
1.1.2 L'invention de la lunette astronomique et du télescope	7
1.1.3 Science et science-fiction	7
1.1.4 L'avènement de l'ère spatiale	9
1.2 Le climat martien	11
1.2.1 Les paramètres orbitaux de la planète Mars	11
1.2.2 Éléments de météorologie	12
1.2.3 Le cycle de l'eau	14
1.3 Investigations géologiques	16
1.3.1 Cratérisation et resurfaçage	16
1.3.2 Les époques géologiques de la planète Mars	17
1.4 Les âges glaciaires de Mars	21
1.4.1 Ce que l'on sait des âges glaciaires terrestres	21
1.4.2 Variations des paramètres orbitaux	23
1.4.3 Données géologiques de glaciations martiennes	25
1.5 Contexte de la thèse	27
2 Modélisation numérique du climat et de son évolution	31
2.1 Principe et philosophie des modèles numériques de climat	32
2.1.1 Origine de la modélisation numérique du climat	32
2.1.2 Les paramétrisations physiques	35
2.1.3 Modéliser, expliquer, comprendre	35
2.2 Le "Global Climate Model" Martien	38
2.2.1 Fonctionnement du modèle	39
2.2.2 Les paramétrisations du cycle de l'eau	41
2.2.3 Calibration des paramètres : le tuning	44

2.3	Modéliser le cycle de l'eau	45
2.3.1	Cycle de l'eau actuel	45
2.3.2	Les paléoclimats martiens	49
2.3.3	Le "Latitude Dependent Mantle"	54
2.4	Problématique de la thèse	55
3	Amélioration physique du modèle	57
	Préambule	58
	Abstract	59
	Plain Language Summary	59
3.1	Introduction	59
3.2	Model description	60
3.2.1	Tuning the Global Water Cycle	61
3.2.2	Physical improvements	62
3.3	Reference simulation and comparison with observations	67
3.3.1	New reference Global Water Cycle	67
3.3.2	Seasonal behavior of water in the PCM	68
3.3.3	Supersaturation of water vapor	69
3.4	Latent heat of ground water ice sublimation	70
3.4.1	Sublimation of the Northern polar cap	70
3.4.2	Sublimation of mid-latitude excavated ice	72
3.4.3	Paleoclimatic studies and transient liquid water on Mars	74
3.5	Temperature-dependent water contact parameter	75
3.5.1	Sensitivity of the water cycle to the contact parameter	75
3.5.2	Ice particle size	76
3.6	Perennial ice and seasonal frost albedo discrepancy	77
3.6.1	Determination of the frost metamorphism threshold	77
3.6.2	Tuning the Northern sublimation peak with differentiated albedos	79
3.7	Scavenging by CO ₂ ice	79
3.7.1	Determination of the scavenging ratio	79
3.7.2	Influence of the scavenging on the water cycle	81
3.7.3	Budget of scavenged water ice	83
3.8	Conclusion and prospects	85
	Résumé du chapitre	86
4	Amélioration numérique du modèle	89
	Préambule	90
	Abstract	91
	Plain Language Summary	91
4.1	Introduction	91
4.2	Adaptive sub timestep for cloud microphysics	93
4.2.1	Evaluation of the minimal number of sub timesteps Δt_{min}	94
4.2.2	Predictive criterion : potential condensation/sublimation	96
4.2.3	Optimization and quality assessment	97
4.3	Influence over the global water cycle	98
4.3.1	Tuning the water cycle in the PCM	98
4.3.2	Water ice content in the atmosphere	100
4.4	Sensitivity of the model to the timestep	101
4.4.1	Physical process coupling and sensitivity to the physical timestep	101

4.4.2	Influence of the temporal and vertical resolution on night-time mixed layers	103
4.5	Conclusion	105
	Résumé du chapitre	106
5	Paléoclimats récents	109
	Préambule	110
5.1	Paramétrisations de référence pour les paléoclimats	110
5.1.1	Le cycle des poussières	110
5.1.2	Les paramètres orbitaux	111
5.2	Le dernier âge glaciaire martien	112
5.2.1	Le cycle de l'eau à 30° d'obliquité	112
5.2.2	L'effet radiatif des nuages de glace d'eau	115
5.2.3	Accumulation de la glace en dehors des régions polaires : rétroaction de l'albédo du givre	115
5.3	Exploration des autres climats de haute obliquité	118
5.3.1	Simulations à 35° d'obliquité	119
5.3.2	La rétroaction de l'inertie thermique des dépôts de glace	121
5.3.3	Divergence des simulations	121
5.4	Cycle du CO ₂ et de la pression atmosphérique	122
5.5	Eau liquide et chaleur latente	122
5.6	L'effet radiatif de la vapeur d'eau	124
	Conclusion	127
6	Conclusions et perspectives	131
6.1	Conclusions de la thèse	132
6.1.1	Rappel du contexte et des enjeux	132
6.1.2	Le modèle de climat martien	132
6.1.3	Paléoclimats et âges glaciaires récents	134
6.2	Perspectives de travail et de réflexion	135
6.2.1	Discrétisation temporelle	135
6.2.2	Amélioration de la physique du modèle actuel	136
6.2.3	Le cycle de l'eau à haute obliquité	136
6.2.4	Le "Planetary Evolution Model"	139
	Communication scientifique	141
	Bilan carbone	145
A	Description du schéma de chaleur latente pour la glace de surface	149
A.1	La chaleur latente dans les GCMs	150
A.1.1	Définition et abus de langage	150
A.1.2	Un défi de modélisation	150
A.1.3	Implémentation et validation	152
A.2	Mode d'emploi de "l'infâme" vdife	158
A.2.1	Fundamental equations	158
A.2.2	Discretization in the PCM	159
A.2.3	Detailed case for different variables	161
	Bibliographie	165

Table des figures

1.1	Mouvement rétrograde apparent de Mars	5
1.2	Modèle géocentrique Ptoléméen	6
1.3	Carte de la surface de Mars par Schiaparelli (1877)	8
1.4	Photographie de givre d'eau à la surface de Utopia Planitia (mai 1979)	9
1.5	Orbite actuelle de la planète Mars	11
1.6	Cycle annuel de la pression martienne	13
1.7	Carte topographique de la planète Mars	14
1.8	Diagramme de phase de l'eau	16
1.9	Frise chronologique des périodes géologiques de Mars	18
1.10	Réseaux de rivières noachiennes	18
1.11	"Outflow channel" hespérien	18
1.12	Rémanents de glaciers amazoniens	18
1.13	Évolution des paramètres orbitaux de Mars	24
1.14	Stratigraphie de la calotte polaire Nord	26
2.1	"Weather Forecasting Factory" d'après le rêve de Richardson	34
2.2	Processus de formulation d'une paramétrisation	36
2.3	Échelle spatiale des modèles numériques de climat	37
2.4	Séparation dynamique/physique dans LMDZ et discrétisation verticale	40
2.5	Cascade d'énergie et dissipation	41
2.6	Théorie de la nucléation hétérogène	44
2.7	Optimisation des paramètres du modèle pour le cycle de pression annuel	46
2.8	Mesures pluriannuelles du contenu en vapeur d'eau dans l'atmosphère martienne	46
2.9	Schéma illustratif du comportement saisonnier du cycle de l'eau	47
2.10	Modèles conceptuels pour reconstitution de la stratigraphie des NPLD	52
2.11	Effet des nuages radiativement actifs sur le climat à 35° d'obliquité	53
3.2	Effet de la chaleur latente en 1D	63
3.3	Fonctions possibles de dépendance en température pour le paramètre de contact	64
3.4	Schéma du fonctionnement de l'albédo dans le modèle	65
3.5	Simulation de référence pour le cycle de l'eau avec la nouvelle physique	67
3.6	Budget de l'eau sur la calotte polaire Nord	69
3.7	Transport méridional d'eau dans le modèle	70
3.8	Sursaturation de la vapeur d'eau dans le modèle	71
3.9	Évolution pluriannuelle de la vapeur d'eau avec et sans chaleur latente	72
3.11	Effet de la chaleur latente sur la glace de moyenne latitude	74
3.12	Effet du paramètre de contact variable sur le cycle de l'eau annuel	76
3.13	Comparaison de la taille des cristaux de glace dans le modèle avec ACS	78

3.14	Comportement saisonnier du givre sur la calotte	78
3.15	Simulation de référence du cycle de l'eau avec albédo variable	80
3.16	Effet du "scavenging ratio" sur le contenu global en vapeur d'eau	82
3.17	Précipitation du CO ₂ dans la nuit polaire et lessivage associé	84
4.1	Sensibilité du cycle de l'eau au pas de temps physique	92
4.2	Sensibilité du cycle de l'eau au sous-pas de temps microphysique	93
4.3	Évolution de la température dans un sous-pas de temps	94
4.4	Cartes des nombres optimaux de sous-pas de temps prévus par la paramétrisation	95
4.5	Loi de puissance pour le calcul du nombre de sous-pas de temps	97
4.7	Validation de l'optimisation du sous-pas de temps	98
4.8	Histogramme du nombre minimal de sous-pas de temps requis	99
4.9	Relation de dépendance en température du paramètre de contact	100
4.10	Nouveau cycle de l'eau de référence avec sous-pas de temps adaptatif	101
4.11	Profils individuels de nuages dans les grandes structures	102
4.13	Effet d'une diminution supplémentaire du pas de temps dynamique et physique	103
4.14	Illustration des différents couplages liés au cycle de l'eau	104
4.15	Couches nocturnes mélangées avec un pas de temps de 7.5 minutes	105
5.1	Variations des paramètres orbitaux de Mars au cours des derniers 800 000 ans	111
5.2	Évolution de la moyenne globale de la vapeur d'eau à 30° d'obliquité	113
5.3	Cycle de l'eau saisonnier pour les trois simulations de référence à 30° d'obliquité	114
5.4	Évolution de la calotte polaire Nord à 30° d'obliquité	114
5.5	Effet de serre des nuages de glace d'eau à haute obliquité	116
5.6	Taux d'accumulation de la glace dans les hautes latitudes avec a=0,7 à 30° d'obliquité	118
5.7	Taux d'accumulation de la glace dans les hautes latitudes avec a=0,7 à 35° d'obliquité	119
5.8	Taux d'accumulation de la glace dans les hautes latitudes avec a=0,5 à 35° d'obliquité	120
5.9	Basculement dans un régime nuageux extrême à 35° d'obliquité	123
5.10	Taux d'accumulation de la glace dans le régime climatique nuageux	124
5.11	Taux d'accumulation de la glace avec rétroaction de l'inertie thermique	125
5.12	Sensibilité des simulations aux paramétrisations thermophysiques de la glace	126
5.13	Cycle de la pression à 30° d'obliquité	128
5.14	Effet radiatif de la vapeur d'eau dans les paléoclimats sur Mars	129
6.1	Le "Planetary Evolution Model"	140
A.1	Bilan énergétique de la Terre	151
A.2	Variation de la chaleur latente de sublimation avec la température	152
A.3	Sensibilité au pas de temps - 1d	153
A.4	Comparaison des schémas explicites et implicites	154
A.5	Choix du seuil du sous-pas de temps de vdife	155
A.6	Nombre maximal de sous-pas de temps sur une année martienne	156
A.7	Nombre de sols/an avec différents sous-pas de temps	157
A.8	Flux de chaleur latente instantané maximal	158

Introduction

The moving finger writes ; and having writ,
Moves on : nor all thy Piety nor Wit
Shall lure it back to cancel half a line,
Nor all thy tears wash a word of it.

Omar Khayyam, *Rubaiyat*

Le travail présenté dans cette thèse s'inscrit dans la continuité directe des précédents travaux de recherche menés sur la modélisation du cycle de l'eau martien et des paléoclimats récents au Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD). Ces deux thèmes sont étudiés conjointement avec le modèle numérique de climat développé au laboratoire depuis une vingtaine d'années.

Ils s'inscrivent pourtant dans des problématiques scientifiques et même des communautés distinctes. L'étude du cycle de l'eau se rapproche en effet des sciences de l'atmosphère terrestre : la modélisation permet d'éclairer les phénomènes physiques à l'œuvre dans l'atmosphère telle que révélée par les observations spatiales. Elle porte plutôt sur des échelles météorologiques, c'est-à-dire aux plus régionale et saisonnière, et relève de la communauté et des enjeux des atmosphériciens. De même, le champ des paléoclimats martiens s'apparente à la paléoclimatologie terrestre, aux échelles de temps et d'espace bien plus importantes, aux problématiques à l'intersection de plusieurs communautés et à la forte interdisciplinarité qui en découle. En effet, les variations multiséculaires du climat martien sont inférées indirectement à partir d'indices géologiques précis, et elles revêtent une importance cruciale dans l'éclairage l'évolution de la surface et de l'atmosphère de la planète.

Ces deux aspects de l'étude de l'atmosphère martienne (présente et passée) sont naturellement perméables, puisque régis par les mêmes lois physiques. Ainsi, les paradigmes progressivement établis des mécanismes climatiques à l'œuvre dans les paléoclimats martiens ont été bouleversés au cours de la dernière décennie par les thèses successives de Jean-Baptiste Madeleine, Thomas Navarro et Margaux Vals au LMD. L'amélioration incrémentale du modèle pour tenter de comprendre les détails de plus en plus fins du système climatique martien a en effet requis la prise en compte de l'effet radiatif des nuages de glace d'eau. Ces nuages sont peu nombreux sur Mars telle qu'on l'observe actuellement, mais sont a priori beaucoup plus abondants dans les périodes paléoclimatiques correspondent aux périodes glaciaires, dans lesquelles on s'attend donc à voir leur effet démultiplié.

La prise en compte de l'effet radiatif des nuages représente un véritable défi de modélisation numérique, et ce, même dans le climat actuel de Mars. Les thèses mentionnées ont apporté des développements majeurs sur ce plan, mais aussi sur le cycle des poussières et sur la manière de coupler entre eux les différents compartiments du modèle. À partir de ce modèle de nouvelle génération, le projet de recherche européen *Mars Through Time* a pour ambition de caractériser l'évolution du climat martien au cours des temps géologiques, à la fois dans son passé "récent" (les derniers millions d'années) où la planète est relativement semblable à aujourd'hui, et plus

loin dans le temps lorsque sa surface et son atmosphère étaient totalement différentes.

Cette thèse est la première du programme *Mars Through Time*. À l'origine, elle portait sur la modélisation du cycle de l'eau dans les derniers millions d'années de Mars, qui aurait vu sa surface recouverte de glace par intermittence. Dans la continuité directe des travaux (datant de plus de 5 ans, mais déjà avancés) de Jean-Baptiste Madeleine, les simulations numériques menées avec la dernière génération du modèle devaient permettre d'élucider la mise en place (et la sortie) des âges glaciaires martiens. Cependant, le modèle numérique de climat intègre de nombreux composants en plus du cycle de l'eau, développés en parallèle. Les premières expériences de calibration ont révélé au début de la thèse que le comportement du modèle, une fois amalgamés les différents développements depuis les précédents travaux paléoclimatiques, était plus complexe et surtout moins bien compris qu'auparavant. Ce constat induit une difficulté d'ordre quasiment éthique : les études paléoclimatologiques consistant essentiellement à extrapoler le modèle actuel dans des configurations passées de la planète Mars pour caractériser les changements du cycle de l'eau, il convient d'en évaluer au mieux la vraisemblance.

Ainsi, en dépit du caractère exploratoire et qualitatif des résultats pressentis dans les simulations du climat passé, nous avons fait le choix de consacrer une large part des ressources de la thèse à la cartographie, à l'amélioration et à la calibration du cycle de l'eau dans le climat actuel. Ces efforts ont permis une version actualisée, bien maîtrisée, du cycle de l'eau dans le modèle, et de nouvelles simulations du climat passé robustes et fertiles de découvertes.

Le Laboratoire de Météorologie Dynamique a été un environnement scientifique et humain privilégié pour mener à bien ce travail. Les différentes équipes construisent et entretiennent une expertise holistique du climat terrestre, et en particulier de sa modélisation sur le site de Jussieu. L'équipe "Planéto" est un effectif réduit qui évolue au milieu des terrestres et s'intéresse aux climats des autres planètes. Une large fraction de l'équipe s'intéresse à la planète Mars : cette thèse est aussi le fruit d'un travail d'équipe, et incorpore plusieurs travaux précédents et actuels.

Si l'expertise de l'équipe Planéto est en quelque sorte l'union mêtisse de l'astrophysique et de la physique du climat, les deux chapitres d'introduction sont le reflet de cette double identité. Le chapitre 1 est une présentation générale de la planète Mars, qui introduit les enjeux de la modélisation climatique à l'égard des questions scientifiques en lien avec l'évolution de la surface de la planète. Le chapitre 2 présente le fonctionnement des modèles numériques de climat, et spécifiquement du modèle de Mars, ainsi que les enjeux de développement du modèle pour répondre aux questions contemporaines les plus importantes du cycle de l'eau actuel et passé.

Les deux chapitres suivants synthétisent l'ensemble du travail effectué sur le modèle pour l'étude du climat actuel. Les différents ajouts ont finalement donné naissance à une nouvelle version de référence du cycle de l'eau dans le modèle, dont les diverses modifications sont séparées en deux publications. Le chapitre 3 est dédié à l'amélioration et à la calibration des paramétrisations physiques du modèle. Le chapitre 4 est consacré aux améliorations numériques apportées au modèle et au défi du couplage des différentes paramétrisations.

Le chapitre 5 présente une série de simulations paléoclimatiques menées à l'aide de l'ensemble des développements des chapitres 3 et 4. Ces simulations, présentées sous forme encore préliminaire, permettent déjà de proposer un scénario climatique de mise en place des âges glaciaires martiens les plus récents, il y a quelques centaines de milliers d'années seulement. Ce résultat inédit lève le voile sur des observations géologiques jusque là difficiles à interpréter, et ouvre la voie à de plusieurs questions présentées en fin de chapitre.

Les conclusions générales de la thèse sont reprises et résumées dans le chapitre 6, ainsi que les pistes de réflexion qu'elles entraînent et les perspectives de travail qui en découlent.

Bonne lecture!

Chapitre 1

À la surface de la planète Mars

Sommaire

1.1 Histoire des idées	4
1.1.1 Mars de l'Antiquité au XVII ^e siècle	4
1.1.2 L'invention de la lunette astronomique et du télescope	7
1.1.3 Science et science-fiction	7
1.1.4 L'avènement de l'ère spatiale	9
1.2 Le climat martien	11
1.2.1 Les paramètres orbitaux de la planète Mars	11
1.2.2 Éléments de météorologie	12
1.2.3 Le cycle de l'eau	14
1.3 Investigations géologiques	16
1.3.1 Cratérisation et resurfaçage	16
1.3.2 Les époques géologiques de la planète Mars	17
1.4 Les âges glaciaires de Mars	21
1.4.1 Ce que l'on sait des âges glaciaires terrestres	21
1.4.2 Variations des paramètres orbitaux	23
1.4.3 Données géologiques de glaciations martiennes	25
1.5 Contexte de la thèse	27

Tout au bout de la plage, là-bas,
Mon coeur se plaint
C'est à vingt milles de la ville
Des dunes sans rien

Laurent Voulzy

1.1 Histoire des idées

1.1.1 Mars de l'Antiquité au XVII^e siècle

Le plus débutant des astronomes peut reconnaître la planète Mars lorsqu'elle est visible pendant une nuit étoilée : elle brille d'un éclat rouge caractéristique. Tous les 24 mois environ, Mars est au plus près de la Terre (en opposition) et sa magnitude apparente concurrence celle de Jupiter, en faisant la deuxième planète la plus brillante après Vénus¹. De l'antiquité jusqu'aux premières observations directes, ces caractéristiques étaient les seules informations permettant d'identifier Mars dans le ciel.

La civilisation mésopotamienne (environ XVIII^e siècle av. JC - I^e siècle après JC) en particulier est connue pour sa maîtrise avancée de l'astronomie. Les sphères religieuses et scientifiques étaient alors confondues et l'astrologie était un aspect indissociable d'une "science astrale" pratiquée par les prêtres-savants. L'observation de la voûte céleste était dédiée à la fois au recensement précis des positions relatives des astres et à l'interprétation, liée à cet agencement, des présages divinatoires. La *science astrale* permettait la domestication du temps par la mise en place d'un calendrier luni-solaire (12 mois lunaires corrigés par des "mois intercalaires" en fonction du retard accumulé sur l'année solaire), d'une horloge hydraulique (le jour était séparé en 12 doubles-heures) et l'objet principal des observations était souvent la météorologie, puisque les conditions météorologiques locales pouvaient gêner l'observation de la lune et des planètes au crépuscule (la Mésopotamie² était le siège de fréquentes tempêtes de poussières et de pluie). Certains aspects de l'astrologie-astronomie mésopotamienne ont été préservés à travers les époques. Les Sumériens étaient les premiers à nommer les constellations aux alentours de 3000 av. J.-C., et certains noms sont toujours employés (par exemple le Taureau, le Lion, le Scorpion). Ce sont également eux qui ont inventé le système de notation en base 60, encore en usage dans la manière contemporaine de compter les secondes et minutes ou les degrés du cercle.

Vers le V^e siècle av. J.-C., la science astrale babylonienne³ a connu un essor soudain. L'accumulation séculaire des observations célestes a donné naissance à des proto-modèles prédictifs qui utilisent des fonctions mathématiques simples pour déterminer à l'avance les phénomènes célestes, et notamment les phases et positions de la Lune qui jouent un rôle prépondérant à la fois pour le calendrier et pour les cultes religieux (Walker, 1996). Cette transition est parfois qualifiée de première véritable "révolution scientifique" au sens où des théories astronomiques ont été construites avec des outils mathématiques fondés sur des bases rationnelles.

Les planètes visibles à l'œil nu⁴ sont peu référencées dans les traités de science astrale, et semblent spécifiquement liées à l'astrologie. La planète Mars était associée au dieu Nergal, qui possède les attributs du guerrier et apporte la mort et les épidémies (Corrente, 2022). Les Mésopotamiens avaient remarqué le mouvement rétrograde apparent de la planète Mars : parfois, elle semble faire brièvement demi-tour dans le ciel avant de poursuivre sa course normalement.

Ce mouvement apparent est illustré dans la figure 1.1. Les Égyptiens antiques (fondation vers 3150 av. J.-C. - annexion par l'empire Romain en 30 av. J.-C.) avaient également remarqué

1. La magnitude apparente est une mesure de la luminosité des astres dans le ciel relativement à l'étoile Vega ($M=0$). La magnitude apparente moyenne de Jupiter est de -2,2 en moyenne et monte jusqu'à -2,9 en opposition. La planète Mars est généralement moins brillante, +0,71 en moyenne, mais peut également monter à -2,9 dans les conditions optimales d'observations.

2. Actuel Irak et Syrie

3. La civilisation mésopotamienne comprend généralement les périodes spatio-temporelles sumérienne, babylonienne et assyrienne.

4. Mercure, Vénus, Mars, Jupiter et Saturne

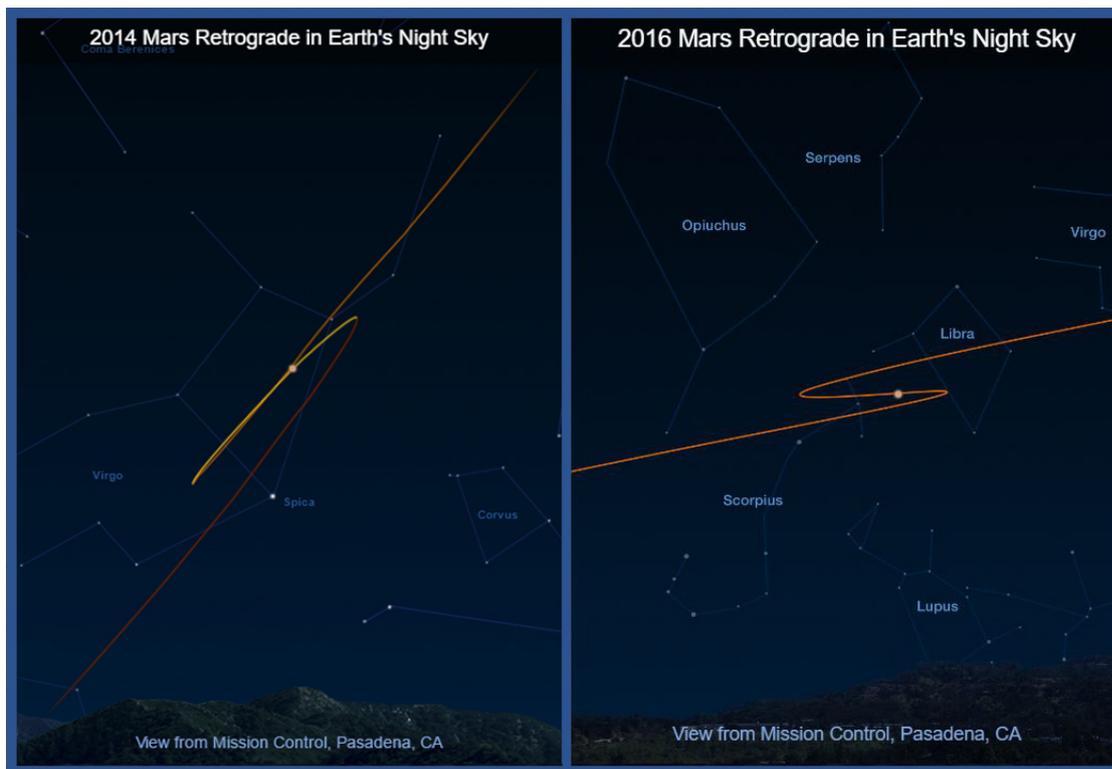
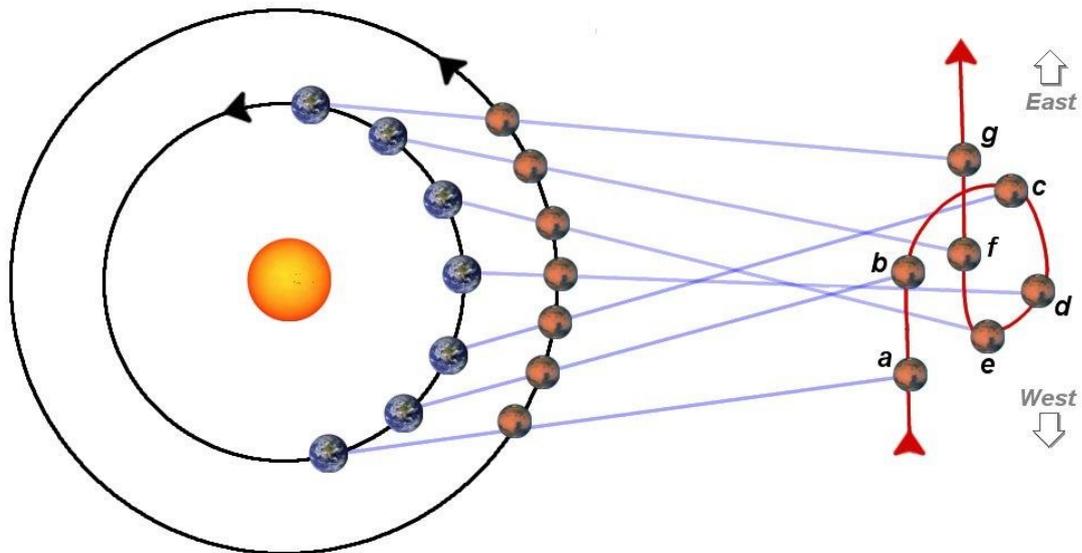


FIGURE 1.1 – Illustration du mouvement rétrograde apparent de Mars vu depuis la Terre. La Terre tourne autour du Soleil environ 1,88 fois plus vite que Mars : tous les deux ans environ, nous "doublons" Mars et cela se traduit par un mouvement de recul apparent. La trajectoire de Mars peut prendre différentes formes en fonction de l'inclinaison relative des plans de révolution de la Terre et de Mars. Crédit : NASA

cette particularité⁵. Les Grecs deviennent maîtres de l'Égypte à l'époque Ptolémaïque⁶ (305 av. J.-C.), mais l'influence des cultures mésopotamiennes⁷ et égyptiennes dans les domaines de l'astronomie se faisait déjà sentir depuis plusieurs siècles. L'école Athénienne du V^e siècle av. J.-C. faisait par exemple mention d'un cycle lunaire de 19 ans, déjà théorisé par les babyloniens.

Le mot "planète" vient du grec *planētēs* (πλανήτης) qui signifie "errant". Les Grecs avaient remarqué que cinq astres ont un mouvement par rapport aux autres étoiles. Depuis le VI^e siècle av. J.-C., les philosophes dits "pré-Socratiques" s'interrogeaient sur la nature du monde et de la cosmologie, et l'essor de la géométrie au siècle suivant a conduit à l'élaboration du modèle géocentrique, d'abord par Aristote (env. 384-322 av. J.-C.), puis complété par Appollonios de Perga (env. 262-190 av. J.-C.) et finalisé par Ptolémée (100 - 178) dans son traité en 13 livres l'*Almageste*. Le mouvement rétrograde de la planète Mars tient une place importante dans ce modèle, qui est expliqué par les "épicycles" et les "déférents" illustrés dans la figure 1.2.

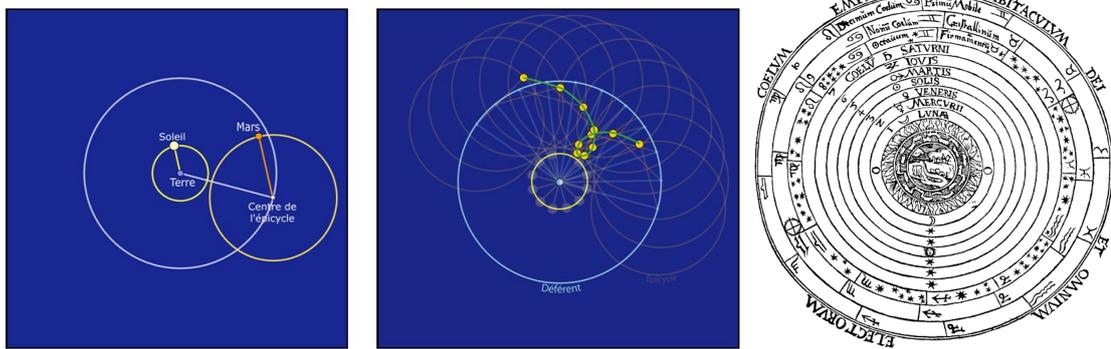


FIGURE 1.2 – Gauche : fonctionnement d'un mouvement rétrograde dans le modèle géocentrique de Ptolémée. Mars tourne alors autour de l'épicycle, un cercle dont le centre tourne autour de la Terre. L'orbite de ce cercle est le déférent. Droite : cosmologie géocentrique de Ptolémée par Petrus Apianus (1539, gravure sur bois). Crédit : <http://clea-astro.eu/lunap/retromars>

Il faut attendre les travaux de Nicolas Copernic (1473-1543) et la publication de son traité *De revolutionibus orbium cælestium* (1543) pour remettre en question ce modèle géocentrique. Ce traité a amorcé une révolution de la représentation du monde figée depuis Ptolémée, mais présente un modèle héliocentrique où les planètes sont toujours en orbite sur des cercles parfaits, qui fait appel à des notions semblables aux épicycles de Ptolémée⁸. L'astronome Tycho Brahe (1546-1601), danois religieux mais grand admirateur de Copernic, croyait fermement que les observations devaient précéder à la théorie. Il reportait consciencieusement les positions de Mars sur son orbite et son disciple Johannes Kepler (1571-1630) en déduisit les fameuses lois de Kepler, publiées en 1609, qui constatent que les planètes suivent une trajectoire elliptique autour du soleil. Les travaux de Kepler seront plus tard formalisés mathématiquement par Newton (1643-1727). Il publie les lois de la mécanique *newtonienne*⁹ et de la gravitation universelle en 1687 dans *Philosophiæ naturalis principia mathematica*, qui vont définitivement assoir le modèle

5. Toutes les planètes ont un mouvement rétrograde au cours de leur orbite, mais il est plus facile à observer pour Mars, plus proche de la Terre.

6. Dynastie fondée par Ptolémée, fils de Lagos (env. 368-283 av. J.-C.).

7. les Grecs les appelaient les "Chaldéens".

8. L'utilisation des notions artificielles des épicycles et des excentriques aurait tourmenté Copernic jusqu'à sa mort.

9. Les bases de la mécanique sont conceptualisés par les travaux de Galilée.

héliocentrique, notamment en expliquant la trajectoire particulière de l'orbite de la planète Mars.

1.1.2 L'invention de la lunette astronomique et du télescope

En 1610, Galilée (1564-1642) est le premier à utiliser la lunette astronomique, qu'il fabrique lui-même (à partir de la longue-vue inventée par l'opticien Lippershey quelques années avant). Après avoir observé et décrit Jupiter et ses satellites, il la pointe vers la planète Mars, obtenant ainsi la première observation directe de la planète dont il constate la forme sphérique. La faible qualité de son instrument ne permet cependant pas de distinguer la surface de la planète.

Plusieurs astronomes perfectionnent la lunette astronomique au cours des XVII^e et XVIII^e siècles, et font des observations de la planète Mars. Une avancée significative est réalisée par Christian Huygens (1629-1695) qui construit un télescope suffisamment performant pour distinguer des caractéristiques de la surface de la planète. En 1659, il estime la durée du jour martien à 24h¹⁰. Il mesure le diamètre de Mars et détermine sa valeur à 60% de celui de la Terre. En 1672, il observe également un chapeau blanc au pôle Nord, la première observation d'une calotte polaire martienne.

Giovanni Domenico Cassini (1625-1712) s'intéresse également à Mars. Il décrit la calotte polaire Nord et propose une estimation du jour martien à 24h et 40 minutes. Il dirige l'observatoire astronomique de Paris à partir de 1671. En 1672, alors que Mars est au plus près de la Terre, il décrit la calotte polaire Sud et met au point la technique de la parallaxe pour mesurer la distance Terre-Mars.

Par la suite, l'amélioration des télescopes par Newton, qui utilisent à présent des miroirs au lieu des lentilles, relance l'intérêt pour la planète Mars. L'astronome William Herschel (1738-1822) construit son propre télescope et calcule l'obliquité¹¹ de la planète (qu'il évalue comme étant de 28,5° contre 25,19° aujourd'hui). Il précise les précédentes mesures du diamètre de Mars et comprend que son atmosphère est fine. Dans les années 1780, il observe régulièrement le cycle saisonnier de la planète Mars, via les changements de couleur de la surface et les variations de l'étendue des calottes polaires (Herschel, 1784).

1.1.3 Science et science-fiction

Au XIX^e siècle, les observations plus précises de Mars se multiplient grâce aux améliorations technologiques de l'optique. Aux grandes caractéristiques géographiques de la planète stables dans le temps se superposent des observations saisonnières déjà évoquées par Herschel. Parallèlement, Herschel (ainsi que d'autres bien avant lui, comme Giordano Bruno, Bernard de Fontenelle ou encore Emmanuel Kant) évoque régulièrement la possible multiplicité de la vie dans l'Univers. L'observation de la planète Mars à l'aide d'un spectrographe en 1858 par Angelo Secchi (1818-1878) et sa collaboration avec Jules Janssen (1824-1907) établissent que la planète possède bel et bien une atmosphère et estiment qu'elle abrite de l'eau¹², condition *sine qua non* à la prolifération de la vie.

Au milieu du XIX^e siècle, la présence supposée d'eau liquide sur la planète Mars enflamme les esprits du grand public et d'une partie de la communauté scientifique. Secchi réalise des cartes de la surface de Mars qui présentent de grandes étendues d'eau reliées par des *canale*, mot italien pour désigner des chenaux rectilignes. En 1877, l'astronome italien Giovanni Schiaparelli

10. Un "sol" (jour solaire) martien vaut environ 24h et 39 minutes, alors qu'un jour sidéral vaut 24h et 37 minutes.

11. L'obliquité est l'angle entre l'axe de rotation de la planète et le plan de révolution autour du soleil.

12. La détection spectroscopique n'est pas claire mais l'observation de structures blanches (givre et nuages) fait penser à de l'eau par analogie avec la Terre, même s'il semble que c'était surtout du CO₂.

(1835-1910) observe la surface de Mars à l'occasion d'une opposition¹³ particulièrement favorable. Il détermine lui aussi que la planète est parcourue de *canale*, même s'il les suppose liés à l'activité géologique de la planète. La traduction en anglais de *canale* donne *canals* qui ajoute une dimension artificielle à ces observations. Pendant 13 ans, Schiaparelli examine la surface de la planète Mars et caractérise l'évolution des canaux, dont les dimensions semblent évoluer et s'affiner au cours du temps. La publication de ces travaux en 1890 impressionne grandement l'astronome français Camille Flammarion (1842-1925) qui publie en 1892 le traité *La Planète Mars et ses conditions d'habitabilité* dans lequel il disserte longuement sur les canaux martiens. Selon lui, leur évolution visible est la marque d'une civilisation locale qui cherche à irriguer au mieux les continents désertiques avec l'eau de fonte des calottes polaires. Ces théories sont reprises et appuyées à partir de 1894 par l'américain Percival Lowell (1855-1916), très enthousiaste à l'idée d'une civilisation martienne.

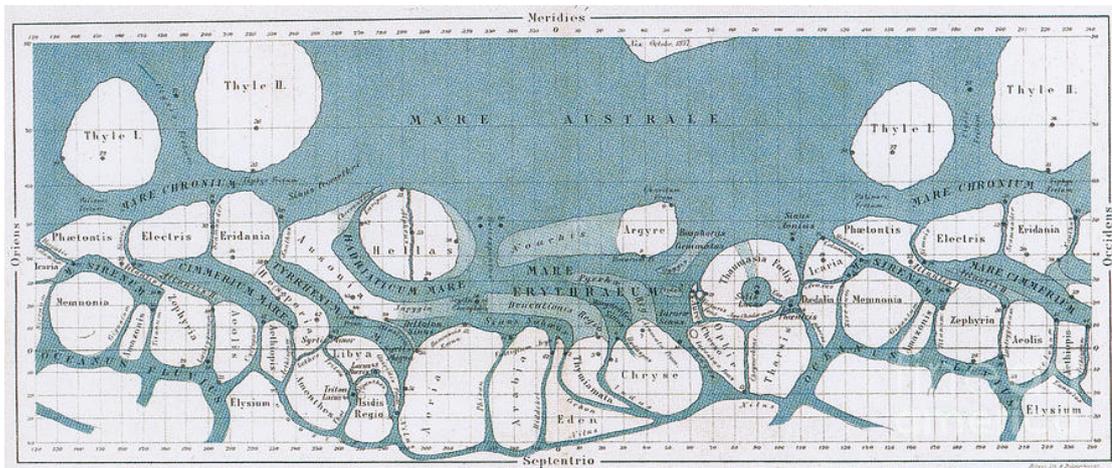


FIGURE 1.3 – Surface martienne dessinée par Schiaparelli en 1877. Les mers et canaux sont en bleu, et les continents désertiques en blanc. Le Nord est en bas de la carte. Plusieurs des noms sont encore en usage dans la communauté scientifique : Hellas, Argyre, Chryse ...

Ces idées ensemencent l'imaginaire populaire et fertilisent celle d'auteurs comme H.G. Wells (1866-1946) ou Edgar Rice Burroughs (1875-1950) qui publient des récits de science-fiction mettant en scène des civilisations martiennes. Mais le reste de la communauté des astronomes est plutôt réfractaire à l'hypothèse des canaux. Plusieurs publications indépendantes considèrent que ces canaux ne sont que des illusions d'optique liées au relief (et à la grande ferveur de Lowell). L'idée tombe véritablement en désuétude auprès de la communauté¹⁴ en 1909 après les observations de grande qualité menées au Pic du Midi par Aymar de la Baume Pluvinel (1860-1938), qui réfutent la présence d'hypothétiques canaux.

Le développement de la spectroscopie et de la thermométrie diminue encore la vraisemblance de l'existence de l'eau à la surface de la planète Mars : William W. Campbell (1862-1938) analyse le spectre de l'atmosphère martienne comme étant très similaire à celui de la Lune, et rejette donc l'hypothèse de la présence d'eau à la surface de la planète ailleurs qu'aux pôles. La température de surface est mesurée en 1924 par Seth Barnes Nicholson (1891-1963) comme variant de -68°C aux pôles à $+7^{\circ}\text{C}$ à l'équateur. La pression atmosphérique de la planète Mars est évaluée en 1926

13. Configuration dans laquelle la distance entre Mars et la Terre est minimale.

14. Elle reste tout de même enseignée aux États-Unis jusqu'en 1965.

par Bernard Lyot (1887-1952) comme étant d'environ 24 mbars¹⁵. Associée aux observations de nuages jaunâtres, interprétés comme étant composés de poussière soulevée du sol, la communauté scientifique du début du XX^e siècle dresse le tableau d'une planète Mars relativement froide et désertique.

1.1.4 L'avènement de l'ère spatiale

L'activité de recherche portant sur la planète Mars est interrompue pendant la Seconde Guerre mondiale. Elle reprend quelques années après le début de la Guerre froide, qui installe une rivalité entre les blocs américains et soviétiques. Les deux factions se livrent alors une guerre technologique matérialisée par la création de leur programme spatial dans les années 1950. Le premier véritable succès dans la course vers Mars est la sonde américaine Mariner 4, qui transmet 22 clichés de la planète pris à environ 10 000 km d'altitude, en juillet 1965. Les photographies choquent la communauté scientifique : on y voit une planète inactive, sèche et cratérisée. Même si les idées de Lowell sont réfutées depuis presque 60 ans, les scientifiques s'attendent à découvrir une végétation rudimentaire adaptée à l'aridité et au froid, et non une surface complètement stérile.

Mariner 4 mesure pour la première fois la pression atmosphérique martienne à 6 mbars, soit 150 fois moins que la pression atmosphérique terrestre. Mariner 6 et 7, lancées en 1969, produisent de nouvelles photos ainsi que des mesures de la composition atmosphérique (95% de CO₂) et éteignent définitivement l'espoir d'une vie dépassant le stade bactérien, très difficile à repérer. Mariner 9 arrive en orbite de la planète en novembre 1971 pour effectuer des relevés météorologiques, et découvrir Olympus Mons (le plus grand volcan du système solaire) ainsi que Valles Marineris (un canyon de 6 km de profondeur). De manière inattendue, les photos à plus haute résolution de la surface prises par la sonde suggèrent une histoire géologique complexe et liée à la présence d'eau liquide. Le succès de Mariner 9 incite la NASA à envoyer des missions un peu plus ambitieuses visant à explorer la surface de la planète.

Le programme Viking est donc lancé en 1975 avec pour mission d'atterrir sur la planète Mars et de chercher des traces de vie microbienne dans le sol. Deux sondes jumelles se posent à la surface et emportent de nombreux instruments scientifiques. Aucune trace de vie n'est détectée mais les sondes caractérisent plus avant l'atmosphère de Mars, notamment en révélant la présence d'azote et d'argon, et font office de stations météorologiques en mesurant la vitesse locale du vent, la température, la pression ou encore la couleur du ciel. Les variations saisonnières de pression, de l'ordre de 30%, sont liées

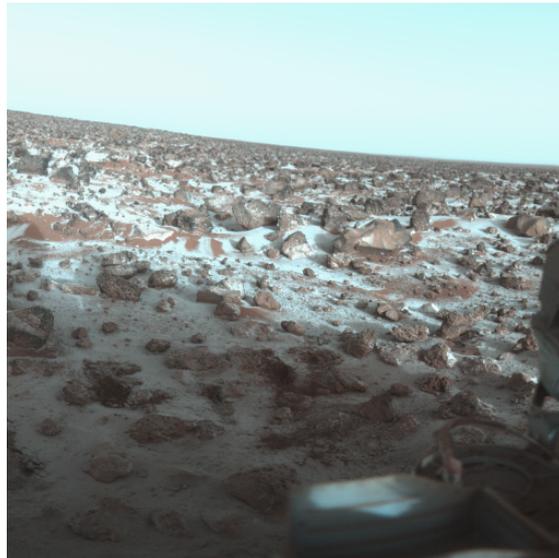


FIGURE 1.4 – Photographie de givre d'eau à la surface de Utopia Planitia, cliché pris le 18 mai 1979 par la sonde Viking-2. Crédits : NASA

15. La pression atmosphérique est la force exercée par l'atmosphère au niveau d'une surface de référence du fait de son poids, et dépend donc de sa masse (et de son épaisseur). À titre de comparaison sur Terre, en prenant pour référence le niveau de la mer, la pression atmosphérique est de 1013 mbars à la température de 15°C.

à la condensation de l'atmosphère dans les régions polaires de la planète. Des sismomètres sont embarqués sur le châssis des atterrisseurs, mais celui de Viking-1 ne se déploie pas et celui de Viking-2 n'enregistre que les vibrations liées au vent. Les orbiteurs qui accompagnent les atterrisseurs photographient la majorité de la planète à une résolution de quelques kilomètres (voire quelques mètres localement) : la présence d'eau liquide dans le passé géologique de la planète relance l'intérêt autour de la question de la vie passée ou présente sur Mars.

Les Soviétiques n'ayant obtenu presque aucun succès dans l'exploration spatiale de Mars et ne pouvant espérer rivaliser avec le projet Viking, ils déportent la rivalité spatiale vers l'orbite terrestre et Vénus. Le budget de la NASA est réorienté et il n'y a pas de nouvelle mission martienne jusqu'au lancement de Mars Observer en 1992. Celle-ci est très ambitieuse (donc coûteuse) et son échec en août 1993 oriente la politique spatiale américaine vers des lancements moins onéreux mais plus fréquents.

Par la suite, la sonde Mars Global Surveyor est un succès important : lancée en 1996, elle arrive 20 ans après le programme Viking et fonctionne pendant plus de 9 ans. L'altimètre MOLA (Mars Orbiter Laser Altimeter) produit un relevé topographique d'une précision moyenne de 2m et met en évidence la dichotomie entre l'hémisphère nord, constitué de plaines avec une basse altitude moyenne, et l'hémisphère Sud, constitué de hauts plateaux cratérisés. Le Thermal Emission Spectrometer (TES) produit des relevés inédits de la quantité de vapeur et de glace d'eau présentes dans l'atmosphère martienne. Des tempêtes de poussière sont observées de manière saisonnière et la surface est même entièrement obscurcie par une tempête globale pendant plusieurs semaines.

L'atterrisseur Pathfinder, lancé en 1997, est moins généreux de résultats scientifiques mais incorpore un petit rover ("Sojourner") qui lance l'ère des robots martiens. Les projets Mars Exploration Rover MER-A (Spirit, 2004-2009) et MER-B (Opportunity, 2004-2019) ont été lancés en 2003 et pensés comme de petits "robots géologues" dotés d'instruments qui visent à analyser les roches martiennes dans des environnements d'intérêt. Les affleurements géologiques observés par les deux missions sont principalement des roches de nature volcanique, avec d'éventuelles circulations de fluides hydrothermaux, ainsi que quelques roches d'origine lacustre (sédiments, évaporites...). Les rovers suivants MSL (Mars Science Laboratory, ou Curiosity) et Mars 2020 (Perseverance) sont plus performants et atterrissent dans des sites où la présence passée d'eau liquide est moins ambiguë. Ces missions sont complétées par les atterrisseurs Phoenix (lancé en 2007, qui atteste de la présence de glace d'eau dans le sous-sol martien arctique) et Insight (lancé en 2018 qui récolte des mesures sismiques du sous-sol martien).

Parallèlement, plusieurs missions se sont insérées avec succès en orbite autour de la planète Mars : Mars Express (en activité depuis 2003) qui caractérise la surface et la composition de l'atmosphère martienne ; Mars Reconnaissance Orbiter (MRO, en activité depuis 2005) avec son spectromètre, son radar et sa caméra haute résolution ; MAVEN (en activité depuis 2014) qui caractérise la haute atmosphère de Mars ; ExoMars et son orbiteur TGO (Trace Gas Orbiter, en activité depuis 2016) ; EMM (Emirates Mars Mission, en activité depuis 2021) dotée d'une orbite complexe qui permet de caractériser le cycle journalier de l'atmosphère à l'échelle globale ; la mission indienne MOM (Mars Orbiter Mission, 2014-2022) ; la mission chinoise Tianwen-1 (en activité depuis 2021).

L'accumulation des observations récoltées au cours des missions spatiales permet de dresser un portrait de plus en plus détaillé de la planète Mars et de son évolution au cours du temps. Il subsiste de très nombreuses zones d'ombre mais sa facette la mieux connue est sans doute l'environnement de surface, qui est le siège de processus climatiques qui nous intéressent particulièrement.

1.2 Le climat martien

Le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC, en anglais IPCC) définit le climat comme la description statistique en termes de moyenne et de variabilité des quantités météorologiques pertinentes sur une période standard de 30 ans (IPCC, 2023). Cette définition souligne la multiplicité des climats et leur variabilité régionale sur Terre. L'étude du climat martien est une discipline jeune : nous sommes actuellement dans l'année martienne 37 depuis le 26 décembre 2022, selon la nomenclature (arbitraire) proposée par Clancy et al. (2000)¹⁶ et adoptée par la communauté internationale. Les missions spatiales Mariner-9 et Viking ont effectué leurs relevés au cours des années martiennes 9 à 12. L'instrument TES, opérationnel depuis l'année martienne 23, permet d'obtenir des relevés continus et globaux du cycle de l'eau et des poussières, donc d'évaluer leur variabilité. À l'heure actuelle, il n'y a donc pas suffisamment de données accumulées pour caractériser le climat selon la norme de l'IPCC. Cependant, les données existantes associées à la compréhension théorique des mécanismes climatiques permettent d'avoir un bon aperçu global du climat martien.

1.2.1 Les paramètres orbitaux de la planète Mars

La dynamique de l'atmosphère est initiée par deux forçages : la vitesse de rotation de la planète, et le chauffage par les rayons du soleil qui dépend des paramètres orbitaux.

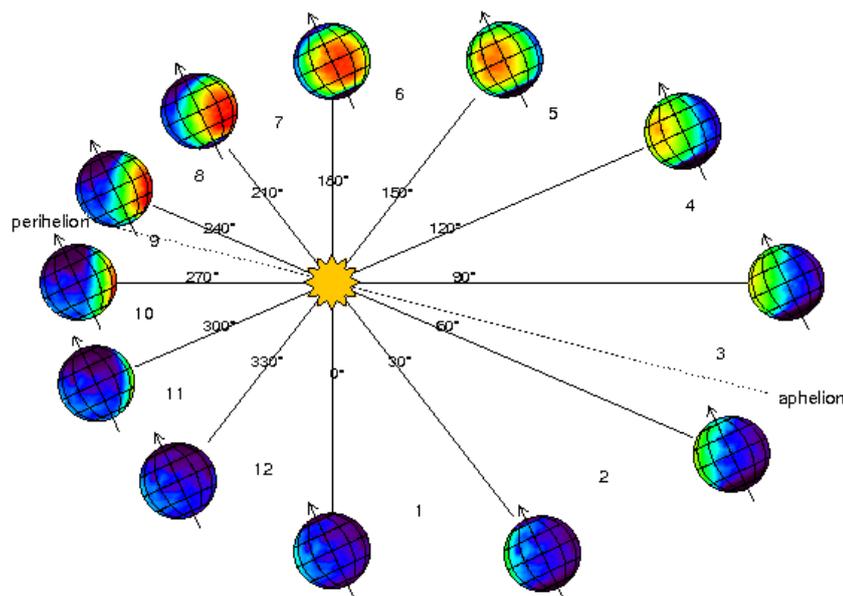


FIGURE 1.5 – Représentation de la trajectoire orbitale de la planète Mars. La position de Mars sur son orbite est décrite par l'angle entre Mars et le soleil à partir de l'équinoxe de printemps Nord : la longitude solaire L_S . L'aphélie est le point le plus éloigné du soleil ($L_S=71^\circ$). Le périhélie est le point le plus proche du soleil ($L_S=251^\circ$) Crédit : Mars Climate Database

Mars a un rayon de 3389 km, contre 6371 km pour la Terre, et une durée du jour solaire

16. L'année martienne 0 correspond à l'équinoxe de printemps nord du 11 avril 1955.

(souvent abrégé en "sol") de 24h 39 minutes, extrêmement proche du nôtre. Elle fait le tour du soleil en 669 sols (environ 687 jours terrestres). Le début de l'année est par convention l'équinoxe de printemps Nord. Mars ne dispose pas de mois, sa position sur son orbite est décrite par la longitude solaire L_S (de 0° à 360°). L'année est plus longue que la notre car Mars est plus éloignée du soleil : sa distance moyenne est de 1,524 unité astronomique¹⁷ (soit 228 millions de km). De plus, l'orbite de Mars est elliptique. Les paramètres orbitaux, qui caractérisent la trajectoire orbitale de Mars et son axe de rotation, influent sur la répartition des rayons du soleil à la fois régionalement et au cours de l'année.

L'excentricité décrit la forme de l'orbite et l'aplatissement par rapport à un cercle : une excentricité nulle signifie que l'orbite de la planète est parfaitement circulaire. Sur Mars, l'excentricité est élevée : l'irradiance solaire varie de $\sim 492 \text{ W.m}^{-2}$ à l'aphélie (le point le plus éloigné du soleil sur l'orbite martienne) à $\sim 715 \text{ W.m}^{-2}$ au périhélie (le point le plus proche). **La longitude solaire du périhélie** est de 251° , c'est-à-dire que la distance Mars-Soleil est au plus faible peu avant le solstice d'hiver Nord. L'hiver est donc plus doux et plus court sur Mars dans l'hémisphère Nord que dans l'hémisphère Sud.

L'obliquité est l'inclinaison de la planète, autrement dit l'angle entre l'axe de rotation de la planète sur elle-même et le plan de révolution autour du soleil. Cet angle dicte également la position des cercles polaires et des tropiques, et est responsable de la saisonnalité de manière symétrique pour les deux hémisphères. Mars et la Terre ont actuellement une obliquité semblable, respectivement de 25.19° et 23.5° , donc un cycle des saisons similaire.

Mars est plus loin du soleil que la Terre. Elle reçoit donc moins d'énergie sur son orbite. Nos deux planètes ont une période de rotation sur elles-mêmes semblable, et une saisonnalité similaire : les grandes structures de vent moyen, la circulation atmosphérique ont donc des caractéristiques voisines. Tout comme la Terre, Mars dispose de cellules de Hadley et d'une circulation de moyennes latitudes à l'équilibre quasi-géostrophique. Toutefois, du fait des spécificités environnementales de Mars, les propriétés de ces structures varient sensiblement par rapport à la Terre.

1.2.2 Éléments de météorologie

Les phénomènes météorologiques sont liés à l'irradiation solaire incidente sur la planète. Cette irradiation porte une énergie dont la propagation et la dissipation sont accommodées par le système climatique.

La surface de Mars est une grande étendue majoritairement recouverte de régolithe, une couche de poussière formée par la dégradation de la roche martienne sous-jacente. L'inertie thermique du régolithe, c'est-à-dire la résistance au changement de température, est relativement faible. Les océans ont une inertie thermique beaucoup plus grande : il faut un flux d'énergie important pour les chauffer ou pour les refroidir. Sur Terre, ils tempèrent donc le passage des saisons dans les régions au climat *océanique*, comme en France. Sur Mars, la faible inertie thermique de toute la surface ainsi que la fine atmosphère induisent une forte sensibilité à l'irradiation directe, donc un climat global hypercontinental aux hivers rigoureux et aux étés chauds. Cette différence affecte la circulation de l'atmosphère, par exemple en étirant la cellule de Hadley jusque dans les hautes latitudes de Mars, à l'inverse de la Terre où elle est relayée par une circulation de basse latitude.

La pression atmosphérique est 150 fois plus faible que la pression terrestre¹⁸. De plus, elle est constituée en majorité de CO_2 , gaz à faible capacité calorifique qui interagit fortement avec le

17. 1 UA = 150 millions de km. C'est la distance Terre-Soleil, une unité de mesure commode en planétologie.

18. La pression atmosphérique totale de Mars est environ égale à la différence de pression entre le sol et le sommet de la Tour Saint-Jacques à Paris (52 m de haut).

rayonnement. De ce fait, la température de l'air sur Mars est très influencée par la température de surface, tandis que sur Terre c'est l'altitude qui prédomine. L'amplitude des variations de température de surface entre le jour et la nuit est importante et provoque des chauffages et refroidissements des masses d'air locales qui remontent ou dévalent les pentes¹⁹. Pendant l'hiver, les régions polaires refroidissent jusqu'au point de congélation du CO₂ (environ 150 K) : une partie de l'atmosphère condense. La figure 1.6 montre les mesures de pression effectuées par les sondes Viking. La pression atmosphérique diminue plus fortement pendant l'hiver Sud ($L_S=90^\circ$), plus long que l'hiver Nord car proche de l'aphélie (voir figure 1.6).

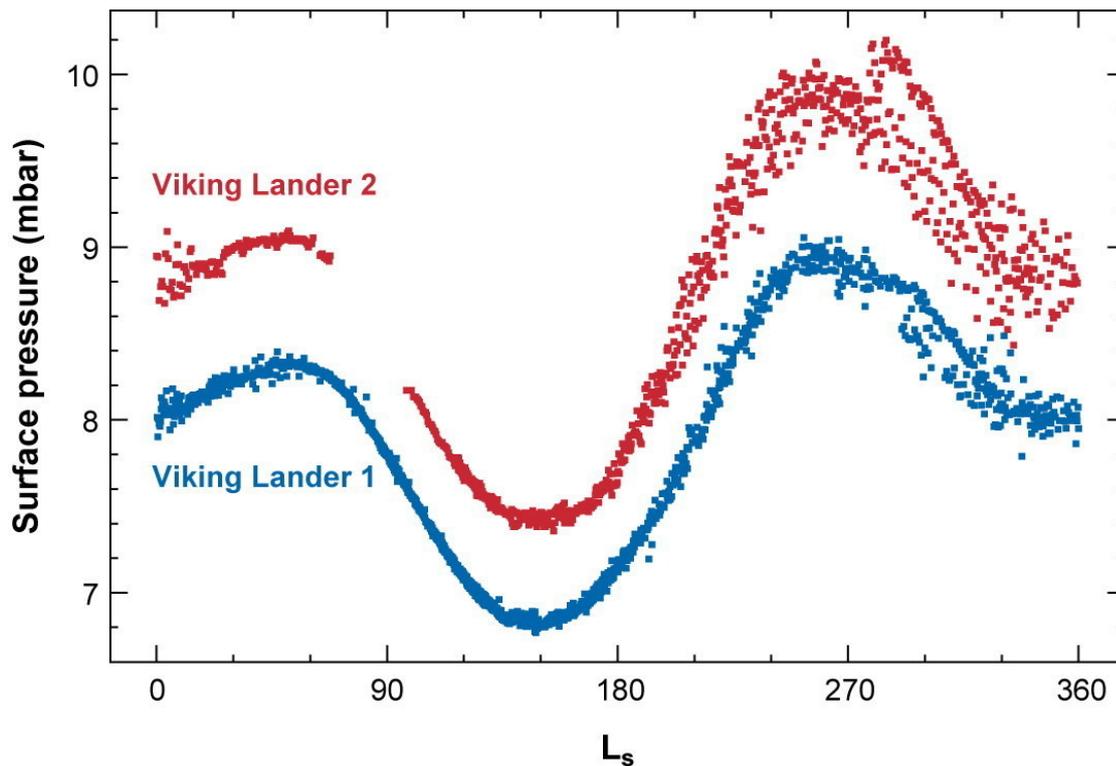


FIGURE 1.6 – Pression de surface (moyenne diurne) mesurée par les sondes Viking-1 et Viking-2 au cours de l'année martienne 9. Les différences de pression entre les deux sondes sont dues à l'élévation. L'évolution saisonnière de la pression est liée à la condensation du CO₂ dans l'hémisphère d'hiver. La différence d'amplitude est due à l'excentricité de l'orbite martienne, et au fait que le périhélie est autour de l'hiver Nord, plus court.

Ces fortes variations saisonnières de pression ajoutent une composante globale à la circulation atmosphérique que l'on ne retrouve pas sur Terre. La circulation atmosphérique est également forcée par la dichotomie hémisphérique : la topographie de la planète est séparée entre des plaines basses au Nord et des hauts plateaux au Sud, avec une différence d'élévation de 5 km en moyenne. Cette différence induit une circulation asymétrique qui intensifie la circulation hémisphérique pendant l'été Sud, et favorise en même temps l'injection de poussières dans l'atmosphère (Richardson et al., 2002a).

19. Les vents catabatiques descendent les pentes et les vents anabatiques les remontent. Les vents catabatiques sont typiques de l'Antarctique sur Terre.

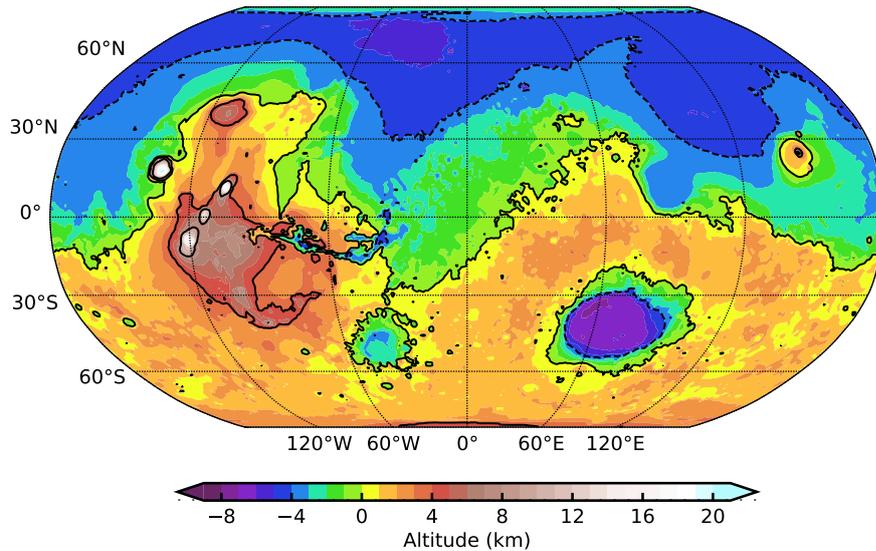


FIGURE 1.7 – Carte topographique de la planète Mars en usage dans le modèle, à partir des données MOLA (projection de Robinson).

Les années martiennes observées jusqu'à maintenant ont typiquement une saison claire, pendant la première partie de l'année (printemps-été Nord), suivie d'une saison "poussiéreuse" (Montabone et al., 2015). Certaines années, il arrive que les tempêtes de poussière soient si intenses qu'elles recouvrent entièrement la planète pendant plusieurs semaines. Les rayons du soleil n'atteignent presque plus la surface, qui est refroidie la journée par écrantage et réchauffée la nuit par effet de serre des poussières. L'atmosphère elle-même est chauffée, et cela favorise par exemple l'injection de vapeur d'eau en haute altitude qui est par la suite dissociée. Ces événements ont une fréquence d'apparition irrégulière toutes les quelques années (MY25, MY28, MY34), mais les raisons de l'emballement des tempêtes de poussières régionales en tempête globale certaines années et pas d'autres sont toujours mal comprises. En plus de l'influence sur le climat, les tempêtes de poussière affectent les missions martiennes en obscurcissant les panneaux solaires des robots²⁰.

1.2.3 Le cycle de l'eau

L'eau est présente en faible quantité sur Mars, de 20 à 30 m de "Global Equivalent Layer" (GEL)²¹ dont la majorité se trouve sous forme de glace dans les calottes polaires, et dans le sous-sol.

Mars dispose de deux calottes polaires permanentes. Elles sont composées de glace d'eau, au-dessus de laquelle s'ajoute un dépôt saisonnier de givre de CO₂ pendant l'hiver. Ce dépôt, dont la température est majorée au point de congélation du CO₂ autour des 150 K, empêche les échanges entre l'eau et l'atmosphère jusqu'à ce qu'il ait totalement sublimé. La calotte polaire Sud est dans l'hémisphère avec l'hiver le plus long : elle est partiellement recouverte d'une calotte de CO₂ permanente. Dans les régions où la glace d'eau affleure en été, l'épaisseur du

²⁰. Le rover Opportunity a cessé de fonctionner après la tempête de poussière globale de 2018 (MY34).

²¹. L'épaisseur d'eau si elle était totalement liquide et répartie sur l'ensemble de la planète. Sur Terre, 70% de la surface est composée d'océans d'une profondeur moyenne de 3,7 km, soit une GEL d'environ 3 km.

givre saisonnier de CO₂ (jusqu'à 1 m) retarde ce moment de plusieurs semaines après le solstice. La contribution de la calotte polaire Sud au cycle de l'eau global est donc minime dans le climat actuel (Montmessin et al., 2017).

L'essentiel de l'eau présente dans l'atmosphère martienne provient donc de la sublimation de la calotte polaire Nord au cours de l'été correspondant. La calotte fait environ 600 km de diamètre, sans dépôt pérenne de CO₂. Elle est cisailée par les vents de pente catabatiques qui forment des structures très reconnaissables (figure 1.14 a). À partir du début du printemps jusqu'à l'été, le givre saisonnier de CO₂ commence à disparaître et permet la sublimation de la glace d'eau. La circulation atmosphérique transporte alors la vapeur d'eau en dehors des régions polaires. Les grands obstacles topographiques (la dichotomie hémisphérique et les grands volcans) favorisent la condensation de la vapeur d'eau à ce moment de l'année particulièrement froid, proche de l'aphélie : l'Aphelion Cloud Belt encercle la planète chaque année. L'eau transportée dans l'hémisphère Sud est circonscrite dans les hautes latitudes pendant le printemps, tandis que le dépôt saisonnier de CO₂ sublime à son tour, suivi des quelques régions exposées de la calotte Sud. Au solstice d'été Sud la circulation transporte la vapeur d'eau vers l'hémisphère d'hiver, sans l'effet des nuages puisque l'atmosphère est plus poussiéreuse et plus chaude. L'eau se recondense à la surface sous forme de givre dans les hautes latitudes.

Le cycle se répète chaque année. L'eau est transportée dans l'atmosphère principalement sous forme de vapeur, avec une quantité typique autour des 10 microns précipitables²², et jusqu'à ~60 microns précipitables au maximum de l'épisode de sublimation Nord.

Cette faible quantité de vapeur d'eau participe tout de même à la formation de nuages martiens. Ils sont pour la plupart analogues aux cirrus terrestres²³ et liés aux reliefs (ou aux ondes de gravité). Les cristaux se forment principalement sur les particules de poussière en suspension, et affectent donc leur distribution. Les nuages ont également un effet radiatif qui affecte localement la structure thermique de l'atmosphère (Madeleine et al., 2012a), et peut même induire de la convection (Spiga et al., 2017). Auparavant compris comme un sous-compartiment du système climatique, leur rôle direct et indirect sur le climat semble de plus en plus important. Ces aspects du cycle de l'eau et leur modélisation sont discutés plus en détail dans le chapitre 2 (section 3.2.1).

Les conditions environnementales à la surface de Mars sont proches de celles du point triple de l'eau (figure 1.8). La température de surface peut monter au-delà de 20°C au niveau de l'équateur. Cependant, la pression partielle de vapeur d'eau atmosphérique est d'environ deux ordres de grandeur inférieure à la pression atmosphérique totale en moyenne. Pour cette raison, dans des conditions martiennes typiques, il est thermodynamiquement impossible que l'eau liquide soit stable à la surface de la planète, comme illustré sur la figure 1.8.

Le fin dépôt saisonnier de givre de glace d'eau dans l'hémisphère d'hiver (voir figure 1.4) qui accompagne le transport saisonnier du cycle de l'eau ne fait que quelques dizaines de microns d'épaisseur. La formation de ce givre n'est pas directement observée mais les modèles nous disent qu'il est très certainement issu de la condensation directe de la vapeur d'eau à la surface, à la manière de la rosée terrestre, plus que des précipitations neigeuses, rares du fait de la faible épaisseur des nuages (Vincendon et al., 2010 ; Madeleine et al., 2014). Ces précipitations neigeuses (tout comme pour l'eau liquide de surface, la présence de pluie est pratiquement impossible) ont toutefois été identifiées dans des conditions bien particulières, au cœur de la ceinture de nuages d'Aphélie durant la nuit (Spiga et al., 2017). Mais même dans ce contexte particulièrement favorable, il reste improbable que ces cristaux de glace atteignent la surface sans se sublimer à

22. Si l'on faisait pleuvoir la quantité de vapeur contenue dans une colonne de surface unitaire, la couche d'eau ferait 10 microns d'épaisseur. L'équivalent de la GEL en un endroit donné.

23. Nuages de glace de haute altitude, de quelques kilomètres d'épaisseur mais peu denses donc optiquement fins.

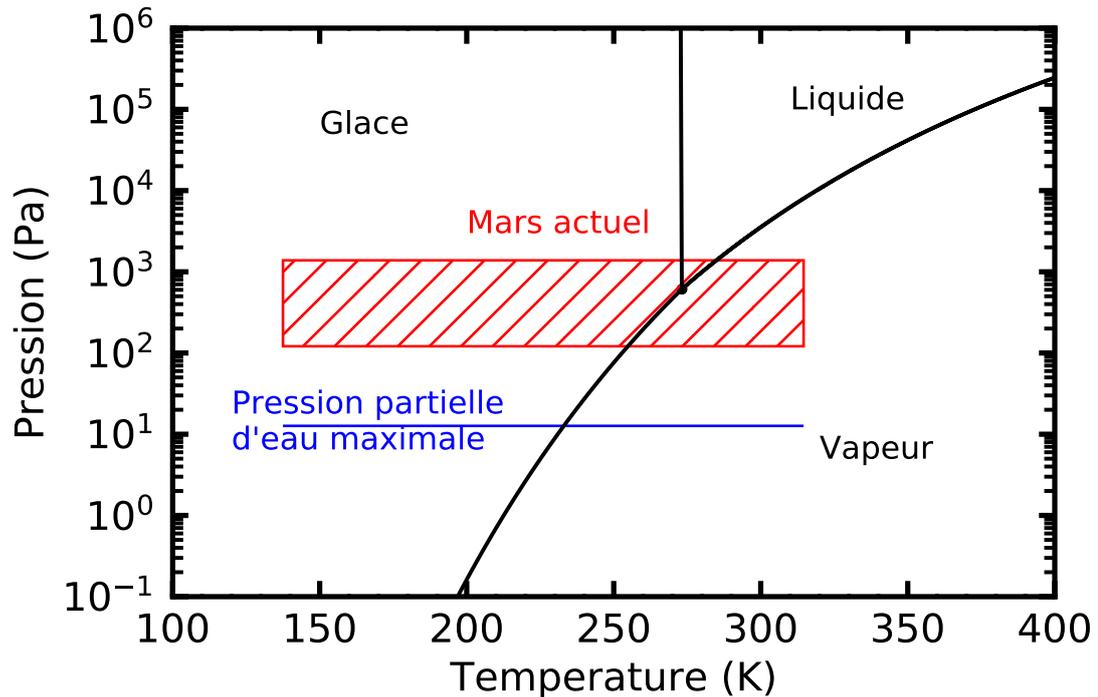


FIGURE 1.8 – Diagramme de phase de l’eau avec des conditions de surface martiennes typiques (données présentées issues des simulations de référence du chapitre 3). La phase de l’eau ne dépend pas de la pression atmosphérique totale mais de la pression partielle d’eau : celle-ci étant très faible, les conditions de stabilité de l’eau liquide ne sont jamais atteintes.

nouveau dans l’atmosphère.

1.3 Investigations géologiques

1.3.1 Cratérisation et resurfaçage

L’exploration spatiale a vu, parallèlement à l’envoi de sondes martiennes, le lancement de missions habitées vers la Lune. Les comparaisons des premiers clichés Mariner de Mars ont frappé la communauté par la présence de cratères, bien connus sur la Lune mais très rares sur Terre. Leur présence est connue par des mesures des anomalies gravimétriques (Hildebrand et al., 1991) mais ils ne sont généralement pas visibles à l’œil nu : les processus d’érosion et de resurfaçage nivellent le sol et effacent les reliefs très rapidement. Environ 140 cratères d’impact ont été identifiés à la surface de la Terre, d’un âge compris entre 1000 ans et 2 milliards d’années (Osinski et al., 2022). L’immense majorité des cratères est effacée par la tectonique des plaques : les plus vieux cratères conservés sont situés sur des cratons granitiques vieux et préservés. En comparaison, plus de 42 000 cratères de plus de 5 km de diamètre ont été recensés à la surface de Mars (Barlow, 2010), ce qui souligne le faible taux de resurfaçage de la planète.

La surface de la Lune est aujourd’hui inactive. On trouve cependant des traces d’épanchements volcaniques, qui recouvrent les cratères préexistants. Les cratères sont donc effacés au cours du

temps par le resurfaçage : en connaissant le taux de cratérisation en fonction du temps, via des modélisations liées aux différents scénarios de formation du système solaire, le recensement statistique des cratères d'une surface permet d'inférer un âge de formation (Baldwin, 1964). Des échantillons de roches lunaires ont été ramenées des missions Apollo²⁴. Leur datation en laboratoire permet de calibrer les modèles de cratérisation et d'âges des différentes surfaces (Schaeffer, 1977).

Les méthodes de datation lunaires par mesure du taux de cratérisation sont extrapolées pour Mars²⁵ (Tanaka, 1986 ; Hartmann et al., 2001). La mission Viking a pris suffisamment de photographies de bonne qualité pour commencer à classifier les différentes surfaces géologiques par la même méthode. Il apparaît que la surface est répartie en unités discrètes et que ces unités sont organisées spatialement : les surfaces les plus anciennes (les plus cratérisées) sont situées dans les hauts plateaux de l'hémisphère Sud, alors que les plaines de l'hémisphère Nord sont plus jeunes de plusieurs milliards d'années. Ces périodes géologiques sont nommées en fonction de formations géologiques martiennes du même âge : le **Noachien**²⁶, l'**Hespérien** et l'**Amazonien**. Cette subdivision est basée sur l'évolution du taux de cratérisation. Les dates précises de transition proposées dans la figure 1.9 correspondent à des structures géologiques ou stratigraphiques : la fin de la mise en place des volcans de Tharsis et la formation de Valles Marineris pour la transition Noachien / Hespérien vers -3.66 Ga, ou le resurfaçage des basses plaines de Vasistas Borealis dans l'hémisphère Nord vers -2.7 Ga pour la transition Hespérien / Amazonien (Tanaka et al., 2012).

1.3.2 Les époques géologiques de la planète Mars

L'étude de la surface de Mars donne accès aux conditions environnementales dont l'empreinte est préservée (en quelque sorte fossilisée) sur des milliards d'années grâce à la très faible activité de surface de la planète, contrairement à la Terre où la tectonique des plaques, l'érosion mécanique, l'altération chimique et le vivant renouvellent sans cesse le paysage.

Ainsi, en plus de leur organisation géographique, les trois principales ères géologiques martiennes montrent une riche diversité minéralogique et géomorphologique qui témoigne de la manière dont la trajectoire d'évolution de Mars a divergé par rapport à celle de la Terre. Nos deux planètes se sont formées en même temps, il y a ~ 4.568 milliards d'années, par l'accrétion et la fusion de planétésimaux puis par refroidissement d'un océan magmatique primitif (Elkins-Tanton, 2012). Au bout de quelques millions d'années (Marchi et al., 2020), la surface s'est suffisamment refroidie pour qu'un système climatique stable se mette en place.

Le Noachien

La sonde Mars Global Surveyor a rapporté des mesures d'un champ magnétique résiduel dans les formations noachiennes (Acuña et al., 1999). Il semble lié à l'existence d'un champ magnétique global entretenu via dynamo par l'interaction entre le noyau et le manteau de la planète, à l'image du champ magnétique terrestre, qui aurait cessé de fonctionner vers la fin du Noachien²⁷ (Connerney et al., 2001).

De plus, les relevés minéralogiques de la mission Mars Express²⁸ révèlent l'abondance de

24. Environ 382 kg de roche au total entre 1969 et 1972!

25. Il existe sur Terre des météorites provenant de la planète Mars mais aucune roche dont on connaît la localisation exacte. On ne peut donc pas encore procéder à des datations absolues de la surface martienne.

26. Terme biblique déjà utilisé par Schiaparelli, voir figure 1.3 au centre.

27. Le début du Noachien est dit Noachien récent par opposition au Noachien tardif. On parle également de Noachien inférieur et supérieur, puisqu'en géologie les couches les plus anciennes sont enfouies sous les couches récentes.

28. Instrument OMEGA : Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité.

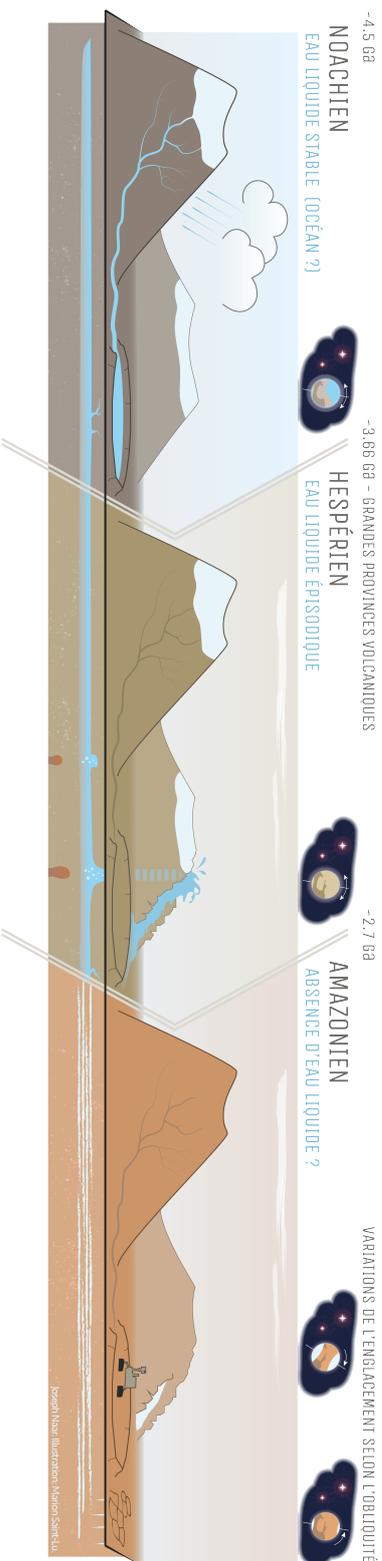


FIGURE 1.9 – Schéma illustratif des trois principales ères géologiques de la planète Mars. Les durées relatives des ères géologiques ne sont pas à l'échelle. La présence d'un océan dans l'hémisphère Nord figuré sur la vue planétaire au Noachien tardif est un débat scientifique houleux. La mise en place des grands boucliers volcaniques a lieu vers l'Hespérien récent. Illustration par Marion Saint-Lu.

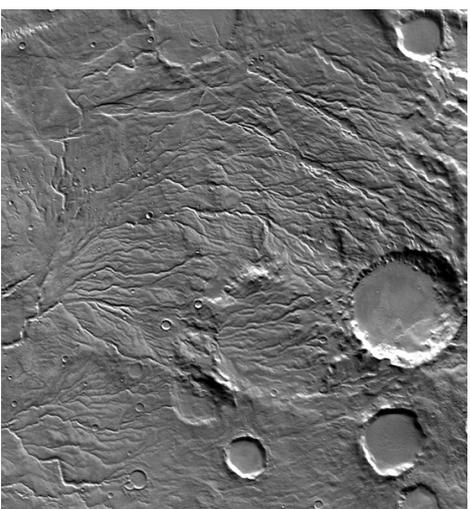


FIGURE 1.10 – Réseaux de rivières de Warrego Valles. Échelle de l'image : environ 200 km de large.

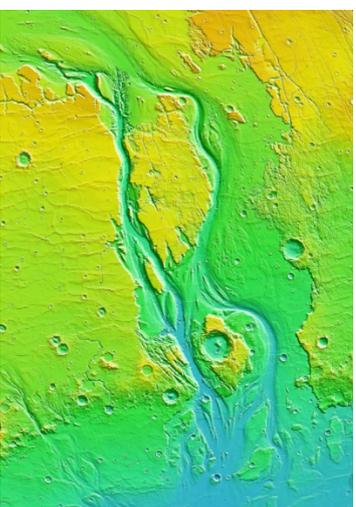


FIGURE 1.11 – Outflow channel de Kasei Valles, le plus grand de Mars. Échelle de l'image : environ 3000 km.

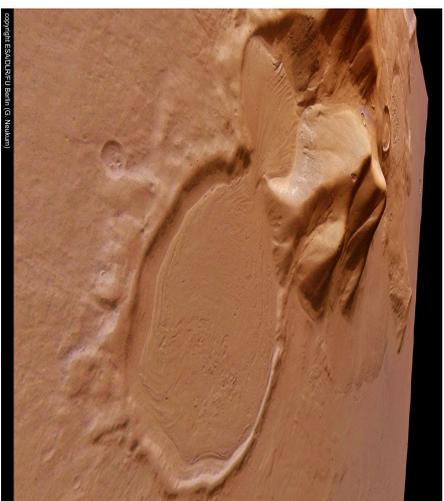


FIGURE 1.12 – Rémnants de glaciers amazoniens. Échelle de l'image : environ 30 km.

minéraux argileux typiquement formés en milieux aqueux ou par circulation de fluides hydrothermaux (Bibring et al., 2006).

On trouve également des traces d'anciens réseaux de rivières ("valley networks", voir figure 1.10) datés vers le Noachien tardif dont les caractéristiques géomorphologiques indiquent un état de développement avancé, compatible avec l'existence d'un cycle hydrologique pérenne (Ansan et al., 2006; Ansan et al., 2013). Les modes d'approvisionnement des rivières compatibles avec les observations englobent la pluie et le ruissellement, la fonte de dépôts d'accumulation neigeuse ou encore l'érosion sous-glaciaire (Carr et al., 2003). Certains cratères noachiens présentent les traces d'activités lacustres et fluviales (Fassett et al., 2008; Schon et al., 2012), comme le cratère Jezero dans lequel s'est posée la mission Perseverance.

La présence d'un océan d'eau liquide ou partiellement gelé dans l'hémisphère Nord faisant partie de ce cycle hydrologique a été suggérée par Jons (1987) et Brandenburg (1987), puis appuyée par l'identification de lignes de paléorivages (Baker et al., 1991). L'identification de ces structures s'est par la suite avérée peu convaincante (Malin et al., 1999; Ghatan et al., 2006) sans pour autant clore définitivement le débat.

Au Noachien, Mars présente les signes d'un champ magnétique et d'un cycle hydrologique actif. Les premières études géologiques interprètent le Noachien (spécifiquement le Noachien tardif) comme un moment où la planète Mars ressemble beaucoup à la Terre : un climat chaud et humide porté par une atmosphère active et un cycle hydrologique soutenu, comportant éventuellement un océan liquide dans l'hémisphère Nord²⁹. Un deuxième scénario se dessine à mesure que les observations se multiplient : celui d'une planète froide, sur laquelle la majorité de l'eau est présente sous forme de glace. La présence d'eau liquide suggérée par les observations géologiques s'expliquerait alors par des conditions régionales particulièrement favorables. Ces deux visages possibles de Mars au Noachien sont toujours fortement débattus dans la communauté (Head, 2013; Wordsworth, 2016; Ramirez et al., 2018; Kite, 2019) et une théorie convaincante permettant de concilier les observations géologiques avec les modèles climatiques globaux reste encore à mettre au point, par exemple en explorant des mécanismes et processus climatiques spécifiques (Delavois et al., 2023).

L'étude du champ magnétique fossile de Mars révèle que l'arrêt de la dynamo martienne se produit rapidement vers la fin du Noachien (Lillis et al., 2008). Ce changement semble contemporain d'une variation de la géochimie des sédiments de l'époque, qui suggère une histoire climatique du Noachien complexe (Bibring et al., 2006) et encore mal comprise.

La transition du Noachien vers l'Hespérien est soulignée par la mise en place des grandes provinces volcaniques martiennes : le bouclier volcanique de Tharsis³⁰ est si massif qu'il perturbe l'axe de rotation de la planète (Bouley et al., 2016).

L'Hespérien

La formation des grands volcans à la fin du Noachien induit un changement de l'environnement géochimique martien par le dégazage de quantités gigantesques de soufre (et d'eau), visible dans les dépôts minéralogiques (Bibring et al., 2006) qui caractérisent l'entrée dans l'Hespérien.

On trouve des réseaux de rivières et des vallées fluviales d'âge probablement au moins aussi récent que l'Hespérien moyen (dans des formations géologiques pouvant elles être plus anciennes) (Baker, 2001), mais leurs caractéristiques géomorphologiques témoignent de la diminution de

29. Au moment du Noachien martien, la vie apparaît sur Terre en présence d'eau liquide. D'abord supposée apparue dans les océans, la théorie du "Warm Little Pond" émise par Darwin semble de plus en plus convaincante, et d'autant plus séduisante dans le cadre de la recherche de vie martienne (Marshall, 2020).

30. Les quatre plus gros volcans de Mars sont situés sur le dôme de Tharsis : Olympus Mons, le plus grand volcan du système solaire (relief de 22 km) et la chaîne de Tharsis Montes : Ascraeus Mons, Pavonis Mons et Arsia Mons (relief de 18 km, 14 km et 17.7 km).

l'intensité, voire d'un changement de nature du cycle hydrologique à présent dominé par une cryosphère (Howard et al., 2005; Andrews-Hanna et al., 2011). Les terrains hespériens sont principalement situés en bordure des hémisphères Nord et Sud. La transition abrupte entre ces reliefs est régulièrement lissée par de gigantesques chenaux ("outflow channels"). Leurs dimensions titanesques et les marques d'érosion qu'ils portent suggèrent qu'ils ont été formés par des écoulements transitoires d'eau liquide, de quelques centaines ou milliers d'années, avec des débits estimés pouvant atteindre 10^4 fois celui de l'Amazone³¹ (Baker, 2001). La provenance de telles quantités d'eau est une question ouverte. Une des hypothèses les plus convaincantes est la déstabilisation d'un aquifère souterrain, éventuellement dans un contexte régional volcanique (Gallagher et al., 2021).

Ces chenaux se déversent dans les plaines de l'hémisphère Nord, et entretiennent les débats d'un océan martien (encore!) à l'Hespérien tardif. La plausibilité d'un océan hespérien dans les plaines boréales, fortement remise en question par l'absence d'indices minéralogiques et la nature plus qu'incertaine des lignes de paléo-rivages discutées au Noachien, est relancée avec la découverte de dépôts sédimentaires remontant le long des pentes (Mahaney et al., 2010). Le seul mécanisme permettant d'expliquer à ce jour la formation de ces roches est le dépôt par vagues de tsunami. Des études subséquentes montrent que les lignes de paléo-rivages ont pu être remodelées par des vagues de tsunami (Rodriguez et al., 2016) et des simulations numériques sont parvenues à identifier des cratères d'impact potentiellement à l'origine de ces vagues (Costard et al., 2017). La présence prolongée (au-delà de quelques milliers d'années) d'un océan hespérien (ou plusieurs océans transitoires!) reste particulièrement difficile à réconcilier avec les autres indices minéralogiques et géomorphologiques du même âge, et la question est toujours un sujet de débat ouvert (Turbet et al., 2019).

L'environnement hespérien est donc sensiblement différent du noachien : Mars est une planète au climat plus froid avec une atmosphère plus ténue. L'amincissement de l'atmosphère est un processus continu depuis la fin du Noachien, lié certainement en partie à la disparition de la dynamo et du champ magnétique via l'échappement de Jeans et l'érosion solaire, mais aussi du fait de l'érosion par impacts de bolides (Barlow, 2010). Mars est alors le siège d'événements épisodiques cataclysmiques de volcanisme et d'écoulements d'eau liquide. Les quelques réseaux de rivières contemporains sont certainement liés à des conjonctures climatiques régionales particulièrement clémentes ou bien directement à l'action de processus glaciaires (Grau Galofre et al., 2020).

L'Amazonien

L'atténuation progressive de l'atmosphère initiée à la fin du Noachien et prolongée lors de l'Hespérien aboutit, probablement dès le début de l'Amazonien, à l'atmosphère que l'on connaît aujourd'hui (Barlow, 2010).

Les formations géologiques de l'Amazonien sont riches en oxydes de fer de couleur rouille caractéristique. Leur minéralogie indique qu'elles ont été formées en milieu anhydre, probablement par altération atmosphérique (Bibring et al., 2006). Au cours des 3 derniers milliards d'années, l'action lente de l'atmosphère ténue érode progressivement les oxydes de fer et provoque des accumulations de poussières qui finissent par recouvrir l'ensemble de la planète et faire partie à part entière du système climatique.

Les conditions environnementales déduites de la géologie amazonienne excluent donc la présence d'eau liquide comme un acteur majeur des processus de surface. La recherche de traces directes ou indirectes d'eau liquide amazonienne, riche en implications de planétologie comparée

31. L'Amazone est le plus grand fleuve au monde avec un débit d'environ $10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

et de biologie, s'orientent vers les événements localisés. En particulier, les "gullies" sont des écoulements de pentes caractéristiques de l'Amazonien (certains sont même actifs aujourd'hui) dont les analogues terrestres sont formés en présence d'eau liquide. Les processus impliqués dans leur formation ont pu par le passé impliquer de l'eau liquide comme produit de fonte (Costard et al., 2002) mais ces conditions sont particulièrement peu probables dans le climat actuel. On voit des gullies se former par -135°C , lorsque le givre de CO_2 se sublime, et des mécanismes impliquant la sublimation du CO_2 convaincants ont été proposés (Pilorget et al., 2016 ; Dundas et al., 2019). D'autres écoulements martiens impliquant potentiellement de l'eau liquide contemporaine ont fait l'objet de publications "sensationnalistes" (Ojha et al., 2015) avant d'être réfutés (Dundas et al., 2017)³². Les processus à l'origine des différents écoulements restent non élucidés, même si certaines structures géomorphologiques (éjectas de Hale crater, cônes alluviaux, certains canaux discontinus) présentent de confondantes similarités avec les analogues terrestres³³ formés en présence d'eau liquide (Conway et al., 2019). Les conditions environnementales favorables à la présence d'eau liquide en surface sont particulièrement difficiles à envisager sur Mars aujourd'hui (Schorghofer, 2020), mais d'autres possibilités restent à évaluer, comme une éventuelle origine souterraine (Orosei et al., 2018). Les variations climatiques au cours de l'Amazonien, avec les variations associées de pression et d'humidité atmosphérique permettent d'envisager que l'eau liquide soit plus probable dans les derniers millions d'années (Richardson et al., 2005), mais dans tous les cas l'observation et la mise en évidence d'eau liquide reste particulièrement difficile.

En revanche, on observe des traces d'anciennes morphologies glaciaires d'âge amazonien sur l'ensemble de la planète. Dans les régions subpolaires, on trouve des terrains polygonaux caractéristiques du pergélisol³⁴ et du cycle thermique saisonnier en présence de glace. Sur les flancs des grands volcans de Tharsis, certains dépôts en éventail sont interprétés comme liés à d'anciens glaciers tropicaux (Head et al., 2003). Aux moyennes latitudes, les "lobate debris aprons"³⁵ et les "lineated valley fills"³⁶ suggèrent que de nombreux systèmes de vallées sont recouverts de grands glaciers, éventuellement plusieurs centaines de mètres de hauteur (Fastook et al., 2014 ; Baker et al., 2015). Ces glaciers semblent avoir existé à la surface de Mars tout au long de l'Amazonien : les plus jeunes traces sont âgées de quelques millions d'années seulement (Hepburn et al., 2020). Mars a donc subi plusieurs phases de glaciation pendant lesquelles le climat était très différent de celui que l'on connaît aujourd'hui (Fastook et al., 2015 ; Hepburn et al., 2020).

1.4 Les âges glaciaires de Mars

1.4.1 Ce que l'on sait des âges glaciaires terrestres

La Terre est actuellement dans la période du Quaternaire, dans l'ère géologique du Cénozoïque, depuis environ 2,58 millions d'années. Cette période est caractérisée par une alternance régulière de régimes glaciaires et interglaciaires, étudiée depuis le milieu du XIX^e siècle (Geikie, 1894). Deux grandes théories émergent alors progressivement pour tenter d'expliquer l'origine physique de cette alternance glaciaire/interglaciaire. La **théorie astronomique des paléoclimats**, portée par les mathématiciens et les physiciens, invoque les fluctuations de l'ensoleillement

32. Ici les écoulements sont des Recurring Slope Lineae (RSL), des lignes sombres qui apparaissent de manière saisonnière sur certaines pentes (différentes des gullies qui ont une structure plus marquée).

33. En géomorphologie planétaire les analogues terrestres sont particulièrement utilisés comme support de réflexion, même si leur validité dans des conditions extraplanétaires pourrait être remise en question ne serait-ce que par la compréhension souvent empirique que l'on en a...

34. Sur Terre, le pergélisol est souvent formé en présence d'eau liquide

35. Dépôts rocheux lobés (forme caractéristique pseudo-circulaire des fronts glaciaires) fréquents aux pieds de falaises martiennes

36. Structure de déformation linéaire (linéation) typique de l'érosion glaciaire

liées aux variations d'excentricité (la sphéricité de l'orbite autour du soleil) comme cause des glaciations (Adhémar, 1842 ; Croll, 1864). La **théorie géochimique des paléoclimats** fait suite à la découverte de l'importance du CO₂ sur le climat par son effet de serre, ainsi qu'au calcul de la baisse de température successive à la diminution de la teneur en CO₂ atmosphérique (Arrhenius, 1896), et naît de la communauté des chimistes et géologues. Par la suite, les travaux de Milankovitch permettent de calculer la variation d'ensoleillement sur plusieurs centaines de milliers d'années, et mettent en avant le rôle de l'obliquité (l'angle entre l'axe de rotation de la Terre et son plan de révolution autour du soleil) dans la mise en place des glaciations. Il propose un modèle qui lie les paramètres astronomiques à l'apparition des calottes de glace continentales dans l'hémisphère Nord, qui sont capables de subsister et croître lorsque l'ensoleillement est particulièrement faible en été (Milankovitch M., 1941). Les périodes glaciaires correspondent alors simplement à la mise en place des calottes glaciaires continentales.

Ces théories de la première moitié du XX^e siècle sont limitées par les enregistrements géologiques parcellaires, et par les incertitudes associées non seulement à ces données sédimentaires, mais aussi aux reconstitutions de l'évolution des paramètres orbitaux. À mesure que ces données deviennent de plus en plus nombreuses, précises et robustes, il apparaît clairement que les glaciations du Quaternaire suivent le rythme des variations orbitales (Hays et al., 1976). Plus précisément, les fréquences des glaciations reconstituées dans les données paléoclimatiques se retrouvent sans équivoque aux fréquences de variations des paramètres orbitaux (voir figure ??). Certaines subtilités mettent néanmoins la théorie astronomique en difficulté : par exemple, le fort signal périodique des glaciations de 100 000 ans³⁷ visible au cours du dernier demi-million d'années correspond à la fréquence de variation de l'excentricité, dont la conséquence sur l'insolation est disproportionnellement faible par rapport aux changements climatiques observés pour en être directement à l'origine (Broecker et al., 1970 ; Imbrie et al., 1993). Cette non-linéarité est typique des mécanismes climatiques. Les rétroactions **internes** du système climatique doivent être prises en compte en plus du forçage orbital **externe** pour expliquer les observations : l'effet des calottes glaciaires continentales sur le climat, les intrications avec la circulation océanique et le cycle géochimique du carbone³⁸ (Paillard, 2001 ; Tagliabue et al., 2009 ; Paillard, 2013).

Il est désormais très clair, grâce à l'analyse des bulles d'air piégées dans les carottes de glace récupérées en Antarctique, que le niveau de CO₂ est plus bas durant les périodes glaciaires et que ses variations sont alignées avec les alternances glaciaires/interglaciaires (Barnola et al., 1983 ; Lüthi et al., 2008). Les deux théories astronomique et géochimique, historiquement rivales, sont finalement toujours d'actualité et entrent toutes les deux dans le cadre de la compréhension des glaciations du Quaternaire. Le paradigme actuel consiste donc à envisager les alternances glaciaires/interglaciaires comme la réponse des différents composants du système climatique aux variations de forçage orbital (Bard, 2004 ; Lisiecki, 2010 ; Paillard, 2015 ; Paillard, 2017). Pour bâtir une théorie holistique des âges glaciaires terrestres, capable d'expliquer toutes les subtilités des enregistrements et reconstructions paléoclimatiques, il est nécessaire de modéliser l'ensemble de ces compartiments, ainsi que leur couplage (Kageyama et al., 2013). Ce type de modèle dit "Système Terre" (voir le chapitre 2) est particulièrement complexe et coûteux en ressources numériques.

L'initiation des âges glaciaires terrestres au Quaternaire est donc envisagée de la manière suivante : lorsque les fluctuations de l'orbite terrestre entraînent des hivers froids et, surtout, des étés relativement doux, la glace s'accumule progressivement vers les hautes latitudes conti-

37. C'est le "100 kyr problem", une difficulté majeure de la théorie astronomique des paléoclimats, mais il en existe d'autres, comme la rapidité des terminaisons glaciaires (les déglaciations).

38. Plusieurs autres rétroactions climatiques sont éventuellement à considérer, par exemple la mise en place de la calotte Antarctique, le rôle de la biogéochimie (c'est-à-dire le lien entre le cycle du carbone et le vivant, par exemple dans la captation océanique du CO₂), ou encore l'évolution de l'activité volcanique...

nentales, formant des calottes glaciaires. Ces dernières interagissent ensuite avec les différents compartiments du climat (budget énergétique, dynamique atmosphérique et océanique, etc.), contribuant ainsi au déclenchement d'une période glaciaire. Mars a certes connu des fluctuations orbitales plus importantes que sur Terre, mais qui à elles seules ne peuvent expliquer la mise en place de ses glaciations. En effet, du fait de la rareté de l'eau à la surface de Mars (et en particulier dans son atmosphère) la stabilité pluriannuelle de la glace aux hautes latitudes n'est pas seulement liée à la température, mais aussi et surtout à l'humidité ambiante, à l'inverse de la Terre (voir figure 1.8). Ainsi, les morphologies glaciaires de l'Amazonien tardif sont certainement la conséquence de changements climatiques radicaux, en particulier pour l'humidité atmosphérique, contrairement aux calottes terrestres qui semblent être à l'origine des variations terrestres analogues. En tous les cas, ces changements internes au système climatique sont précédés par les variations de l'insolation via les fluctuations des paramètres orbitaux.

1.4.2 Variations des paramètres orbitaux

En connaissant l'excentricité, l'obliquité et la longitude solaire du périhélie, on peut calculer l'insolation reçue au sommet de l'atmosphère à chaque instant partout sur la planète. Ces trois paramètres orbitaux sont donc essentiels pour l'étude du climat et de son évolution dans le temps, et leur importance est bien identifiée sur Terre³⁹. On a vu dans la section 1.2 que l'alternance des saisons sur Mars est semblable celle de la Terre du fait de leur obliquité similaire. L'évolution, chaotique, des paramètres orbitaux est due aux interactions gravitationnelles avec les autres planètes du système solaire. Mars est plus proche de Jupiter que la Terre et ne dispose pas de l'effet stabilisateur de la Lune. Dès le début des années 1970, l'étude de Ward (1973) montre par le calcul que l'amplitude des variations récentes de l'obliquité de Mars est d'un ordre de grandeur plus grande que sur Terre. Le rôle prépondérant de l'obliquité dans les glaciations terrestres laisse alors à penser que la réponse climatique doit également être spectaculaire sur Mars (Ward, 1974).

Le calcul précis de l'évolution du système solaire a depuis permis de reconstituer l'histoire de ces paramètres orbitaux pour la Terre et Mars dans les 10 derniers millions d'années⁴⁰ (Laskar, 1988; Laskar et al., 2004). Ces séries temporelles sont représentées dans la figure 1.13, ainsi que la périodicité qui leur est associée, à partir des données de référence (Laskar et al., 2004). Si l'obliquité de Mars est proche de celle de la Terre, l'excentricité de son orbite est revanche bien plus marquée. L'insolation reçue au sommet de l'atmosphère martienne varie donc en fonction des saisons, ce qui provoque un contraste entre les hémisphères d'été et d'hiver (l'hiver est plus rigoureux et plus long dans l'hémisphère Sud que dans l'hémisphère Nord, voir paragraphe 1.2.1).

Les changements d'excentricité ont deux effets sur l'insolation planétaire. D'abord, ils modifient le bilan total annuel d'énergie reçue⁴¹. Surtout, ils affectent la distribution de cette énergie au cours de l'année. Plus l'orbite est excentrique et plus les variations d'énergie incidente au cours de l'année sont importantes. Les variations d'excentricité présentent deux périodicités majeures, autour de 2,4 millions d'années (avec une légère modulation vers 1,3 million d'années) et 96 000 ans.

Les conséquences climatiques de la variation d'insolation au cours de l'année liée à l'excentricité peuvent être démultipliées en fonction de la longitude solaire du périhélie. C'est le cas pour Mars aujourd'hui : l'asymétrie entre les étés Nord et Sud est due à la conjonction de la

39. Il existe d'autres paramètres orbitaux d'influence négligeable sur le climat et son évolution, comme la nutation (l'oscillation de la rotation de l'axe de rotation de la planète).

40. Au-delà, la propagation des incertitudes et la chaotité du système ne permettent pas d'obtenir de solution robuste mais plutôt des densités de probabilité pour chacun des paramètres.

41. La deuxième loi de Kepler indique que la vitesse de révolution des planètes augmente au périhélie, mais comme le flux solaire incident est fonction de la distance au soleil au carré, l'intégrale de ce flux est bien fonction de l'excentricité

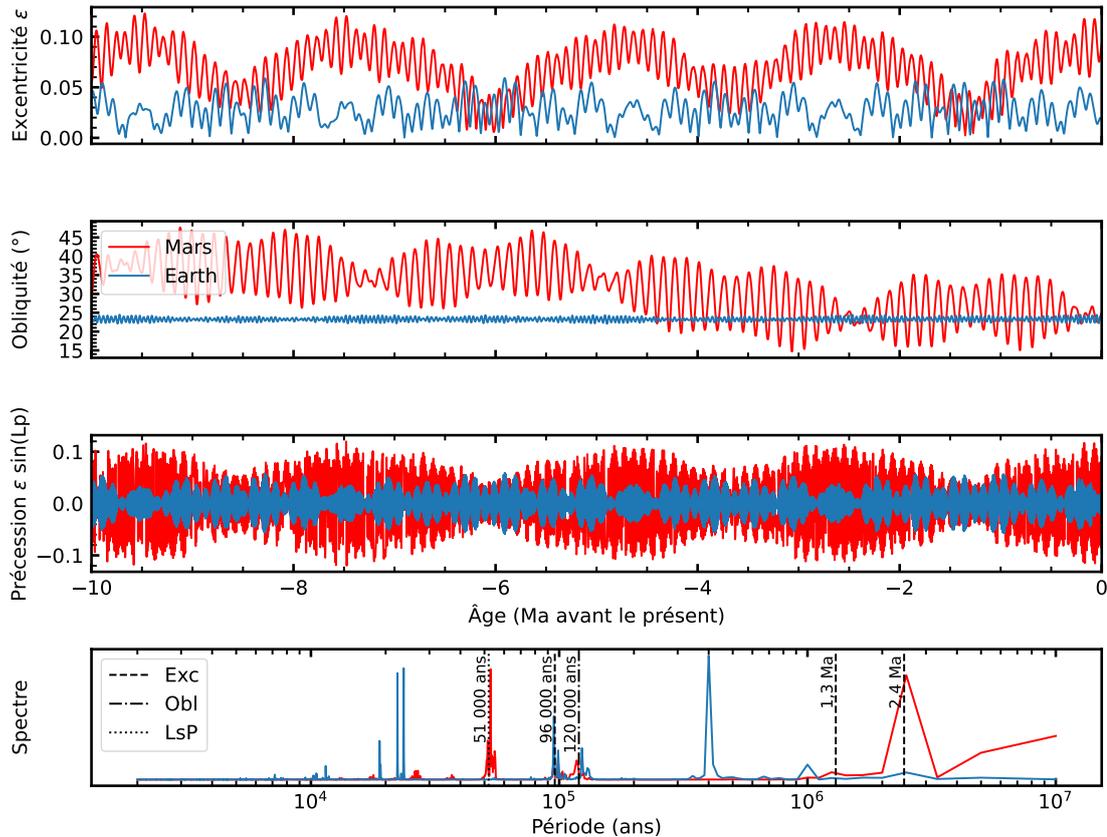


FIGURE 1.13 – Évolution des paramètres orbitaux dans les 10 derniers millions d’années pour Mars et la Terre, tracée à partir des données de Laskar et al. (2004). L’asymétrie liée à la précession climatique est fonction de l’excentricité, le produit $\epsilon \sin(Lp)$ permet donc une meilleure visualisation de son influence.

forte excentricité de Mars et de la longitude solaire du périhélie, quasiment contemporaine du solstice d’été Nord. La dérive du périhélie depuis le solstice vers l’équinoxe inhibe ce contraste hémisphérique, puisque les deux hémisphères reçoivent alors la même insolation en été (ou en hiver). Cette dérive peut être visualisée comme la rotation de l’orbite autour d’un axe vertical situé au niveau du soleil : on l’appelle donc la précession du périhélie. Sur Terre, la précession du périhélie n’est pas un paramètre orbital vraiment pertinent dans l’étude des périodes glaciaires du Quaternaire : le signal associé ne se retrouve pas directement dans les données (Imbrie et al., 1984). Comme détaillé au paragraphe 1.4.1, l’entrée en glaciation est liée aux conditions proches du solstice. À cet égard, l’effet de la précession du périhélie ne joue que si l’orbite est excentrique. Il est donc utile de définir la **précession climatique** comme le produit de l’excentricité et du sinus de la longitude solaire du périhélie $\epsilon \sin(Lp)$ ⁴². Ce produit est nul lorsque l’excentricité l’est

42. Le périhélie varie lui-même avec une période propre d’environ 0,17 million d’années. Cependant, son effet en lien avec le climat est d’influer sur la répartition asymétrique de l’énergie solaire incidente entre l’hémisphère d’hiver et l’hémisphère d’été. La longitude solaire du périhélie n’a donc pas d’effet lorsqu’elle se trouve aux équinoxes $-L_S(P)=(0^\circ, 180^\circ)$, donc avec un sinus nul- ni lorsque l’excentricité est faible, donc lorsqu’il n’y a pas de variation intra-annuelle de l’énergie solaire incidente.

aussi, c'est-à-dire lorsque l'orbite est parfaitement circulaire et que le périhélie n'est donc pas défini. Son amplitude est maximale lorsque l'excentricité est forte et que la longitude solaire du périhélie coïncide avec l'été (ou l'hiver), entraînant ainsi un contraste d'insolation maximal entre les deux hémisphères. Cette définition de la précession climatique permet donc de visualiser au mieux l'effet de la longitude solaire du périhélie sur l'asymétrie hémisphérique, et donc sur le climat. Sur Mars, la périodicité la plus importante liée à la précession climatique est de l'ordre de 51 000 ans. Comme sur Terre, on s'attend à ce que la précession climatique joue un rôle important dans les variations climatiques récentes, étant donné que la calotte polaire Nord est la principale source d'eau pour le système climatique.

L'obliquité martienne actuelle est de 25.19° . Cette valeur est relativement stable dans les derniers 500 000 ans, mais montre dans les 10 derniers millions d'années une amplitude de variations d'environ 10° , soit un ordre de grandeur de plus que pour la Terre. Cette variation se fait autour de la valeur actuelle au cours des derniers 5 millions d'années, soit entre 15° et 35° . Au-delà, la valeur moyenne de l'obliquité monte à 35° , et varie toujours avec la même amplitude, c'est-à-dire avec des valeurs comprises entre 35° et 45° . La périodicité principale de l'obliquité est d'environ 120 000 ans pour la planète Mars.

Il est intéressant de noter que sur Terre, les périodes glaciaires sont corrélées aux minima périodiques d'obliquité. En effet, réduire le contraste saisonnier (avoir des hivers moins rudes et des étés plus doux) favorise la persistance des calottes glaciaires continentales tout au long de l'été, et donc leur croissance interannuelle. À l'inverse sur Mars, les périodes glaciaires sont attribuées aux maxima d'obliquité : lorsque l'ensoleillement est maximal sur la calotte polaire Nord, la sublimation au cours de l'été augmente et le surplus d'eau qui en résulte pourrait alors éventuellement s'accumuler en dehors des régions polaires. Ce scénario est corroboré par les enregistrements géomorphologiques (Head et al., 2003).

1.4.3 Données géologiques de glaciations martiennes

La calotte polaire Nord

Les instruments radar SHARAD et MARSIS à bord de la mission MRO (Mars Reconnaissance Orbiter) ont permis de cartographier en détail la calotte polaire Nord et son intérieur. Le sondage révèle que la calotte est constituée à 95% de glace d'eau sous forme de couches stratifiées. Les différences dans la réflectivité radar des couches sont associées aux différents contenus en poussière. Les couches les plus riches en poussière correspondent a priori plutôt aux périodes glaciaires de haute obliquité, lorsque la calotte est soumise à une forte insolation et que la glace se déplace hors des régions polaires. À l'inverse, les couches de glace plus pures sont interprétées comme les périodes interglaciaires, où l'obliquité plus basse favorise l'accumulation de glace sur la calotte, le tout modulé par l'excentricité de l'orbite (voir figure 1.14).

Les North Polar Layered Deposits (NPLD) se sont formés dans les derniers millions d'années (voir chapitre 2.3.2), et reposent sur une "Basal Unit" bien plus ancienne (Byrne, 2009). Leur anatomie contient un enregistrement des variations récentes des conditions climatiques au-dessus de la calotte, et donc éventuellement des changements climatiques globaux. Pourtant, les épaisseurs relatives des différentes couches stratifiées dans la calotte ne sont pas reliées aux fréquences de variation de l'obliquité, ni même aux trois paramètres orbitaux présentés dans la figure 1.13. Les différents modes de dépôts des couches stratifiées ne sont donc pas la conséquence directe du changement de forçage externe sur le climat avec les variations orbitales, mais plus certainement liées à la réorganisation des forçages internes du système climatique postérieure aux changements orbitaux, par exemple le déplacement des réservoirs de glace en sous-surface qui affectent l'inertie thermique locale, le changement du cycle des poussières qui bouleverse la circulation atmosphérique... Cependant, ces changements climatiques ne sont pas encore compris : à l'heure actuelle, il

n'existe pas de modèle permettant de reconstituer la mise en place de la stratigraphie des NPLD avec notre compréhension du climat martien et de son évolution (Levrard et al., 2007).

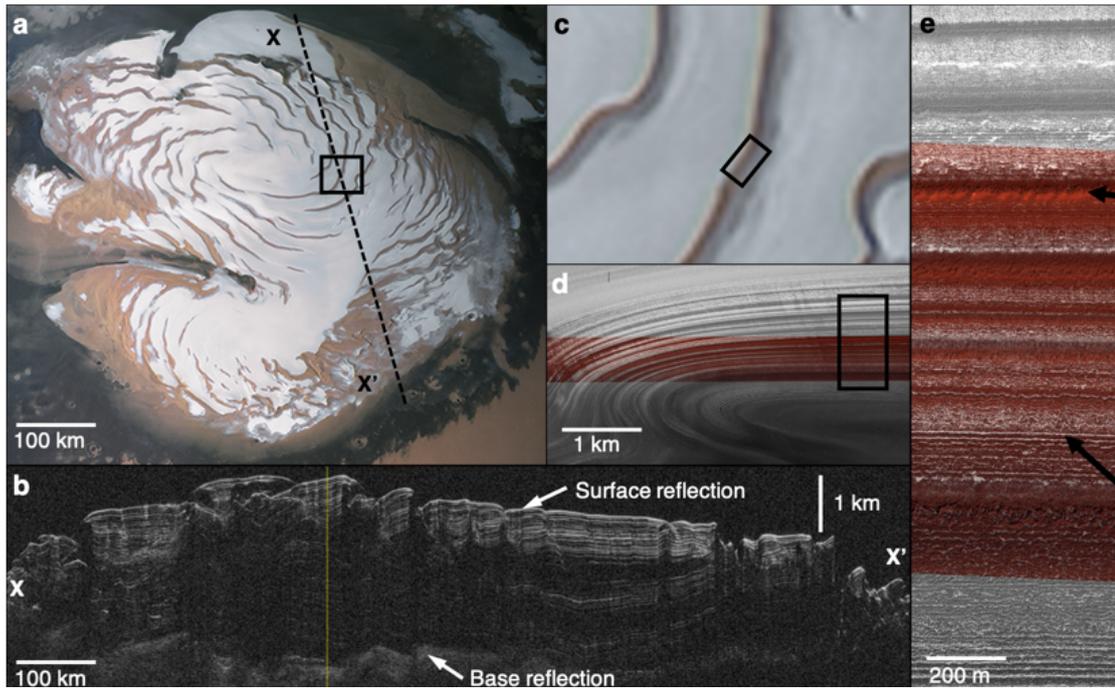
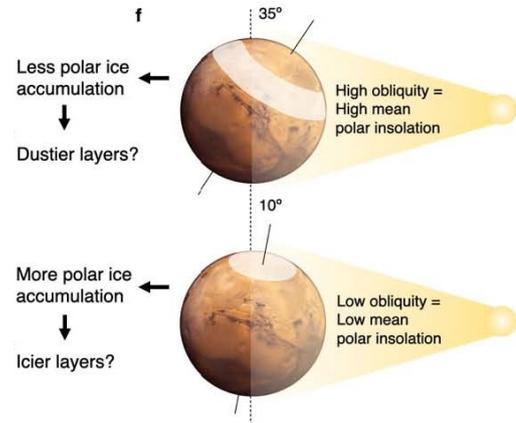


FIGURE 1.14 – Vue radar des dépôts polaires stratifiés nord, en anglais North Polar Layered Deposits (NPLD). **a.** Image par la caméra HRSC de l'ensemble de la calotte. **b.** Sondage radar de l'intérieur des NPLD avec exagération verticale **c.** Zoom du panneau a. sur un affleurement des couches internes mises à nu par l'érosion des vents catabatiques **d.** Zoom du panneau c. **e.** Zoom du panneau d. Les différentes compositions des couches glacées, plus ou moins riches en poussière, sont interprétées comme différents modes de dépôt en fonction de l'obliquité (voir ci-contre). Figure issue de Becerra et al. (2021).



Le "Latitude Dependent Mantle"

De nombreux indices géologiques pointent vers l'existence récente d'un "Latitude-Dependent Mantle" (abrégié en LDM), c'est-à-dire un recouvrement de l'ensemble des hautes et moyennes latitudes de Mars par une couche de plusieurs mètres de glace d'eau (voir chapitre 5). L'existence de ce manteau s'observe de manière directe et locale dans certains affleurements (Schon et al., 2009 ; Harish et al., 2020) mais aussi à l'échelle globale dans les caractéristiques géomorphologiques de surface (Mustard et al., 2001). Les mesures de spectroscopie neutron par l'instrument GRS de la

mission Mars Odyssey corroborent son existence en révélant que la sous-surface semble riche en eau selon un motif semblable au LDM. Les caractéristiques géomorphologiques de cette formation et les différentes études de modélisation privilégient l'hypothèse d'une origine atmosphérique de la glace, déposée sous forme de précipitations (Forget et al., 2017).

L'examen du resurfaçage des cratères suggère que les dépôts les plus récents du "Latitude-Dependent Mantle" sont âgés de quelques centaines de milliers d'années, voire de 100 000 ans à peine. L'âge inféré correspond à une augmentation d'obliquité de quelques degrés seulement par rapport au présent.

Dans les précédentes études paléoclimatiques conduites avec des modèles numériques de climat, la glace est instable en dehors des régions polaires sur Mars au moins jusqu'à 40° d'obliquité, avant de s'accumuler sur les pentes des grands volcans tropicaux (Mischna et al., 2003; Levrard et al., 2004; Forget et al., 2006). Mars a connu de telles obliquités il y a plus de 5 millions d'années (voir figure 1.13). Lors des phases de diminution de l'obliquité, des expériences numériques qui utilisent les dépôts formés à 40°-45° d'obliquité comme sources d'eau tropicales ont montré que ces glaciers sont instables, et que l'eau est piégée vers les hautes et moyennes latitudes au lieu de retourner dans les régions polaires, en accord avec les observations géologiques (Levrard et al., 2004; Madeleine et al., 2009).

Cependant, ces scénarios sont difficiles à réconcilier avec le jeune âge des derniers dépôts : les glaciers tropicaux sont déstabilisés dès que l'obliquité descend sous les 40°, comme pendant les 5 derniers millions d'années. La sublimation des dépôts peut entraîner la formation de "lag layers" : la poussière répartie dans la glace s'accumule en une couche isolante qui inhibe les échanges avec l'atmosphère. Ce mécanisme peut permettre la préservation souterraine de glaciers (Levy et al., 2014), et jouer un rôle dans la stratification de la calotte polaire Nord (Levrard et al., 2007). Même si les glaciers tropicaux sont préservés pendant plusieurs millions d'années, il reste à proposer un mécanisme permettant leur exposition qui permettrait de les mobiliser dans le système climatique martien il y a quelques centaines de milliers d'années.

Des travaux de modélisation plus récents ont montré que l'effet radiatif des nuages amplifie la déstabilisation de la calotte polaire Nord à plus haute obliquité. Ces régimes climatiques sont encore très peu étudiés (Madeleine, 2011; Madeleine et al., 2012a; Madeleine et al., 2014).

1.5 Contexte de la thèse

Mars est la planète voisine de la nôtre. L'étude de sa géologie révèle qu'elle semble avoir connu un environnement de surface relativement similaire à la Terre au début de son histoire, avec un champ magnétique planétaire et un cycle hydrologique où l'eau liquide était stable en surface sur de longues périodes de temps. Au cours des milliards d'années de son évolution, la composition et l'épaisseur de l'atmosphère de Mars ont évolué pour devenir celles que l'on connaît aujourd'hui.

Le climat martien actuel est par certains aspects très différent du climat terrestre : une atmosphère fine de CO₂ qui condense en partie pendant l'hiver, sujette aux tempêtes de poussières parfois globales. La vapeur d'eau est présente en petite quantité, mais l'activité nuageuse qui en résulte affecte la structure thermique et la circulation de l'atmosphère. Par d'autres aspects, il nous est plus familier : l'amplitude des variations de température journalière et saisonnière rappelle nos climats continentaux. L'obliquité est semblable à la nôtre, tout comme le cycle des saisons et les grandes structures de vent. Son climat est également plus simple, puisque Mars ne possède pas d'océan, pas de végétation ni d'activité humaine et qu'il n'y a pas d'interaction avec l'activité géologique de la planète, aujourd'hui éteinte.

L'étude de la surface de Mars montre qu'elle a été façonnée au cours de son histoire récente par des successions de périodes glaciaires et interglaciaires. L'origine de ces changements climatiques

est attribuée, comme sur Terre, aux variations séculaires des paramètres orbitaux.

L'objet de la thèse est l'étude du cycle de l'eau de la planète Mars et son évolution lors des périodes glaciaires récentes à plus haute obliquité. Derrière cet ambitieux programme se cachent deux grands enjeux scientifiques. Le premier enjeu est l'approfondissement de notre connaissance du climat martien actuel, et en particulier des mécanismes physiques à l'œuvre dans le cycle de l'eau. Les données récoltées par les missions spatiales nous donnent des aperçus de l'état du système climatique qu'il convient d'expliquer pour en améliorer notre compréhension.

La compréhension du climat martien actuel est préalable et nécessaire à l'étude des changements climatiques passés et constitue le deuxième enjeu de la thèse. En maîtrisant les mécanismes du climat et les raisons fondamentales qui induisent une trajectoire climatique donnée, il devient raisonnable de les extrapoler dans des conditions passées, par exemple en faisant varier les paramètres orbitaux. Cela nous permet alors d'étudier la manière dont le système climatique accommode le changement de forçage externe (orbital), en particulier pour le cycle de l'eau.

Ces enjeux sont étroitement liés : l'élaboration d'un système de connaissance du climat cohérent requiert d'être capable d'expliquer à la fois les observations climatiques actuelles et les observations géologiques passées. En étudiant ces deux aspects, le projet de recherche vise à améliorer de manière incrémentale notre compréhension de la physique du climat martien.

L'expertise des climatologues martiens s'inscrit dans une démarche communautaire plus large qui englobe les différentes disciplines de la planétologie et vise à reconstituer l'histoire et l'évolution de la surface de Mars. L'étude du climat et de ses variations fait partie des grandes questions scientifiques. À titre d'exemple au sujet de la raréfaction de l'atmosphère depuis sa mise en place, les variations climatiques sont probablement à la fois une cause et une conséquence (Jakosky et al., 2015). L'étude de l'évolution du climat peut également servir de cadre dans lequel tester des hypothèses ou scénarios d'autres disciplines scientifiques, comme c'est le cas pour l'énigme du ou des océans éventuels de l'hémisphère Nord (Turbet et al., 2019).

Toutes ces questions relatives à l'évolution de l'environnement de surface martien, et en particulier l'étude du cycle de l'eau et la mise en place des périodes glaciaires/interglaciaires, présentent un vif intérêt pour notre curiosité scientifique, en tant que planétologues et climatologues. En outre, elles ont des implications qui vont bien au-delà : Mars est une planète relativement semblable à la nôtre, et confronter notre compréhension de son climat et de ses variations à celle que l'on a de la Terre ne peut que nous faire progresser sur ces deux aspects. Ce champ dit de la "planétologie comparée" inclut également les autres planètes du système solaire (notamment Vénus, Titan et Pluton) ainsi que les exoplanètes telluriques pour comprendre le fonctionnement des mondes semblables à la Terre (Ehlmann et al., 2016). Les implications s'étendent jusqu'à la biologie avec les questions de l'habitabilité potentielle de ces planètes, qui est étroitement liée au climat et à son évolution (Lammer et al., 2009). Parallèlement, l'étude des âges glaciaires peut aussi se révéler importante pour l'exploration spatiale future de Mars : la localisation et la quantification des réservoirs de glace préservés dans le sous-sol, pouvant être utilisés comme combustible ou eau potable par les missions humaines est un enjeu majeur (Head et al., 2005).

Les climatologues, à fortiori les climatologues planétaires, ont plusieurs champs d'activité : l'observation et la récolte de données, la théorie physique "équationnelle" des phénomènes et la modélisation numérique. Ces trois champs sont étroitement liés : les théories sont bâties à partir des observations, implémentées dans les modèles qui les testent, et qui sont eux-mêmes souvent utilisés pour compléter les données et aider à la calibration des instruments de mesure, avant d'être validés pour leur capacité à reproduire les observables. L'équipe de Planétologie du Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) est spécialisée dans la modélisation numérique : le Modèle de Climat Global (en anglais Global Climate Model, GCM) y est développé depuis les années 1990 (Hourdin, 1992). L'étude du cycle de l'eau et de la mise en place des âges glaciaires

a été réalisée dans cette thèse à partir de ce modèle, en le comparant aux observations, en améliorant ses composantes physiques et numériques et en l'utilisant pour faire des expériences numériques avec des configurations orbitales différentes. La philosophie des modèles numériques, leur fonctionnement et leur application pour l'étude du climat martien présent et passé font l'objet du chapitre suivant.

Chapitre 2

Modélisation numérique du climat et de son évolution

Sommaire

2.1 Principe et philosophie des modèles numériques de climat	32
2.1.1 Origine de la modélisation numérique du climat	32
2.1.2 Les paramétrisations physiques	35
2.1.3 Modéliser, expliquer, comprendre	35
2.2 Le "Global Climate Model" Martien	38
2.2.1 Fonctionnement du modèle	39
2.2.2 Les paramétrisations du cycle de l'eau	41
2.2.3 Calibration des paramètres : le tuning	44
2.3 Modéliser le cycle de l'eau	45
2.3.1 Cycle de l'eau actuel	45
2.3.2 Les paléoclimats martiens	49
2.3.3 Le "Latitude Dependent Mantle"	54
2.4 Problématique de la thèse	55

Rester soi-même c'est le plus dur,
Ne pas changer c'est encore pire

Tawsen

2.1 Principe et philosophie des modèles numériques de climat

2.1.1 Origine de la modélisation numérique du climat

L'étude de la météorologie et du climat a été historiquement une discipline empirique. Les grandes structures de vent et les principaux courants marins sont documentés par les explorateurs maritimes au XV^e et XVI^e siècles. Au XVII^e siècle, le Duc de Florence Ferdinand II de Médicis (1610-1670), passionné de sciences, se fait construire d'immenses fontaines, alimentées par des pompes, mais les pompes ne peuvent aspirer l'eau au-delà d'une dizaine de mètres de hauteur. Evangelista Torricelli (1608-1647), qui devient le physicien de Florence à la mort de Galilée, se consacre au problème et invente le baromètre qui met en évidence la pression atmosphérique. À l'aide de son invention, il remarque que les périodes de dépression atmosphérique sont souvent annonciatrices de mauvais temps. Le Duc fonde un réseau d'observatoires météorologiques à travers l'Europe qui récolte des données sur l'état local de l'atmosphère. La récolte de données atmosphériques constitue l'essentiel de la climatologie jusqu'au XIX^e siècle, qui est alors une science naturaliste (Guillemot, 2021b). La prédiction du temps reste une sous-discipline qui consiste à extrapoler empiriquement des observations climatologiques, à la manière de Torricelli.

En parallèle, les mathématiciens et physiciens s'intéressent à la physique de ces observations. Georges Hadley (1685-1768) émet l'hypothèse que les alizés, les vents d'ouest tropicaux, sont en partie entraînés par le mouvement de rotation de la Terre sur elle-même (Hadley, 1735).

Le géophysicien norvégien Wilelm Bjerknes (1862-1951) bouscule la météorologie par sa volonté de la transformer en une science exacte, une branche de la physique. Il réussit à établir un système d'équations, les "équations atmosphériques primitives", qui décrit l'état de l'atmosphère (Bjerknes, 1904). La résolution de ces équations permettrait de prédire l'évolution de l'atmosphère à partir d'un état précédent, et ainsi de prévoir la météo de manière rigoureuse. Le système est particulièrement difficile à résoudre : il associe la conservation de la masse et le premier principe de la thermodynamique avec les équations de Navier-Stokes¹. Ce sont des équations aux dérivées partielles non-linéaires² pour lesquelles la résolution analytique est impossible et qui nécessitent donc de recourir à des méthodes numériques approchées.

La première tentative de résolution des équations atmosphériques primitives est réalisée par Lewis Richardson (1881-1953). Il découpe la Terre en une grille rectangulaire d'environ 200 km de côté et 5 niveaux d'altitude et propose une version simplifiée des équations primitives (Richardson, 1922). Il publie sa méthode et la teste en calculant l'évolution de la pression atmosphérique locale mais trouve des résultats aberrants : sa méthode de résolution ne tient pas compte de la mauvaise qualité des observations qui servent d'état initial de son système d'équations, ni des conditions de convergence mathématique³. La quantité de calculs à effectuer est immense : Richardson ne mène ses calculs que sur deux cellules de son modèle (sur un total de 3200) pendant 6h. Le manque de moyens de calcul est une limitation technique stricte à son époque mais Richardson imagine, dans un texte précurseur, une grande usine dans laquelle des milliers de personnes seraient affectées à la résolution des équations sur une région réduite du globe avant de communiquer leurs résultats à leurs voisins et ainsi, de proche en proche, calculer l'évolution future de l'état de l'atmosphère (voir figure 2.1). À partir de sa tentative, il estime que le travail

1. Bjerknes pense que la résolution de son système est fastidieuse mais possible. Cependant, l'existence de solutions générales et continues aux équations de Navier-Stokes n'est toujours pas démontrée et constitue à ce jour l'un des 7 problèmes mathématiques du prix du millénaire de l'institut Clay.

2. C'est-à-dire des équations dont les grandeurs dépendent de plusieurs variables et dont les variations ne dépendent pas de manière proportionnelle aux variations des variables.

3. En particulier du critère de Courant-Friedrichs-Lewy, primordial pour résoudre numériquement les équations aux dérivées partielles, qui permet de définir un pas de temps minimal en fonction de la résolution spatiale adoptée.

coordonné d'au moins 64 000 personnes est nécessaire dans cette entreprise pour tenter de résoudre les équations suffisamment rapidement pour prévoir le futur de l'atmosphère sur plusieurs heures et ainsi émettre des prévisions météorologiques.

La météorologie dynamique progresse dans la première moitié du XX^e siècle avec l'étude des équations primitives : Carl-Gustav Rossby (1898-1957) propose des méthodes de linéarisation des équations aux moyennes latitudes qui facilitent grandement leur résolution (Rossby, 1938). Il met en évidence le rôle des ondes et explique la formation des courants-jet (Rossby, 1951). Au sortir de la Seconde Guerre mondiale, il rejoint l'équipe américaine de Princeton menée par John Von Neumann (1903-1957) et composée des figures de proue de la météorologie mondiale. Avec l'avènement de l'ordinateur, l'équipe numérise les équations primitives à l'aide de simplifications innovantes. Jule Charney⁴ (1917-1981), météorologue américain du groupe de Princeton, développe le formalisme quasi-géostrophique et de l'équilibre quasi-hydrostatique qui permettent de calculer suffisamment rapidement (et précisément) l'écoulement de l'atmosphère sur ordinateur électronique pour avoir une valeur prédictive sur la région des États-Unis : le fantasme de Richardson prend vie 30 ans après la publication de son livre. Les capacités numériques augmentent et permettent bientôt de calculer la circulation de l'atmosphère sur l'ensemble de la planète dans les modèles de circulation générale (GCM en anglais).

À partir des années 1960 et 1970, les modèles se perfectionnent et représentent, en plus des équations simplifiées de l'écoulement de l'atmosphère, une variété de plus en plus importante de processus physiques tels que la couverture végétale ou neigeuse, la formation de nuages, l'interaction entre l'atmosphère et le rayonnement solaire et infrarouge... Les modèles de circulation générale deviennent progressivement des modèles de climat global⁵. Le premier modèle français est développé au Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) à la fin des années 1970 (Sadourny, 1975), suivi par un second au Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM). L'essentiel des ressources numériques est alloué à la prévision de la météo, mais quelques études sont consacrées à l'évolution globale du climat et au dernier maximum glaciaire (Jeandel et al., 2017).

L'océan est un fluide pouvant être décrit avec un formalisme similaire à l'atmosphère. Des modèles numériques d'océan sont vite développés et couplés avec les modèles d'atmosphère (Manabe et al., 1969). À partir des années 2000, il apparaît dans l'étude du changement climatique que l'interaction entre l'atmosphère, l'océan et les autres composants du système climatique doit être également modélisée pour étudier les rétroactions (Cox et al., 2000). Des modules supplémentaires sont incorporés aux modèles de climat global pour devenir des "Earth System Models" qui rendent compte de l'évolution couplée du climat et des réservoirs de carbone ou de la cryosphère (Kwiatkowski et al., 2019 ; Kawamiya et al., 2020).

Le développement du modèle de climat martien est initié à partir du modèle terrestre dans les années 1990 en adaptant les calculs du transfert radiatif à l'atmosphère de CO₂. Les modèles terrestres, martiens et planétaires⁶ partagent toujours une partie de leur architecture pour la résolution des équations universelles, avec des modules supplémentaires adaptés à leurs spécificités.

4. Par la suite devenu un grand spécialiste des sciences de l'atmosphère, Charney coordonne la rédaction du rapport Charney en 1979 qui détaille l'impact potentiel des activités humaines sur le climat, dans lequel les courbes de prédiction du réchauffement climatique sont très proches des derniers rapports du GIEC.

5. L'acronyme reste le même : GCM

6. Il existe au LMD des modèles dédiés à l'étude de Vénus, Jupiter, Saturne, Titan, Uranus et Neptune, Pluton et Triton et un modèle "générique" plus souple pour l'étude des exoplanètes et des climats plus anciens de Mars.

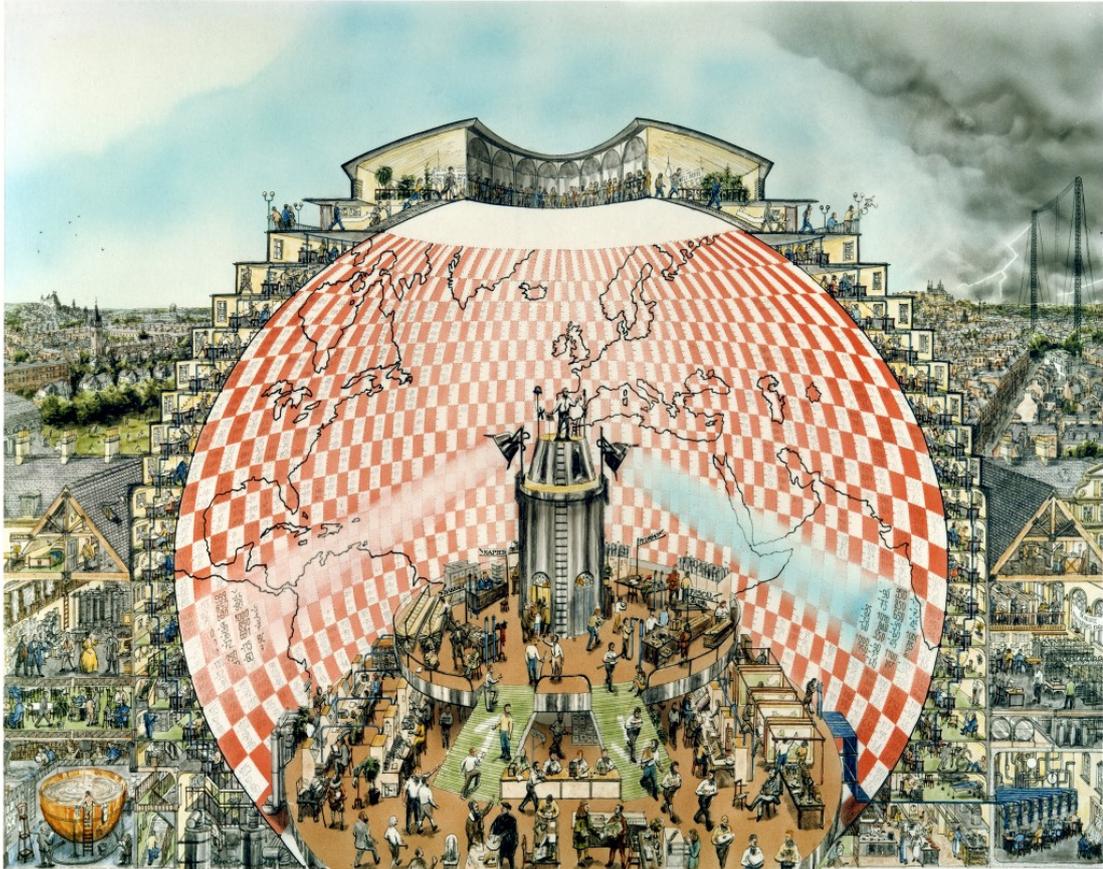


FIGURE 2.1 – “Weather Forecasting Factory” par Stephen Conlin, 1986. Réalisé à partir de la description de la méthodologie présentée dans le livre de Richardson (1922). La Terre est subdivisée en tuiles rectangulaires dans lesquelles l'évolution des différentes variables d'état de l'atmosphère est calculée. Les tuiles sont regroupées en une vingtaine de régions qui communiquent entre elles via des "managers" qui regroupent et transmettent les calculs individuels sur chaque tuile, et s'assurent de la bonne synchronisation des équations. Richardson estime que 64 000 personnes environ doivent travailler de concert dans cette entreprise pour avoir une chance de résoudre le système suffisamment rapidement pour avoir une valeur prédictive. L'analogie avec le fonctionnement des modèles numériques de climat actuels, où les employés sont remplacés par des processeurs, est particulièrement frappante. Crédit : <https://www.emetsoc.org/resources/rff/>

2.1.2 Les paramétrisations physiques

Les équations primitives atmosphériques caractérisent l'état de l'atmosphère via la conservation du moment cinétique, de la masse, de l'énergie et de la concentration en espèces chimiques. L'écriture de ces équations permet de résoudre le transport de ces quantités par la mécanique des fluides, et constitue la partie "dynamique" des modèles numériques qui peut être directement calculée sur une grille discrète.

En plus d'être transportées par l'atmosphère par la partie dynamique, ces quantités sont en permanence modifiées par différents processus physiques. Dans les équations, cela est traduit par la présence de termes "sources". Par exemple le chauffage par l'absorption du rayonnement solaire ou par les échanges avec la surface, la perte de moment cinétique liée aux frottements de l'atmosphère avec la surface, la sublimation/condensation de l'eau ou les transformations chimiques des différentes espèces présentes dans l'atmosphère.

Ces processus physiques qui interviennent dans les équations dynamiques sont représentés dans les modèles par des **paramétrisations**. Les échelles typiques de ces processus sont souvent inférieures à la résolution du modèle : on parle de processus sous maille. Leur représentation passe donc par la modélisation de leurs effets sur l'état moyen de la maille : à partir d'observations locales et de simulations à plus fine échelle de ces processus sont établies des lois physiques simplifiées, traduites dans un formalisme mathématique. Ce formalisme correspond très souvent à des équations aux dérivées partielles qui, dans le cas général, n'ont pas de solution analytique et nécessitent l'application de méthodes de résolution dédiées. Une méthode commode est la résolution informatique, qui permet de gérer le grand nombre de calculs à effectuer. Pour pouvoir les résoudre par ordinateur, qui sont incapables d'appréhender le formalisme mathématique, il est nécessaire de discrétiser les équations, c'est-à-dire de les reformuler de manière non-continue. La figure 2.2 montre un exemple des multiples étapes de la formulation d'une paramétrisation, dans le cas de la turbulence.

Le passage du monde mathématique au monde physique implique certaines concessions : par essence, la modélisation numérique est donc une approximation pragmatique. La précision finie des processeurs informatiques implique des erreurs d'arrondi ou de troncature qui se propagent au fur et à mesure des calculs. Il existe différents schémas numériques de résolution des équations, qui possèdent des propriétés de précision, de conservation, de rapidité ou encore de stabilité différentes, plus ou moins pertinents : par exemple, les schémas des paramétrisations liés aux espèces chimiques sont typiquement choisis pour être les plus conservatifs possibles.

2.1.3 Modéliser, expliquer, comprendre

Une paramétrisation est donc une représentation approximative d'un processus physique sous-maille. Elle est idéalisée, au sens où même si elle est basée sur une théorie physique, elle est décrite par un jeu de paramètres empiriques incapables de prendre en compte la complexité et l'hétérogénéité d'une maille du modèle.

La taille des mailles des modèles est variable et limitée principalement par les ressources informatiques et le temps de calcul associé. Au premier ordre, pour respecter les critères de stabilité numérique, améliorer la résolution spatiale par 2 induit une augmentation du temps de calcul de $2^3 = 8^7$. La résolution horizontale typique des modèles de climat global est d'environ ~ 100 km. Il existe des modèles régionaux, dits "mésos-échelle" qui résolvent les équations avec une meilleure résolution spatiale, de l'ordre de la dizaine de kilomètres, sur l'espace de quelques jours. Ce sont par exemple les modèles utilisés par les services nationaux de prévision météorologique (Ducrocq

7. La condition de Courant-Friedrichs-Lewy lie la discrétisation temporelle et spatiale des schémas numériques en différence finie par la relation suivante pour un schéma idéalisé en 1D : $C_{CFL} = \frac{v\Delta t}{\Delta x}$.

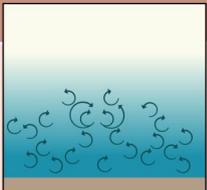
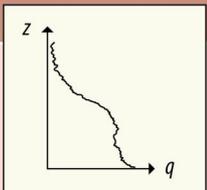
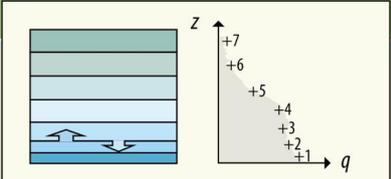
Les 5 mondes de la modélisation		exemple des mouvements turbulents	
Le monde des phénomènes			
tempêtes, cycle saisonnier des températures, réchauffement climatique, formation des nuages, fonte des glaciers, moussons...	mouvements de l'air désordonnés à petite échelle, bourrasques de vent	visualisation des effets de la turbulence sur les panaches de fumée d'usine	
Le monde des théories			
mécanique des fluides, circulation générale, effet de serre, thermodynamique, fonctionnement d'un ensemble de nuages, principes de conservation (masse, énergie...)	diffusion turbulente : les constituants atmosphériques sont brassés puis transportés verticalement dans la colonne du modèle	la vapeur d'eau ou la pollution (en bleu) est émise en surface et transportée par turbulence	
Le monde des équations			
expression mathématique des lois de la physique : équations de Navier-Stokes, équations du transfert radiatif, modèle statistique de nuage	équation de la diffusion turbulente : le flux est proportionnel au gradient de la quantité (le transport par mélange se fait depuis les fortes vers les faibles valeurs) flux turbulent $F_q(z) = -K_z \frac{\partial q}{\partial z}$	profil vertical de vapeur d'eau ou d'un polluant	
Le monde numérique			
reformulation des équations sous une forme utilisable sur les ordinateurs : modèles point de grille ou spectraux, schémas numériques	transfert entre les couches 2 et 3 par la turbulence flux turbulent de la couche 2 vers 3 $F_{2-3} = K_{2-3}(q_2 - q_3)$		profil discrétisé : une valeur par couche du modèle
Le monde informatique			
algorithmes, langages, optimisation, adaptation aux calculateurs, post-traitements	code informatique du flux turbulent	<pre> do iv=1,nv ! Boucle sur les niveaux verticaux do ih=1,nh ! Boucle sur la grille horizontale Fq(ih,iv)=Kz(ih,iv)*(q(ih,iv)-q(ih,iv+1)) enddo enddo </pre>	

FIGURE 2.2 – Les 5 mondes de la modélisation numérique, illustrés avec un exemple pour la formulation d'une paramétrisation de la turbulence. Crédit : (Guillemot, 2021a)

et al., 2005). Grâce à leur résolution améliorée, certains processus peuvent être directement résolus sur la grille du modèle au lieu d'être paramétrisés. Dans le modèle martien par exemple, l'activité ondulatoire liée à la topographie est paramétrisée dans le modèle global mais résolue dans le modèle méso-échelle (Spiga et al., 2009). Les modèles dits de "Large-Eddy simulations" sont suffisamment fins pour résoudre directement les panaches de convection pendant quelques heures (voir figure 2.3).

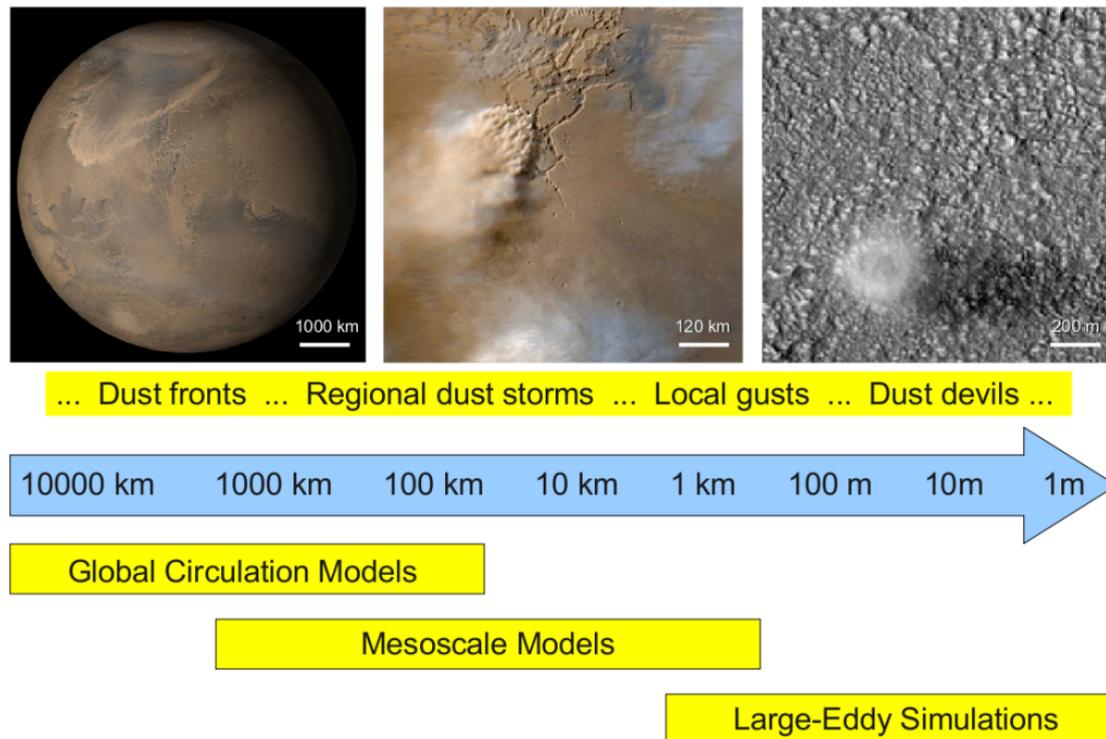


FIGURE 2.3 – Les échelles caractéristiques des différents composants du cycle des poussières martiennes, avec les différentes grilles possibles pour le modèle numérique de climat du LMD. Le passage entre les différentes versions du modèle induit des changements dans les modules de calculs de la physique : certaines paramétrisations sont désactivées en diminuant la résolution (comme le freinage topographique du vent) ou bien modifiées (le transfert radiatif prend en compte l'orientation de la surface du modèle à petite échelle, alors que la version GCM voit une surface plane pour chaque maille). La grille dynamique est également modifiée : la simplification hydrostatique utilisée dans le GCM est invalide à partir des méso-échelles et les équations dynamiques sont donc complexifiées. Crédit : (Spiga et al., 2010).

Puisque les modèles de plus fine échelle sont capables de résoudre directement des processus physiques très fins, ils peuvent être utilisés dans le développement et la calibration ("tuning") des paramétrisations des modèles moins bien résolus (Hourdin et al., 2021). C'est actuellement une activité de développement du modèle portée par la thèse de T. Pierron pour la paramétrisation des "Dust Devils"⁸, et auparavant pour paramétriser la convection sur Mars (Colaïtis et al., 2013). Dans ce cas, les paramètres de tuning dans le GCM sont choisis pour reproduire au mieux

8. Les "dust devils" sont des tourbillons de poussière fréquents sur Mars. Ils sont suffisamment larges (plusieurs dizaines de mètres) pour ne pas être paramétrisés dans les modèles LES (Spiga et al., 2016).

les résultats des simulations LES. Les paramétrisations peuvent également être calibrées avec d'autres métriques observationnelles ou théoriques (Hourdin et al., 2017).

L'accroissement des ressources numériques disponibles permet d'envisager de conduire des simulations méso-échelle, voire LES à l'échelle de la planète sur de longues périodes de temps (Sato et al., 2019). En réduisant la taille des mailles, on s'affranchit progressivement des paramétrisations physiques et des approximations qu'elles induisent. Une partie de la communauté des modélisateurs du climat (terrestre et planétaires) se consacre à l'amélioration de la résolution des modèles pour tendre vers une modélisation de moins en moins contrainte empiriquement, de plus en plus proche des équations physiques issues de la théorie (Balaji et al., 2022).

Cette démarche est limitée par l'infrastructure et les ressources numériques⁹. Un des enjeux brûlants des modèles terrestres de climat global est la paramétrisation des nuages et de l'organisation de la convection, et les rétroactions exercées sur l'évolution du climat (Bony et al., 2015). L'utilisation de simulations fines éclaire grandement les processus à l'œuvre dans ces contextes mais le coût numérique associé rend questionnable, physiquement ou au moins éthiquement, le déploiement de ces simulations sur des échelles de temps dépassant la dizaine d'années (Neumann et al., 2019).

Il existe donc une hiérarchie de modèles de climat, allant de quelques centaines de mètres de résolution horizontale à plusieurs dizaines de kilomètres. Mais il existe également des modèles encore plus simples, qui ne sont pas basés sur les équations atmosphériques primitives, et permettent d'investiguer des questions climatiques plus larges. Les premiers modèles de variations glaciaires/interglaciaires terrestres sont des modèles conceptuels qui établissent un lien entre les variations des paramètres orbitaux de la Terre, l'insolation en été aux moyennes latitudes et la formation des calottes de glace continentale (Milankovitch M., 1941). Il s'agit fondamentalement d'une paramétrisation physique, c'est-à-dire d'une représentation simplifiée et idéalisée d'un mécanisme physique et de son évolution. La compréhension des raisons physiques à l'origine des variations climatiques du Quaternaire ne provient pas de la somme des processus de fine échelle (turbulence, évaporation, nuages...) mais de leur interaction. Ce constat est lié à la nature même du climat : un réseau complexe de processus physiques *relativement* simples¹⁰. L'étude du climat révèle progressivement l'existence de "propriétés émergentes" comme la conséquence de l'interaction de ses sous-compartiments (Klein et al., 2015). L'étude empirique de ces propriétés émergentes porte sur la manière dont les différents composants du système climatique interagissent plus que sur la compréhension détaillée de ces processus (Brient, 2020).

Les modèles de climat global sont donc des outils développés depuis environ 50 ans, au statut privilégié pour l'étude du climat et de son évolution. Les perspectives d'amélioration de la résolution des modèles promettent d'élucider en détail les mécanismes les plus évanescents : la turbulence, la convection fine, la formation et l'évolution des nuages. La compréhension de ces phénomènes est complémentaire avec le développement des paramétrisations, qui permettent d'accéder à une compréhension plus abstraite mais aussi plus directe des mécanismes liés à la physique du climat.

2.2 Le "Global Climate Model" Martien

Le modèle de climat martien est développé au LMD depuis le début des années 1990 à partir du modèle terrestre LMDZ¹¹ (Hourdin, 1992). Les équations physiques qui décrivent la dynamique de l'atmosphère sont les mêmes que pour le modèle terrestre (et l'ensemble des

9. Sans parler des coûts environnementaux de cette démarche...

10. La "physique du XIX^e siècle", avant l'avènement de la relativité.

11. Le "Z" dans LMDZ signifie "zoom", une fonctionnalité permettant d'augmenter la résolution physique sur une région donnée de la planète.

planètes telluriques étudiées au LMD) mais les spécificités du climat martien demandent la prise en compte de processus physiques différents du climat terrestre, comme la condensation du CO_2 , composant principal de l'atmosphère.

2.2.1 Fonctionnement du modèle

Le cœur dynamique LMDZ calcule l'évolution de l'état de l'atmosphère sur la planète, représentée par une sphère discrétisée en cellules rectangulaires en latitude-longitude. Pour cela, il résout les équations primitives de l'atmosphère à partir d'un état initial donné. Pour résoudre ces équations qui n'ont pas de solution analytique, on utilise un schéma de discrétisation par différences finies, qui se focalise sur la conservation de l'énstrophie potentielle et du moment cinétique¹².

Séparation dynamique / physique

Tous les quelques pas de temps dynamiques, le modèle résout les équations de la physique et incorpore ce calcul à la dynamique. On obtient alors une tendance d'évolution de chaque variable en chaque point, que l'on incrémente pour calculer les conditions au pas de temps suivant¹³ :

$$X_{t+\Delta t} = X_t + \left. \frac{\delta X}{\delta t} \right|_{dyn} \Delta t_{dyn} + \left. \frac{\delta X}{\delta t} \right|_{phy} \Delta t_{phy} \quad (2.1)$$

La dynamique possède un pas de temps d'intégration plus court que la physique, mais l'essentiel du temps de calcul est consommé par la physique. On peut se représenter le package physique comme la résolution des termes sources et puits dans les équations primitives de l'atmosphère (transfert radiatif, turbulence, thermodynamique...). Contrairement aux variables volumiques comme la température ou la densité, les vents sont calculés aux interfaces entre chaque maille et seulement interpolés par la suite au centre des mailles comme les autres variables (figure 2.4). Certains points redondants sont ajoutés pour accommoder l'intégration numérique aux bornes du modèle, du fait de la discrétisation d'une sphère continue en une grille rectangulaire.

Parallélisation

Les calculs de la dynamique et de la physique sont réalisés colonne par colonne. Le système de coordonnées verticales est dit "sigma-pressure hybrid" et permet de résoudre finement les premières couches du modèle proche de la surface tout en réduisant le signal de la topographie en haute atmosphère. La résolution typiquement utilisée par le modèle et dans toutes les simulations présentées dans cette thèse est de $64 \times 48 \times 26$: 64 points de longitude (espacés d'environ 330 km à l'équateur), 48 points de latitude (espacés d'environ 220 km) et 26 points d'altitude (définis selon des niveaux de pression pertinents), jusqu'à une pression de 0,2 Pa. Ce mode de discrétisation implique que les cellules n'ont pas la même taille à l'équateur qu'aux pôles, où elles sont beaucoup plus petites. Le critère de stabilité numérique y est donc plus restrictif : un filtre numérique est appliqué pour outrepasser ce problème et maintenir un temps de calcul acceptable.

Les calculs physiques sont effectués dans un ordre précis : colonne par colonne sur la verticale. Pour accélérer le modèle, on peut effectuer les calculs de différentes colonnes en parallèle avant

12. Ce choix est propre au modèle du LMD : chaque modèle doit faire des compromis méthodologiques arbitraires dans la numérisation des équations primitives, toutes présentant des avantages et des inconvénients. En particulier, les choix de variables à conserver influent sur les propriétés de dissipation énergétique aux plus petites échelles spatio-temporelles (Sadoury, 1975).

13. Il s'agit du fonctionnement théorique, mais en réalité les tendances dynamiques ne sont pas intégrées si simplement. Une combinaison de deux schémas d'intégration ("Matsuno-Leapfrog") est utilisée dans LMDZ.

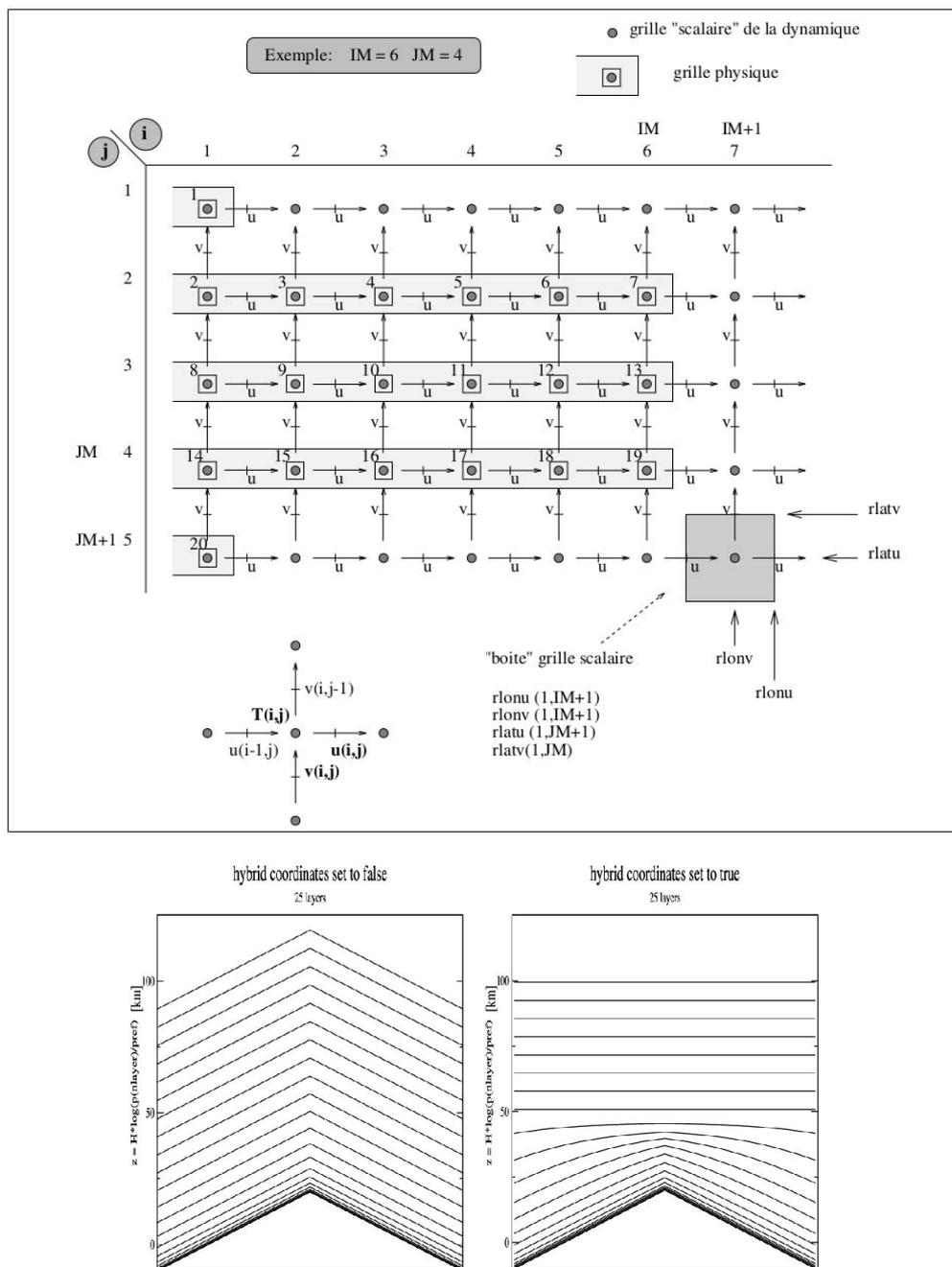


FIGURE 2.4 – La séparation entre les grilles physiques et dynamiques dans LMDZ, et la discrétisation verticale hybride. Crédit : mode d’emploi du GCM martien.

de les mettre en commun. La parallélisation actuelle requiert de coupler au moins deux bandes de latitudes, et ainsi de compartimenter les calculs en $48/2 = 24$ tâches indépendantes.

Dissipation

Dans la nature, on observe que l'énergie cinétique dans l'atmosphère est progressivement transférée des échelles synoptiques vers des échelles de plus en plus petites où elle est dissipée sous forme de chaleur (Nastrom et al., 1984 ; Skamarock, 2004). Le GCM martien ne peut pas résoudre les processus sous-maille, donc la cascade d'énergie aux échelles inférieures à sa résolution horizontale. Ce problème peut entraîner de fortes instabilités numériques à mesure que l'énergie s'accumule au sein d'une maille. Il est donc nécessaire d'appliquer une paramétrisation pour la dissipation. Dans le modèle, tous les quelques pas de temps dynamiques, des opérateurs de dissipation relaxent le système vers un état moyen avec une intensité donnée par des temps caractéristiques, sur l'horizontale et au sommet de l'atmosphère.

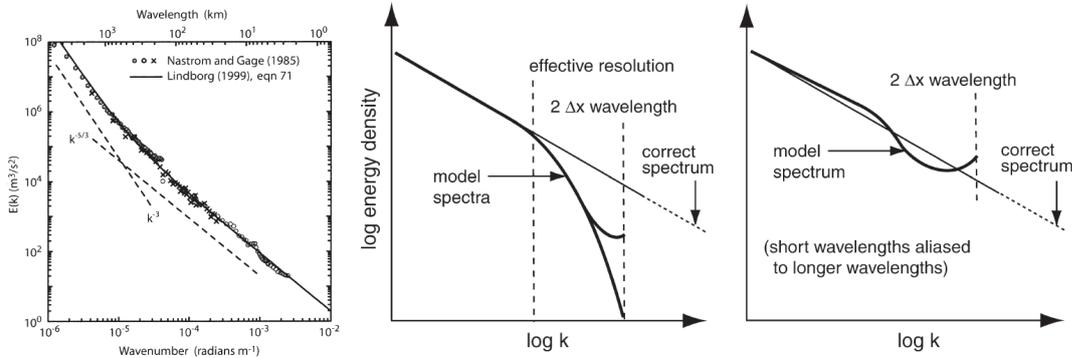


FIGURE 2.5 – Droite : mesure de cascade d'énergie vers les petites échelles dans l'atmosphère. Milieu et gauche : comportements possibles de modèles de très fine résolution en fonction de la paramétrisation de la dissipation. Crédit : Skamarock (2004).

La paramétrisation de la dissipation est très peu discutée dans la littérature. Pourtant, le modèle terrestre LMDZ est connu pour y être sensible (Lemonnier et al., 2021), et particulièrement au niveau des précipitations. Sur Mars, des tests de calibration conduits dans les années 2010 suggèrent que le modèle est beaucoup moins sensible que son pendant terrestre. Plusieurs études internes ont été faites, non publiées.

2.2.2 Les paramétrisations du cycle de l'eau

Dans le code, le calcul de la physique est en pratique l'appel en série des différentes paramétrisations climatiques, dans un ordre précis. Les paramétrisations sont généralement testées et implémentées indépendamment les unes des autres, souvent à l'aide de la version 1D du modèle qui consiste en une unique colonne physique (sans appel à la dynamique). Les principaux modules appelés sont : le transfert radiatif, spécifique à la composition atmosphérique de Mars et à la présence des aérosols de poussière (Madeleine et al., 2011) et des nuages (Madeleine et al., 2012a) ; la couche limite atmosphérique qui interagit avec la surface (Mellor et al., 1982 ; Forget et al., 1999 ; Colaïtis et al., 2013) ; la microphysique des nuages qui décrit la formation et l'évolution des cristaux de glace d'eau dans l'atmosphère (Montmessin et al., 2002 ; Navarro et al.,

2014); le cycle du CO₂ qui se condense à la surface de la planète (Forget et al., 1998); le calcul de la température en sous-surface (jusqu'à 18 m de profondeur).

La version de base du modèle est décrite en détail dans Forget et al. (1999). Les différents compartiments du système climatique sont étudiés indépendamment les uns des autres dans des publications dédiées. Le cycle de l'eau fait intervenir plusieurs des modules cités qui affectent directement le devenir des traceurs de vapeur et de glace dans l'atmosphère. La publication de référence pour le cycle de l'eau est Navarro et al. (2014) qui détaille les paramétrisations pertinentes décrites ci-dessous.

Condensation et sublimation en surface

La sublimation dans le modèle est supposée contrôlée par la turbulence horizontale liée au cisaillement de vent en surface. En présence de glace d'eau à la surface, le flux de masse est calculé de la manière suivante (Forget et al., 1999; Montmessin et al., 2004b) :

$$E_w = \rho C_d u_* (q_{\text{sat}} - q_w) \quad (2.2)$$

Avec E_w le flux entre la surface et la première couche atmosphérique ($\text{kg.kg}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1}$), ρ la densité atmosphérique du premier niveau (kg.m^{-3}), C_d le coefficient d'entraînement, u_* la vitesse de friction du vent (m.s^{-1}), et $(q_{\text{sat}} - q_w)$ l'écart entre la pression partielle de vapeur d'eau à l'équilibre et la pression partielle réelle du modèle dans la première couche (kg.kg^{-1}). La condensation/sublimation de l'eau en surface est donc directement liée au vent. Plusieurs publications modélisent ce flux en prenant également en compte la composante liée à la flottabilité de l'atmosphère dans des cas très stables sans vent (Dundas et al., 2010), comme c'est parfois le cas sur Terre en Antarctique par exemple. C'est un sujet actuellement à l'étude dans le GCM du LMD.

Effet radiatif des nuages de glace d'eau

Montmessin et al. (2004b) publient la première étude de référence sur le cycle de l'eau dans le modèle du LMD. Avec pour seuls traceurs¹⁴ la vapeur et la glace d'eau et sans l'effet radiatif des nuages, les caractéristiques principales du cycle de l'eau modélisé (voir section 3.2.1) sont en bon accord avec les observations de l'instrument TES¹⁵ (Smith, 2004). Cette paramétrisation simple ne prend pas en compte l'effet de la condensation sur les aérosols dans la formation des nuages, qui est déclenchée dès que le contenu local en vapeur d'eau dépasse le niveau de saturation théorique.

Certains biais de température par rapport aux observations sont notamment observés dans les régions équatoriales en présence de nuages (Conrath et al., 2000; Smith, 2004). Ces observations sont interprétées comme la conséquence de l'effet radiatif des nuages de glace d'eau (Haberle et al., 1999; Hinson et al., 2004).

L'effet radiatif des nuages a donc été implémenté dans le modèle du LMD et permet effectivement de corriger les biais de températures les plus marqués (Madeleine et al., 2012a). Cependant, les simulations pluriannuelles conduites avec cette nouvelle paramétrisation se sont révélées incapables de reproduire les caractéristiques saisonnières les plus basiques du cycle de l'eau. Ce problème vient du refroidissement (ou parfois du réchauffement) de la calotte Nord par l'effet radiatif des nuages locaux, qui interceptent le rayonnement solaire et inhibent la sublimation. En réalité, ces nuages polaires ne sont pas observés. Ce problème a été réglé par l'implémentation

14. Les traceurs sont les quantités advectées par le cœur dynamique du modèle, et modifiées par les paramétrisations physiques.

15. Thermal Emission Spectrometer, à bord de la sonde Mars Global Surveyor.

d'un schéma complexe de microphysique des nuages, qui interagit avec les aérosols et permet la sursaturation dans le modèle, pour avoir un cycle de l'eau à nouveau satisfaisant (Navarro et al., 2014), notamment en inhibant la formation des nuages polaires au moment du solstice d'été Nord.

Le cycle de l'eau et des poussières est donc étroitement intriqué au niveau de la formation et de l'évolution des nuages dans le système climatique martien. Ce couplage rend l'étude et la calibration de l'effet radiatif des nuages particulièrement complexe : l'ensemble du climat simulé est extrêmement sensible aux réglages des différentes paramétrisations. Les autres modèles numériques de climat martien dans la communauté utilisent des paramétrisations de l'effet radiatif des nuages de glace d'eau (Haberle et al., 2011 ; Urata et al., 2013) mais peinent à obtenir un cycle de l'eau correct lorsqu'ils couplent cet effet aux autres composants du système climatique (Haberle et al., 2019).

Microphysique des nuages de glace d'eau

La microphysique des nuages contient trois processus indépendants calculés dans un sous-pas de temps consacré. Cette paramétrisation a été développée au début des années 2010 dans le modèle du LMD à partir des travaux de F. Montmessin (Montmessin, 2002) qui formalisent la théorie de la **nucléation** hétérogène dans le cas de l'atmosphère martienne. Le principal concept est qu'il faut atteindre une énergie minimale, faisant office de seuil, pour former des cristaux de glace sur les noyaux de poussière en suspension dans l'atmosphère. Cette énergie peut se formaliser de la manière suivante :

$$\Delta F^* = \frac{4}{3}\pi r^{*2}\sigma_w f(m, x) = \Delta F_{hom}^* f(m, x) \quad (2.3)$$

Avec ΔF^* l'énergie de formation des cristaux de rayon r^* (m), la tension superficielle de l'eau σ_w (N.m⁻¹). $f(m, x)$ est une fonction du **paramètre de contact** $m = \cos\theta$ ¹⁶, l'angle de raccordement entre le cristal de glace et le noyau de nucléation (CCN), et de x , le ratio des rayons entre le CCN et le cristal de glace (voir figure 2.6).

La **condensation et sublimation** de l'eau sont calculées via la variation de taille des cristaux de glace dans le modèle, sous la forme :

$$\frac{dr}{dt} = \frac{1}{r} \left(\frac{S - S^*}{R_d + R_k} \right) \quad (2.4)$$

Avec $S - S^*$ l'écart à la saturation théorique dans la parcelle, et R_d et R_k des coefficients de résistance liés respectivement à la diffusivité de l'atmosphère et au flux de chaleur latente de changement d'état de l'eau.

Une fois que les calculs de nucléation et de condensation/sublimation sont effectués, l'effet sur la concentration des aérosols de poussière par le **lessivage** est évalué. Ce nouvel état induit un changement d'équilibre dans les processus calculés précédemment. La nucléation et la croissance des grains sont alors à nouveau calculées dans le sous-pas de temps à partir de ce nouvel état initial.

L'inclusion de cette paramétrisation de microphysique des nuages permet de faire apparaître la saturation de la vapeur d'eau dans l'atmosphère martienne, qui est importante vis-à-vis de la formation de nuages, du transport inter-hémisphérique de l'eau, et de l'injection en haute altitude de vapeur d'eau qui est ensuite photodissociée (Navarro et al., 2014).

16. m est également appelé la "mouillabilité" dans les communautés des modélisateurs de nuages.

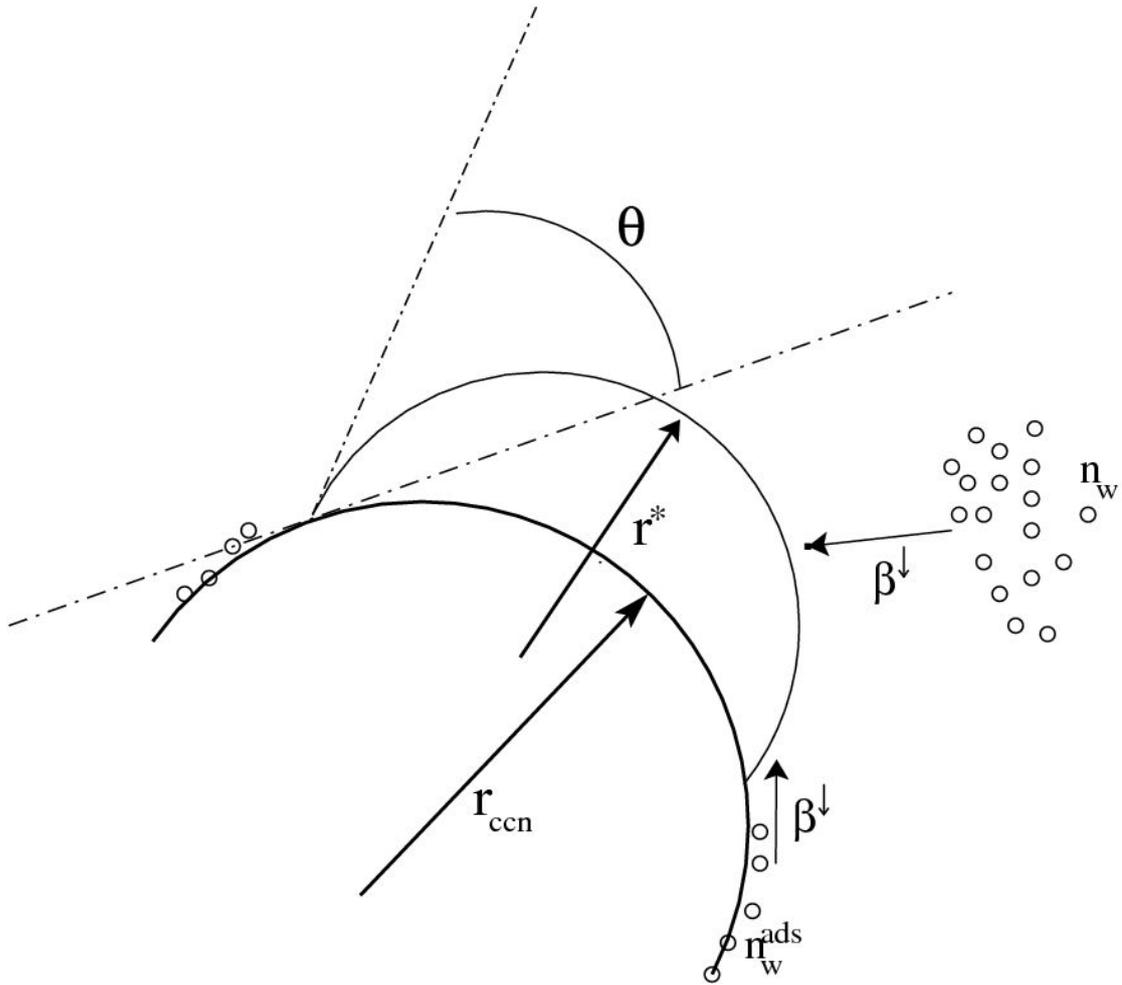


FIGURE 2.6 – Représentation schématique de la théorie de la nucléation utilisée dans la paramétrisation de la microphysique des nuages de glace dans le modèle martien. La géométrie des noyaux de condensation (r_{CCN}) et des cristaux de glace (r^*) est supposée sphérique. L'angle de raccordement entre les deux, θ , est un paramètre libre. L'accroissement des cristaux peut être alimenté par deux populations de molécules d'eau, les molécules préalablement adsorbées sur les particules de poussière (n_w^{ads}) ou bien en provenance de l'environnement immédiat (n_w), en fonction des conditions thermodynamiques locales. Crédit : Montmessin (2002).

2.2.3 Calibration des paramètres : le tuning

Même si le cadre théorique des différents sous-compartiments utilisés dans les modèles numériques est généralement bien établi, les paramétrisations sont approximatives, soit en raison de problèmes de coût numérique (limites de résolution de la grille, accélération du calcul du transfert radiatif), soit, de manière plus fondamentale, parce qu'ils tentent de résumer des processus complexes par le biais d'une représentation idéalisée et approximative (souvent les deux : c'est le principe de la modélisation). Par ailleurs, les paramétrisations sont parfois sensibles à des paramètres dont la valeur exacte est méconnue et qui ne peut être mesurée. Le **tuning** des

modèles numériques de climat global est la méthodologie qui vise à quantifier les incertitudes de ces paramètres et à réduire l'écart entre des observations spécifiques et les résultats du modèle en ajustant ces paramètres (Hourdin et al., 2017). Le tuning est absolument nécessaire dans le développement des GCM dont le climat simulé dépend non seulement de chaque paramétrisation mais du couplage entre elles.

La paramétrisation des nuages de glace d'eau présentée dans la section 2.2.2 fait intervenir le **paramètre de contact** : la valeur de ce paramètre peut être contrainte par les études théoriques et les observations, et les quelques études à ce sujet (Trainer et al., 2009; Iraci et al., 2010; Määttänen et al., 2014) suggèrent qu'il dépend lui-même fortement de nombreux paramètres comme la température ou la géométrie des cristaux. Pourtant, il est réglé à une valeur constante de 0,95 dans le modèle (Navarro et al., 2014), déterminée empiriquement. Ce réglage est considéré comme acceptable au sens où c'est une valeur physiquement raisonnable qui permet un couplage satisfaisant de la formation de nuages de glace avec les autres composants du climat pour obtenir un cycle de l'eau réaliste, en accord qualitatif avec les observations.

D'autres méthodes numériques permettent d'obtenir des valeurs optimisées des paramètres de tuning en minimisant l'écart entre une métrique observationnelle et les résultats de sortie de modèle. C'est par exemple le cas dans le modèle pour le cycle du CO_2 : les variations de pression ont été mesurées en continu par les atterrisseurs Viking, et le modèle calcule la condensation/sublimation du CO_2 . Les flux calculés dépendent de la température de surface, qui elle-même dépend de l'inertie thermique du sous-sol et du passage de l'onde de chaleur. On peut optimiser les valeurs d'inertie thermique des régions concernées en choisissant celles qui correspondent le mieux aux variations de pression mesurées (Forget et al., 2009)¹⁷.

Les méthodes d'optimisation automatisées sont coûteuses car elles nécessitent un grand nombre de simulations numériques pour explorer l'ensemble des paramètres possibles. Certains processus dans les modèles sont cependant calibrés par cette méthode, comme le cycle du CO_2 , et les paramétrisations ultérieures sont tributaires de cette calibration.

Pour pouvoir étudier les régimes paléoclimatiques, il est nécessaire d'avoir des modèles robustes. Les approximations successives liées aux paramétrisations puis à leurs réglages et à leurs optimisations rendent la qualité des modèles difficiles à évaluer, et a fortiori dans des conditions passées de la planète. Sur Mars, le couplage entre les nuages et le reste des paramétrisations physiques est très sensible et la moindre modification peut changer significativement le climat modélisé.

Le modèle martien est développé par incorporations successives de paramétrisations de plus en plus complexes, qui sont élaborées à partir de la compréhension physique des phénomènes en jeu. Malgré les incertitudes, le fait que les paramétrisations sont uniquement basées sur la théorie physique rend raisonnable l'extrapolation des modèles dans des conditions paléoclimatiques.

2.3 Modéliser le cycle de l'eau

2.3.1 Cycle de l'eau actuel

Sublimation de la calotte et transport vers les moyennes latitudes

La calotte Nord est le réservoir principal pour l'eau atmosphérique martienne : l'intensité de la sublimation pendant le printemps et l'été Nord gouverne la quantité totale d'eau présente dans

17. En pratique l'inertie thermique du sous-sol est estimée à partir des champs de glace d'eau du sous-sol dont la distribution et la profondeur ont été cartographiées par un spectromètre Neutron sur la mission Mars Odyssey. Cependant, l'inertie thermique de cette glace, et sa profondeur exacte (qui dépend notamment de... la quantité de chlore dans le sol) ne sont pas parfaitement connues et peuvent être légèrement ajustées, ce qui est suffisant pour reproduire quantitativement le cycle du CO_2 observé par Viking. Voir figure 2.7.

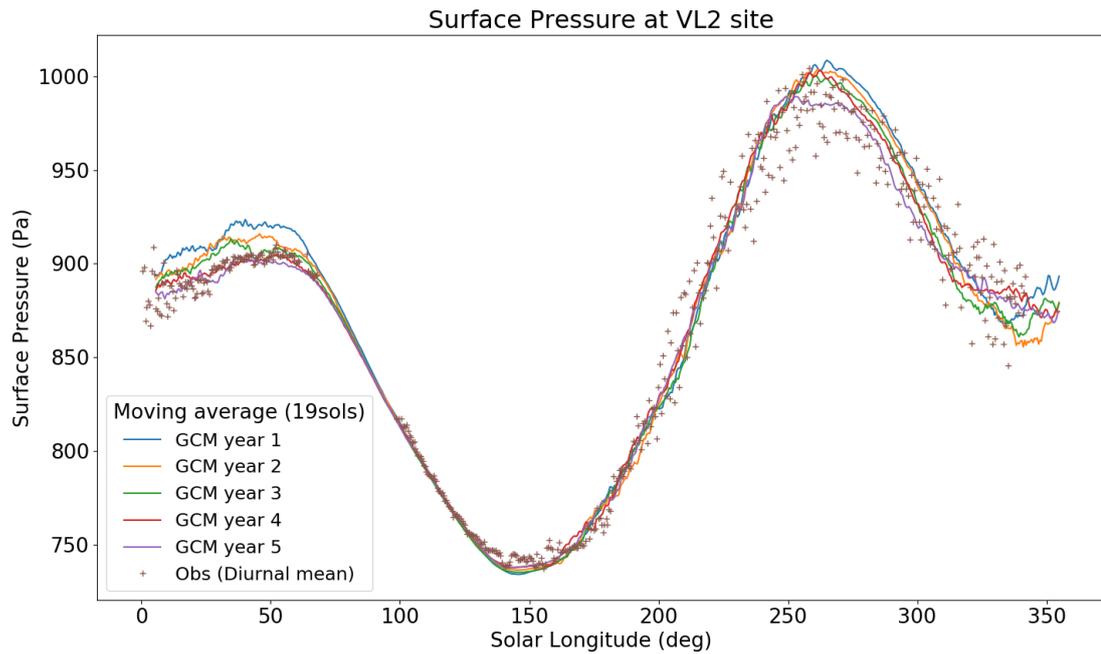


FIGURE 2.7 – Simulation des variations saisonnières de la pression (moyenne diurne) après le réglage de l’inertie de la glace du permafrost (c.f. texte et note de bas de page) et de l’albédo de la glace, en comparaison avec les observations. Crédit : Thomas Pierron.

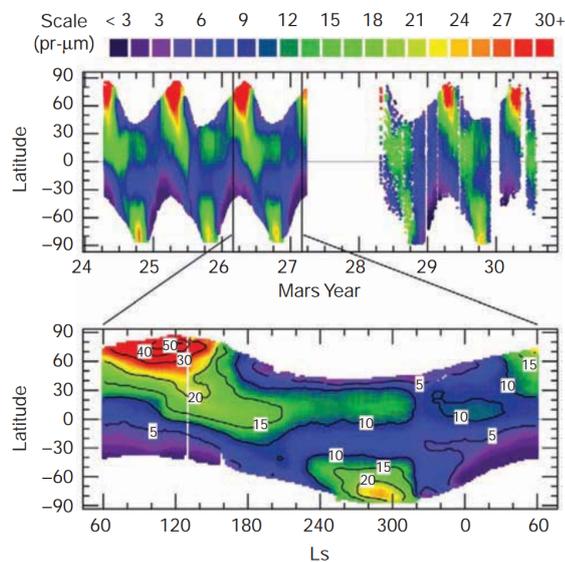


FIGURE 2.8 – Observations du cycle de l’eau pour les années martiennes 24-27 (instrument TES) et 28-30 (instrument CRISM). Crédit : Montmessin et al. (2017).

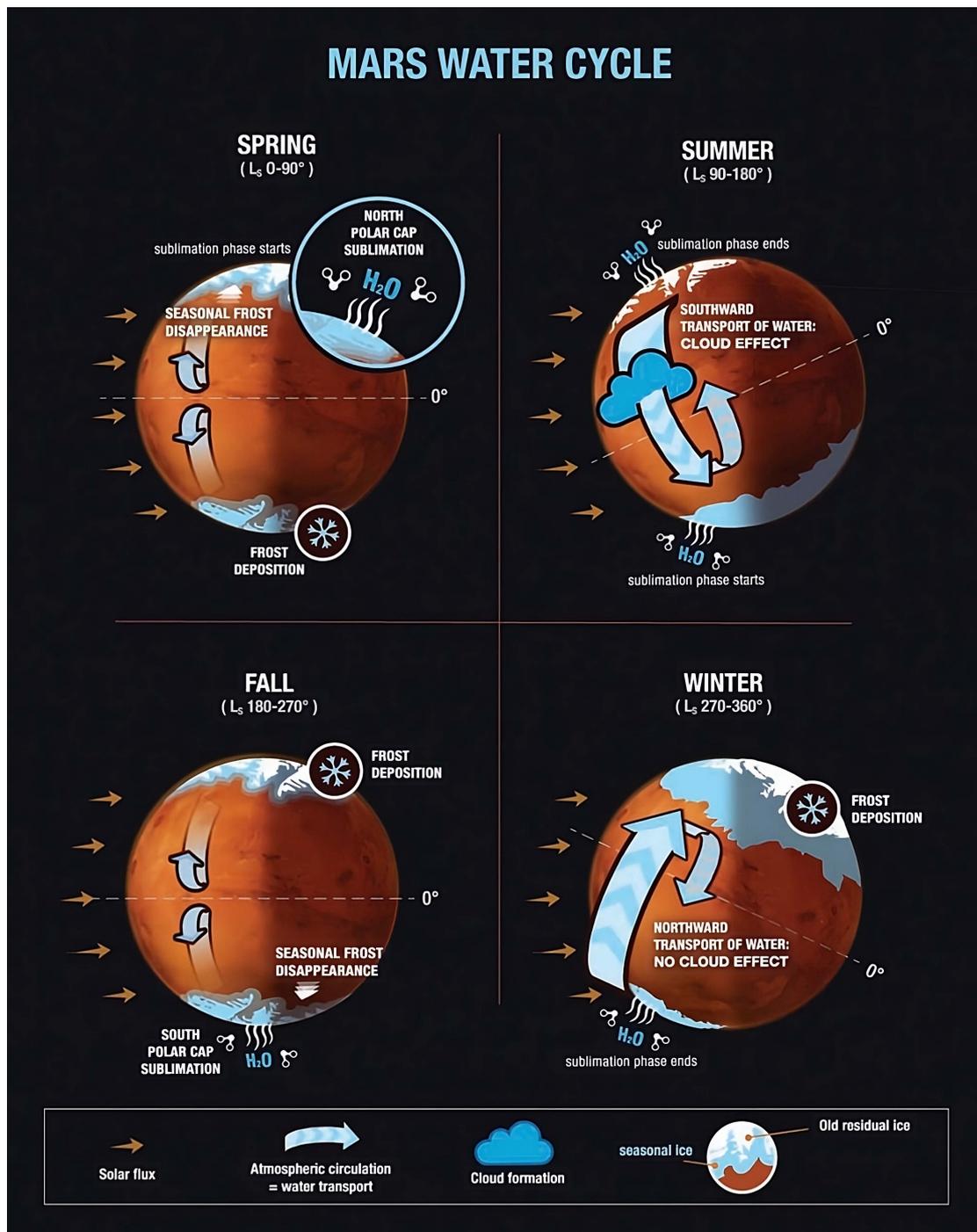


FIGURE 2.9 – Le cycle saisonnier actuel de l'eau sur Mars tel que modélisé dans les principaux GCM. L'interaction avec la sous-surface n'est pas représentée. Crédit : Montmessin et al. (2017).

le système climatique tout au long de l'année dans les modèles (Mischna et al., 2003; Navarro et al., 2014).

L'activité saisonnière de la calotte est complexe et hétérogène en fonction des régions considérées (Hale et al., 2005). Elle est constituée d'une calotte principale et de dépôts externes ("outliers") situés à plus basse latitude. L'évolution des températures de surface semble indiquer que l'état physique dans lequel se trouve la glace est différent en fonction des régions par sa pureté, son degré de métamorphisme ou de densité.

La saison de la sublimation de la calotte commence vers $L_S=45^\circ$, lorsque le givre saisonnier de CO_2 est déstabilisé. Le CO_2 disparaît entièrement vers $L_S=75^\circ$, et la sublimation de l'eau s'intensifie jusqu'au solstice d'été à $L_S=90^\circ$. L'albédo de la calotte évolue pendant toute la saison en raison de la décontamination progressive en poussières, et de l'évolution de la taille des grains associée (Vincendon et al., 2007). Une partie de la vapeur d'eau se recondense immédiatement sur la calotte, typiquement sur les pentes non ensoleillées qui font office de piège froid (Appéré et al., 2011).

La vapeur d'eau est mobilisée et déplacée vers la périphérie de la calotte par l'activité ondulatoire locale (Pottier et al., 2017). Les vents de pente liée à la topographie élevée de la calotte participent à l'extraction de la vapeur d'eau vers les latitudes plus basses, avant qu'elle soit entraînée par la circulation atmosphérique de grande échelle.

Dans les modèles, les disparités régionales de la nature des dépôts de glace ne sont pas représentées. Même si la sublimation de la calotte est contrôlée par les paramètres de tuning du cycle de l'eau (Navarro et al., 2014), le modèle surestime le pic de sublimation et sous-estime l'humidité tropicale dans la deuxième partie de l'année par rapport aux observations (Smith, 2004). La sublimation de la calotte ne prend pas en compte la chaleur latente de changement d'état de l'eau, historiquement négligée dans les modèles martiens du fait de la faible température de la calotte (même en été) et du faible flux d'énergie associée. Ce point fait l'objet d'une partie du chapitre 3.

Les principales structures nuageuses

En plus du cycle annuel de la vapeur d'eau (figure 2.8), les relevés de l'instrument TES permettent de constater que Mars possède de grandes structures nuageuses saisonnières.

La ceinture de nuages d'Aphélie (en anglais Aphelion Cloud Belt, ACB) est caractéristique des tropiques entre $L_S=60^\circ$ et $L_S=120^\circ$. Elle est liée en partie aux basses températures atmosphériques qui diminuent l'altitude de condensation de l'eau, puisque Mars est au point de son orbite le plus éloigné du soleil, et son atmosphère peu chargée en poussière. Elle est également liée à la topographie martienne et à la dichotomie hémisphérique qui diminue l'intensité de la circulation inter-hémisphérique à cette période de l'année et favorise l'accumulation de vapeur d'eau dans l'hémisphère Nord (Richardson et al., 2002a).

Les modèles numériques de climat sont capables de reproduire ces deux mécanismes (Richardson et al., 2002b; Montmessin et al., 2004b; Navarro et al., 2014; Wolff et al., 2019) et une ceinture de nuages d'Aphélie en bon accord avec les observations (Smith, 2004). L'activité nuageuse de l'ACB est particulièrement importante pour la reproduction du cycle de l'eau puisqu'elle inhibe en partie le transport hémisphérique de la vapeur. Elle est utilisée comme métrique de calibration des modèles (Navarro et al., 2014) et constitue une cible pour le tuning dans le chapitre 3.

En plus de la ceinture de nuages d'Aphélie, les observations spatiales montrent l'existence de nuages dans la nuit polaire ("Polar Hood" en anglais). Ces nuages suivent le transport de vapeur d'eau vers les moyennes et hautes latitudes, qui est diffusée par l'activité ondulatoire locale et qui condense donc en bordure de la nuit polaire (Smith, 2004; Tamppari et al., 2008). Les modèles

prédisent une grande épaisseur optique de ces couches nuageuses dans toute la nuit polaire et pas uniquement en bordure, difficilement réconciliable avec les (rares) observations (Giuranna et al., 2021). Ce problème est abordé dans les chapitres 3 et 4.

Intrication avec les autres composantes du climat martien

Le sol de la planète Mars est constitué de régolithe, issu de la dégradation de la roche-mère par les divers processus de surface. Le régolithe est un milieu relativement poreux, dans lequel la vapeur d'eau peut être adsorbée¹⁸ ou condensée sur des échelles de temps journalières, saisonnières ou annuelles. Certains biais des modèles, comme la surestimation de la taille des cristaux de glace dans l'étude de (Richardson et al., 2002b), ont été reliés à la non-prise en compte du régolithe martien (Böttger et al., 2005). Finalement, ces biais ont pu globalement être traités avec d'autres processus physiques et l'inclusion du régolithe a été délaissée dans les modèles de climat martien (Montmessin et al., 2017), et ce même si les modèles suggèrent qu'au moins une partie de la variabilité diurne et saisonnière de l'eau est liée aux échanges avec la sous-surface (Farmer et al., 1979; Jakosky et al., 1985). Une paramétrisation complète a été développée au LMD (Meslin et al., 2008) sans que ses effets ne soient examinés en détail, et n'est pas activée dans les simulations présentées. Le couplage de la glace dans la sous-surface avec le climat a également été peu étudié jusqu'à maintenant, mais semble particulièrement important dans le cadre des études paléoclimatiques (Schorghofer et al., 2005; Schorghofer et al., 2012), et constitue l'un des axes de travail de la thèse de Lucas Lange en cours au LMD (Lange et al., 2023b).

Le cycle de l'eau est intimement intriqué avec les principaux autres cycles climatiques sur Mars. Le cycle du CO₂ joue un rôle prépondérant dans le timing et l'intensité de la sublimation de la calotte polaire Nord. La poussière, par ses effets radiatifs, contrôle la quantité de vapeur d'eau que l'atmosphère peut contenir, et tient le rôle de noyaux de condensation pour les nuages de glace d'eau.

Le cycle des poussières est particulièrement difficile à modéliser, et problématique dans l'étude du cycle de l'eau du fait de leur couplage important. Son développement a déjà fait l'objet de plusieurs thèses (Madeleine, 2011; Vals, 2019), de travaux de post-doctorants (Wang et al., 2018) et d'ingénieurs de recherche (Bierjon et al., 2022). Il est actuellement nécessaire de "guider" ("nudge" en anglais) le cycle des poussières, c'est-à-dire de relaxer la quantité de poussière vers un état prédéterminé qui correspond aux observations spatiales des différents "scénarios" construits à partir des observations de la poussière pour chaque année martienne (Montabone et al., 2015; Montabone et al., 2020). L'élaboration d'un cycle des poussières auto-consistant, utilisable à d'autres époques, est un des grands chantiers du développement du modèle en cours par Thomas Pierron.

2.3.2 Les paléoclimats martiens

Mécanismes climatiques

Les observables paléoclimatiques sur Mars sont bien moins abondants que sur Terre : les seuls indices des cycles de variations climatiques à notre portée pour l'instant sont les affleurements géologiques et les observations radar des calottes polaires. Les régimes climatiques qui correspondent à la mise en place des formations géologiques sont eux-mêmes difficiles d'accès : pas de marqueurs paléobiologiques, très peu de géochimie, aucun relevé isotopique ni même de datation

18. L'adsorption est la fixation des molécules d'eau sur la surface du régolithe. Le mécanisme est régi par des interactions moléculaires, particulièrement efficaces en raison de la configuration spécifique de la molécule d'eau et de ses propriétés dipolaires.

absolue des dépôts... Les modèles numériques de climat jouent donc un rôle important dans la reconstitution de ces régimes en encadrant les variations du système climatique tel que simulé actuellement, en changeant les conditions de forçage externe. En ce qui concerne le cycle de l'eau, les principales questions sont la stabilité des dépôts de glace d'eau à la surface, la quantité totale d'eau dans l'atmosphère et sa distribution régionale et spatiale ainsi que la répartition de l'eau entre l'atmosphère, la surface et le sous-sol.

Avant d'être explorée avec les modèles numériques de climat, la stabilité de la calotte polaire Nord en fonction des paramètres orbitaux a pu être inférée via des calculs et considérations de bilan énergétique (Toon et al., 1980 ; Jakosky et al., 1985). Ces études prédisent la sublimation accrue de la calotte polaire Nord avec l'augmentation de l'obliquité, du fait de l'augmentation des températures estivales. Le principal réservoir d'eau pour l'atmosphère peut éventuellement être déplacé des pôles vers les autres latitudes si les conditions sont favorables à la précipitation du surplus atmosphérique.

Les expériences réalisées avec les modèles numériques de climat font état de cette forte augmentation d'humidité atmosphérique : le passage d'une obliquité actuelle de 25° à une obliquité de 45° multiplie typiquement par 20 la quantité totale d'eau atmosphérique disponible dans le système climatique (Richardson et al., 2002b ; Mischna et al., 2003 ; Levrard et al., 2004). Dans ces conditions, qui correspondent aux paramètres orbitaux de Mars il y a plus de 5 millions d'années (figure 1.13), Forget et al. (2006) ont montré que l'humidité accrue permet la formation de glaciers sur les flancs des volcans tropicaux par précipitations neigeuses, et à l'est du bassin d'Hellas si la calotte polaire Sud est libre d'interagir avec l'atmosphère.

Dans les différents modèles utilisés par la communauté, l'eau reste instable en dehors des régions polaires en dessous de 45° d'obliquité. En considérant des réservoirs permanents d'eau situés sur les flancs des volcans mais pour une obliquité inférieure à 35° , ces glaciers sont à nouveau instable et peuvent s'accumuler dans les hautes latitudes¹⁹ (Levrard et al., 2004), voire aux moyennes latitudes²⁰ si l'atmosphère est chargée en poussières (Madeleine et al., 2009). Une fois les glaciers tropicaux épuisés, les dépôts de hautes latitudes deviennent rapidement instables et recondensent sur la calotte polaire Nord.

Parallèlement, Montmessin et al. (2007) montrent que pour l'obliquité actuelle, le passage du périhélie de l'hiver Nord à l'hiver Sud induit un flux d'eau annuel net de la calotte polaire Nord à la calotte polaire Sud, là encore par la déstabilisation de la calotte polaire Nord dont la phase de sublimation est maintenant au plus proche du soleil.

Les études menées dans les années 2000 à l'aide de GCM sur la sensibilité du cycle de l'eau aux paramètres orbitaux conduisent à l'élaboration d'un paradigme sur l'évolution récente de la surface martienne dans les derniers millions d'années : la calotte polaire Nord est le principal réservoir atmosphérique, qui communique avec les glaciers tropicaux au-delà d'une obliquité seuil de $40\text{-}45^\circ$ et avec la calotte polaire Sud en fonction de la convolution des différents paramètres orbitaux. Les glaciers tropicaux redeviennent instables lors de phases de descente d'obliquité et peuvent alors former des dépôts aux hautes et moyennes latitudes (voir figure 2.10).

Scénarios d'évolution

Différentes études ont été menées à l'aide du GCM martien du LMD sur la mise en place de la stratigraphie de la calotte polaire Nord (Levrard et al., 2007) ou son évolution isotopique (Vos et al., 2022). Dans Levrard et al. (2007) des banques de simulation sont construites et donnent accès à différents états climatiques en fonction des conditions orbitales. En particulier, les bilans de masse entre les différents réservoirs sont évalués sous forme de taux annuel. Ces taux sont

19. Jusqu'à 60° dans les deux hémisphères

20. Entre 60° et 30° dans les deux hémisphères

extrapolés sur des échelles de temps géologiques pour reconstruire l'évolution des calottes et de la surface martienne sur des millions d'années (voir figure 2.10 haut).

Levrard et al. (2007) modélisent les flux entre la calotte polaire Nord, les glaciers tropicaux et les hautes latitudes. Ils modélisent également l'effet de la mise en place d'un "lag layer" de poussière par la déstabilisation de la glace, qui préserve les dépôts et réduit la contribution d'un réservoir actif au delà d'une certaine quantité de sublimation.

Cette étude produit bien une stratigraphie de la calotte polaire Nord liée aux variations des paramètres orbitaux et à leur effet sur les différents réservoirs de glace d'eau (figure 2.10 bas). Cependant, la stratigraphie formée est en désaccord avec la stratigraphie observée : le modèle n'est capable de former qu'une trentaine de strates (correspondant à la périodicité de l'obliquité, le paramètre orbital le plus important dans les simulations GCM), alors que les affleurements dévoilent des centaines de couches (Kreslavsky et al., 2006 ; Becerra et al., 2021). Les tailles relatives des différentes couches simulées ne correspondent pas non plus aux observations. Enfin, le modèle prévoit que le changement d'insolation moyenne vers $\sim 3\text{-}5$ millions d'années (figure 1.13, correspondant à la transition d'obliquité moyenne de 25° à 35°) déstabilise entièrement la calotte polaire Nord, en désaccord avec les observations²¹.

Une difficulté importante de cette étude est le recours aux réservoirs de glace tropicaux dans les ~ 4 derniers millions d'années, avec une obliquité moyenne de 25° et maximale de 35° (figure 1.13), alors que les modèles géologiques suggèrent plutôt un âge au-delà de la centaine de millions d'années (Fastook et al., 2008). Les réservoirs de glace des hautes latitudes sont également uniquement formés par la déstabilisation de ces glaciers tropicaux. La géomorphologie suggère que la dernière occurrence du "Latitude-Dependent Mantle", ce réservoir de haute latitude, date de quelques centaines de milliers d'années au plus (Head et al., 2003).

La nouvelle génération de modèles

Les simulations paléoclimatiques discutées ont été conduites au cours des années 2000 et utilisent le modèle simplifié de nuage de Montmessin et al. (2004b). Ces modèles montrent la forte sublimation de la calotte avec l'augmentation de l'insolation en été. En revanche, ils ne prennent pas en compte la rétroaction des nuages ainsi formés sur la sublimation. Les études d'implémentation de l'effet radiatif des nuages prévoient que cette rétroaction est positive : l'augmentation de la sublimation et de la quantité totale d'eau dans l'atmosphère induit la formation de nuages supplémentaires, dont l'effet radiatif réchauffe encore plus la surface, et donc augmente la sublimation de la calotte et la quantité totale d'eau dans l'atmosphère (Haberle et al., 2011 ; Madeleine et al., 2012a).

Madeleine et al. (2014) modélisent l'effet radiatif des nuages sur le climat à 35° d'obliquité. La rétroaction des nuages de glace augmente drastiquement l'intensité du cycle de l'eau modélisé : la valeur moyenne du contenu en vapeur d'eau atteint quasiment 2000 microns précipitables, soit deux ordres de grandeur supplémentaire que sa valeur actuelle et dix fois plus que les précédentes études qui ne prennent pas en compte cet effet (Mischna et al., 2003 ; Levrard et al., 2004 ; Madeleine et al., 2009).

De plus, l'effet radiatif des nuages modifie les gradients de température et donc la circulation atmosphérique dans son ensemble. À plus haute obliquité, avec l'augmentation du contenu en eau, l'intensité de la circulation augmente et donc le transport latitudinal de l'eau, comme illustré sur la figure 2.11.

21. L'âge des North Polar Layered Deposits (NPLD) est particulièrement mal contraint du fait du resurfaçage très récent de toute la région (quelques dizaines de milliers d'années). Le résultat du modèle suggère un âge maximal de ~ 4 millions d'années pour les NPLD, mais leur équivalent Sud (SPLD) sont eux âgés de plusieurs dizaines de milliers d'années, et les deux réservoirs sont en équilibre car interconnectés par l'atmosphère. La question reste ouverte (Forget et al., 2017).

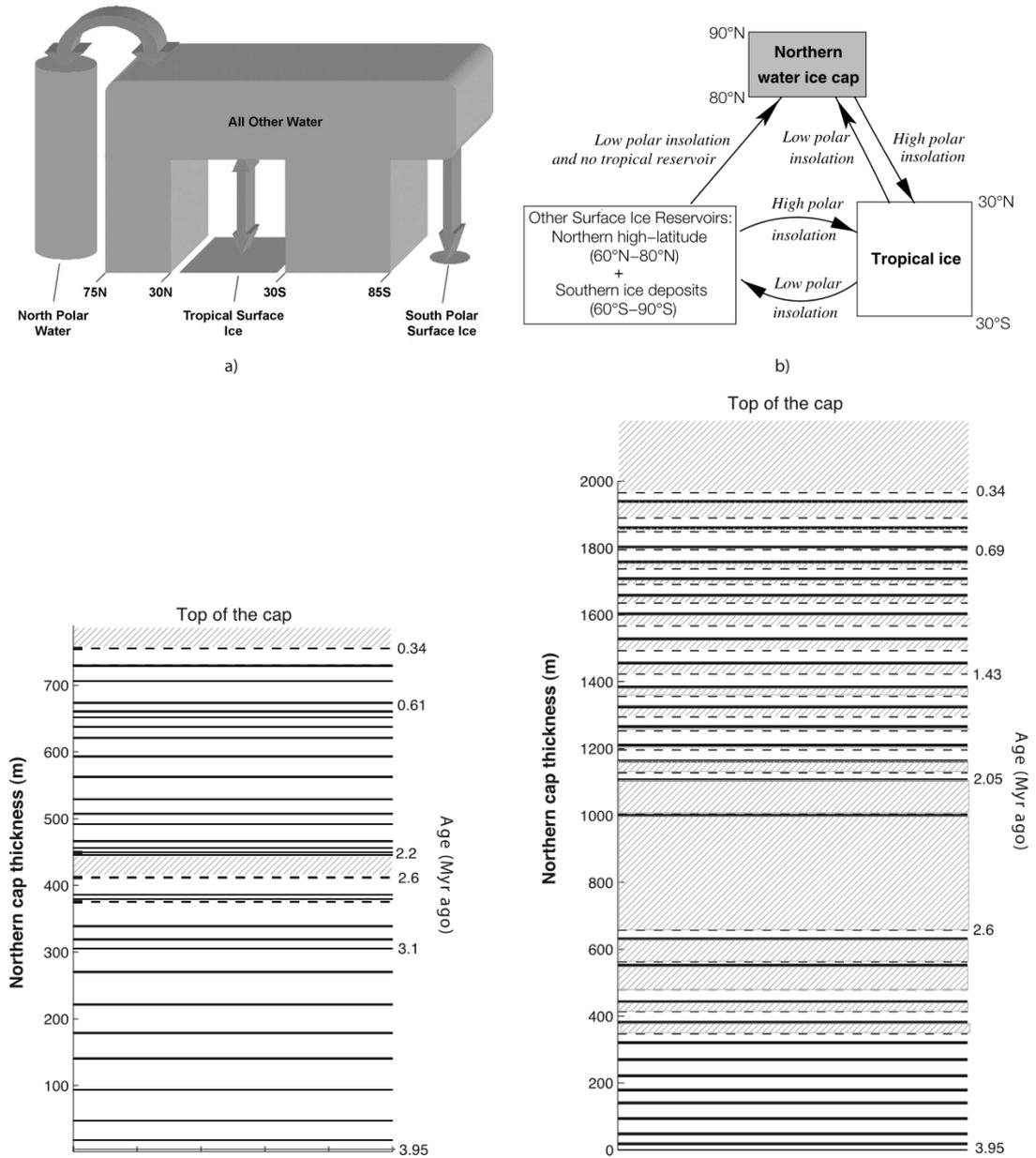


FIGURE 2.10 – **Haut** : flux d'eau modélisé entre les différentes localisations de réservoirs possibles en fonction de l'insolation aux pôles dans l'étude de (Mischna et al., 2003) (gauche) et (Levrard et al., 2007) (droite). **Bas** : exemples de modélisations de la stratigraphie de la calotte polaire Nord en fonction des taux d'échanges de glace entre les différents réservoirs dans l'étude de (Levrard et al., 2007). Les couches noires représentent des "lag layers" de poussière formés par la sublimation intensive de la calotte, tandis que les couches blanches sont formées par la déstabilisation des glaciers tropicaux (blanc) ou des hautes latitudes (hachuré). La différence entre les deux simulations est le taux d'accumulation depuis les réservoirs des hautes latitudes (0,17 mm/an à gauche, 1,7 mm/an à droite).

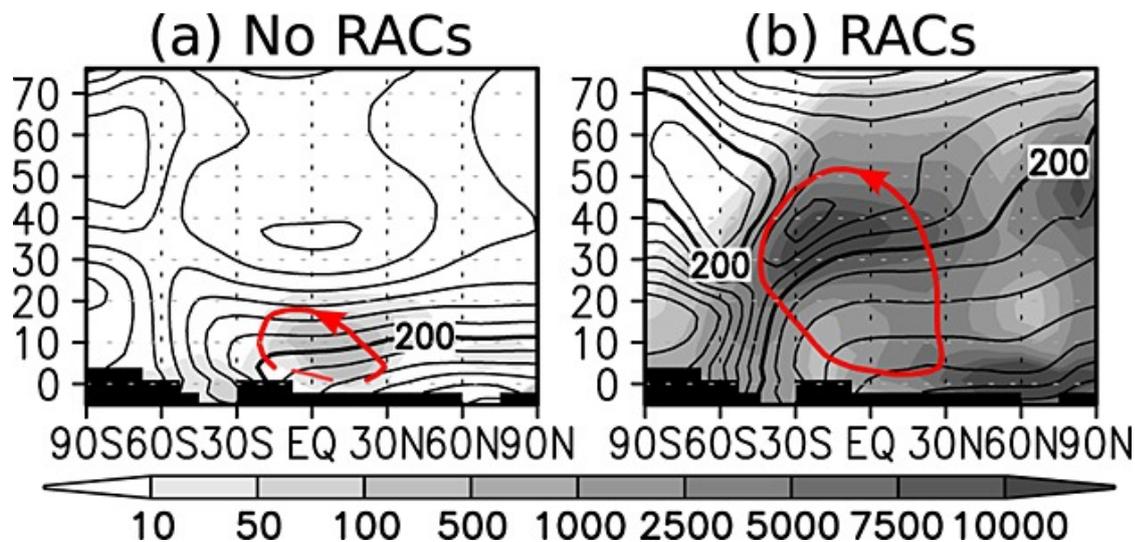


FIGURE 2.11 – Température, contenu en vapeur d’eau et streamfunction (en rouge) dans le modèle numérique de climat martien du LMD avec une obliquité de 35° , pour une simulation sans l’effet radiatif des nuages de glace (gauche) et avec l’effet radiatif des nuages de glace (droite). Ces simulations ne prennent pas en compte le flux de chaleur latente de la glace au sol.

Madeleine et al. (2014) montrent que la prise en compte de l’effet radiatif des nuages de glace d’eau conduit à la simulation d’un climat qualitativement différent de l’ensemble des études précédentes. Cette étude met également en lumière le rôle important du cycle des poussières dans les simulations paléoclimatiques à haute obliquité, pour lequel quasiment aucune contrainte n’est disponible.

D’autres processus physiques négligés dans les modèles de climat actuel peuvent se révéler déterminants dans les simulations paléoclimatiques par leur contrôle sur la sublimation de la calotte ou la quantité totale d’eau disponible dans le système climatique (Forget et al., 2017) :

- Les échanges avec le régolithe (voir section 2.3.1)
- L’effet radiatif de la vapeur d’eau, infime dans le climat actuel (Savijarvi, 1991) mais certainement non-négligeable à plus haute obliquité.
- La coalescence des cristaux de glace. Ce processus est inclus dans l’étude théorique de la microphysique des nuages martiens menée par Montmessin (2002) mais non implémentée dans le modèle du fait de sa très faible influence dans le climat actuel (Navarro et al., 2012).
- La formation de couche de poussière protectrice pendant la sublimation des dépôts de glace au sol, qui agit comme un isolant avec l’atmosphère et inhibe la sublimation. Une paramétrisation de ce processus est actuellement développée au LMD par Eran Vos, Jean-Baptiste Clément et Lucas Lange.
- La chaleur latente de sublimation des dépôts de glace au sol. L’énergie de changement de la glace est une fonction de sa température, qui reste faible pour la calotte polaire Nord même au moment du solstice d’été (environ 220 K au maximum, vers $L_s = 90^\circ$). Les flux de chaleur associés sont donc très faibles. Mais à plus haute obliquité, l’augmentation de l’insolation polaire et les rétroactions des nuages de glace réchauffent significativement la calotte. La validation et la quantification des effets de la chaleur latente dans le climat

martien actuel sont une partie du chapitre 3, et son influence à plus haute obliquité fait l'objet du chapitre 5.

- Le rôle de la flottabilité de la vapeur d'eau lors des phases de sublimation par vent faible et haute température (Kowalewski et al., 2006).

L'ensemble des résultats des études paléoclimatiques est donc à réévaluer au regard de l'effet radiatif des nuages de glace d'eau, qui bouleverse la structure thermique et la circulation de l'atmosphère à plus haute obliquité.

2.3.3 Le "Latitude Dependent Mantle"

De nombreux indices géologiques pointent vers l'existence récente d'un "Latitude-Dependent Mantle" (LDM), c'est-à-dire un recouvrement de l'ensemble des hautes et moyennes latitudes de Mars par une couche de plusieurs mètres de glace d'eau (voir chapitre 5). L'existence de ce manteau s'observe de manière directe et locale dans certains affleurements (Schon et al., 2009; Harish et al., 2020) mais aussi à l'échelle globale dans les caractéristiques géomorphologiques de surface (Mustard et al., 2001). Les mesures de spectroscopie neutron par l'instrument GRS de la mission Mars Odyssey corroborent son existence en révélant que la sous-surface semble être riche en eau selon un motif similaire au LDM. Les caractéristiques géomorphologiques de cette formation et les différentes études de modélisation privilégient l'hypothèse d'une origine atmosphérique de la glace, déposée sous forme de précipitations (Forget et al., 2017).

L'examen du resurfaçage des cratères suggère que les dépôts les plus récents du "Latitude-Dependent Mantle" sont âgés de quelques centaines de milliers d'années, voire de 100 000 ans à peine. L'âge inféré correspond à une augmentation d'obliquité de quelques degrés seulement par rapport au présent.

Dans les précédentes études paléoclimatiques conduites avec des modèles numériques de climat, la glace est instable en dehors des régions polaires sur Mars au moins jusqu'à 40° d'obliquité, avant de s'accumuler sur les pentes des grands volcans tropicaux (Mischna et al., 2003; Levrard et al., 2004; Forget et al., 2006). Mars a connu de telles obliquités il y a plus de 5 millions d'années (voir figure 1.13). Lors des phases de diminution de l'obliquité, des expériences numériques qui utilisent les dépôts formés à 40°-45° d'obliquité comme sources d'eau tropicales ont montré que ces dépôts sont déstabilisés et que la glace recouvre les hautes et moyennes latitudes, en accord avec les observations géologiques (Levrard et al., 2004; Madeleine et al., 2009).

Cependant, ces scénarios sont difficiles à réconcilier avec le jeune âge des derniers dépôts : les glaciers tropicaux sont déstabilisés dès que l'obliquité descend sous les 40°, comme pendant les 5 derniers millions d'années. La sublimation des dépôts peut entraîner la formation de "lag layers" : la poussière répartie dans la glace s'accumule en une couche isolante qui inhibe les échanges avec l'atmosphère. Ce mécanisme peut permettre la préservation souterraine de glaciers (Levy et al., 2014), et jouer un rôle dans la stratification de la calotte polaire Nord (Levrard et al., 2007). Même si les glaciers tropicaux sont préservés pendant plusieurs millions d'années, il reste à proposer un mécanisme permettant leur exposition qui permettrait de les mobiliser dans le système climatique martien il y a quelques centaines de milliers d'années.

Des travaux de modélisation plus récents ont montré que l'effet radiatif des nuages amplifie la déstabilisation de la calotte polaire Nord à plus haute obliquité. Ces régimes climatiques sont encore très peu étudiés (Madeleine, 2011; Madeleine et al., 2012a; Madeleine et al., 2014).

2.4 Problématique de la thèse

Le modèle numérique de climat martien du LMD contient des paramétrisations qui permettent de représenter les principales caractéristiques du cycle de l'eau actuel observées par les missions spatiales. Néanmoins, la représentation de la sublimation de la calotte polaire Nord, ainsi que la formation des nuages dans la nuit polaire peuvent être améliorées.

De précédentes études ont enquêté sur l'évolution du climat martien en utilisant le modèle de climat actuel, sur la formation de réservoirs de glace d'eau en dehors des régions polaires et sur la mise en place de la stratigraphie de la calotte polaire Nord. L'inclusion de l'effet radiatif des nuages est de second ordre dans le climat actuel de Mars, mais invalide qualitativement toutes les études précédentes des climats à plus haute obliquité. Cette découverte met en lumière plusieurs processus également insignifiants dans le climat actuel de Mars, mais qui pourraient jouer un rôle important à plus haute obliquité.

L'implémentation de l'effet radiatif des nuages de glace d'eau a été validé sur les grandes structures nuageuses, mais a bouleversé le déroulement du cycle de l'eau global dans le modèle, ainsi que sa calibration. Pour traiter ce problème, un modèle complet de microphysique des nuages de glace d'eau a été implémenté (Navarro et al., 2014), et entièrement couplé au cycle des poussières (Vals, 2019).

Toutefois, les simulations préliminaires que conduites au début de la thèse ont révélé que la représentation du cycle de l'eau était toujours dégradée par rapport à la version de référence précédente et aux observations (Navarro et al., 2014). Les deux chapitres suivants portent sur les développements apportés au modèle pendant cette thèse pour améliorer la modélisation du cycle de l'eau actuel. Les diverses implémentations, qui incluent à la fois l'amélioration des paramétrisations physiques du modèle (chapitre 3) et du schéma de calcul de la microphysique des nuages (chapitre 4) sont ensuite mises à profit dans des simulations paléoclimatiques au chapitre 5.

Chapitre 3

Amélioration de la physique du cycle de l'eau actuel

Sommaire

Préambule	58
Abstract	59
Plain Language Summary	59
3.1 Introduction	59
3.2 Model description	60
3.2.1 Tuning the Global Water Cycle	61
3.2.2 Physical improvements	62
3.3 Reference simulation and comparison with observations	67
3.3.1 New reference Global Water Cycle	67
3.3.2 Seasonal behavior of water in the PCM	68
3.3.3 Supersaturation of water vapor	69
3.4 Latent heat of ground water ice sublimation	70
3.4.1 Sublimation of the Northern polar cap	70
3.4.2 Sublimation of mid-latitude excavated ice	72
3.4.3 Paleoclimatic studies and transient liquid water on Mars	74
3.5 Temperature-dependent water contact parameter	75
3.5.1 Sensitivity of the water cycle to the contact parameter	75
3.5.2 Ice particle size	76
3.6 Perennial ice and seasonal frost albedo discrepancy	77
3.6.1 Determination of the frost metamorphism threshold	77
3.6.2 Tuning the Northern sublimation peak with differentiated albedos	79
3.7 Scavenging by CO₂ ice	79
3.7.1 Determination of the scavenging ratio	79
3.7.2 Influence of the scavenging on the water cycle	81
3.7.3 Budget of scavenged water ice	83
3.8 Conclusion and prospects	85
Résumé du chapitre	86

J'ai demandé ma route au mur :
il m'a dit d'aller tout droit

Booba

Préambule

Les deux chapitres précédents détaillent l'état des lieux des connaissances au sujet du cycle de l'eau présent et passé de la planète Mars à mon arrivée en thèse. Un des points les plus importants est que l'effet radiatif des nuages de glace d'eau doit absolument être pris en compte dans les études paléoclimatiques, du fait de son influence prépondérante sur les différents aspects du climat à plus haute obliquité.

Les différents travaux préliminaires menés à ce sujet pendant le stage de master de Luana Benedetto de Assis et la thèse de Margaux Vals (Vals, 2019) nous ont amené à envisager de caractériser systématiquement le climat à 35° d'obliquité et sa sensibilité aux différents paramètres du cycle de l'eau et du forçage orbital. Pour cela, étant donné le grand nombre de simulations numériques à mener, nous avons choisi d'utiliser une résolution dégradée du modèle, passant de 64x48 points de grille à 32x24. Dans cette configuration, le modèle est près de deux fois plus rapide et permet d'envisager de faire un grand nombre de simulations sur plusieurs centaines d'années.

Les résultats du modèle à plus basse résolution se sont révélés invraisemblables pendant plusieurs semaines, difficilement reproductibles et incompréhensibles. Finalement, il est apparu que l'effet radiatif des nuages dans le modèle est particulièrement sensible à la résolution temporelle, qui va de pair avec la résolution spatiale pour des raisons numériques fondamentales.

Par rapport à la dernière version de référence décrite dans Navarro et al., 2014, les travaux les plus récents sur la structure thermique verticale de l'atmosphère et la convection nocturne causée par l'effet radiatif des nuages de glace d'eau avaient conduit au changement de résolution verticale, et donc temporelle, du modèle sans que l'effet sur le reste du cycle de l'eau soit clair. Nos simulations à basse résolution nous ont mis sur la piste d'un dérèglement complet du modèle avec la dernière augmentation de la résolution spatiale et temporelle.

Une grande partie de mon travail de thèse a donc été consacrée au réglage et à l'amélioration du cycle de l'eau dans la dernière version du modèle. D'abord parce qu'il s'agit d'un des aspects les plus importants du climat martien et que le modèle est un outil communautaire utilisé par plusieurs équipes de recherche dans le monde. Mais aussi parce qu'il est absolument nécessaire d'avoir un modèle fiable dans le climat actuel pour envisager de l'extrapoler dans des conditions orbitales différentes.

Par exemple, il est apparu de ces travaux que la version basse résolution du modèle est incapable de modéliser un cycle de l'eau correct même dans la configuration contemporaine de la planète Mars, probablement à cause du lissage de la topographie qui provoque l'accumulation de nuages dans les régions polaires, et donc un effet de serre irréaliste. En l'absence de conclusion définitive, mais surtout de paramétrisation permettant de contourner ce problème¹, les études à basse résolution sont abandonnées dans l'ensemble des travaux suivants².

Le présent chapitre présente donc les différents ajouts et réglages du cycle de l'eau dans la version nominale du modèle, sous la forme de première partie d'une publication double (actuellement en révisions) dans le journal *Earth and Space Sciences*, avec pour titre *Global climate modeling of the Martian water cycle. I) Improved parameterizations of physical processes* (J. Naar, F. Forget, A. Bierjon, M. Vals, E. Millour, M. Wolff, F. González-Galindo, B. Richard).

1. Une paramétrisation des vents de pente a été développée par Thomas Pierron au laboratoire : sa mise en application à basse résolution est un test qu'il reste encore à effectuer

2. Je résume ici en quelques lignes plusieurs mois de travail fastidieux et surtout incompréhensible à l'époque pour moi, afin d'éclairer et de rassurer un éventuel chercheur novice en modélisation qui lirait ces lignes sur la réalité du quotidien

Abstract

We implement four new physical parameterizations relevant to the water cycle in the Mars PCM (previously Mars Laboratoire de Météorologie Dynamique GCM) : the latent heat of ground ice sublimation, a temperature-dependent nucleation scheme in cloud microphysics, differentiated albedos for water frost and perennial ice and scavenging of water ice clouds by CO₂ particle formation. After a new tuning of the poorly known model parameters, we find that the combination of these parameterizations allows for an improved agreement of the modeled water cycle compared to Thermal Emission Spectrometer column-integrated vapor and ice retrievals. We show that latent heat cooling likely prevents the formation of surface liquid water at present and in the recent past on Mars. The use of two albedos corrects the overestimation of the northern sublimation event, a major defect of the model. Our study highlights that each parameterization has indirect consequences amplified by the radiatively active clouds. We stress that the increasingly complex water cycle in the Mars PCM should be studied in the future using numerical methods tailored for climate modeling, in addition to the effect of each individual component.

Plain Language Summary

Modeling the water cycle of the planet Mars sheds light on observations and data gathered from space missions. On Mars, the water cycle is driven by the sublimation of the Northern Polar Cap, which controls the amount of water in the Martian atmosphere. Despite the very low amount of water in the atmosphere, water ice clouds form and influence the overall behavior of the atmosphere. We have improved our physical description of ground ice deposits and water ice clouds. The incorporation of new, more realistic processes allows for a finer understanding of space-based observations. Moreover, these processes are particularly significant in the modeling of recent paleoclimates of the planet Mars, during which ice clouds are much more abundant. Specifically, they suggest that the formation of liquid water at the surface is inhibited in the last several million years of Mars' history. The intricate coupling of all components related to the water cycle makes analyzing their impact on the climate a complex and challenging task. Future studies modeling the water cycle would benefit from employing dedicated numerical methods tailored for Global Climate Model analysis.

3.1 Introduction

Two major challenges compel us to model the Martian global water cycle. First, we seek to explain the meteorological activity recorded by the available observations to further characterize of the Martian climate and improve our understanding of atmospheric physics. Second, we need robust and trustworthy numerical climate models to investigate the evolution of the water cycle during Mars' past climates. In particular, variations of obliquity and orbital driven forcing are thought to have had extensive consequences on the behavior and intensity of the global water cycle (Haberle et al., 2003 ; Mischna et al., 2003).

As the complexity of Global Climate Models (GCMs) increases, more and more features of the global water cycle can be investigated. Specifically, the implementation of Radiatively Active Clouds (RACs) by Madeleine et al. (2012a) in the Mars Planetary Climate Model (PCM, previously LMD-GCM) was a key improvement in the ability of the model to accurately compute the thermal structure of the atmosphere. Due to the strong coupling of water ice RACs with other components of the climate system, the simplified cloud scheme failed to reproduce the seasonal behavior of the water cycle. (Navarro et al., 2014) presented the implementation of a detailed

water ice cloud microphysics scheme that includes ice nucleation on dust, particle growth and scavenging of dust induced by the condensation of ice. In that study, the global features of the water cycle were numerically constrained (i.e., tuned) using a total of 4 physical parameters (see table 3.1). These parameters control the properties of the surface over the Northern Polar Cap, the main atmospheric source of water vapor through summer sublimation, and the formation and evolution of water ice clouds. The restricted number of parameters allowed for a good physical interpretation, at the cost of some simplifications. Nevertheless, the simulated global water cycle by the model was in good agreement with observations from Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer (TES) (Smith et al., 2001; Smith, 2002). However, the model still had shortcomings with respect to some of the observed features of the global water cycle. In particular, an overestimated sublimation peak at northern summer solstice, followed by a dry bias in the northern tropics during the second part of the year. The high opacity of clouds in the polar night was also inconsistent with observations.

In this paper, we present the updated physical component of the Mars PCM. We have improved our model by adding physical processes to our description of ground ice reservoirs, cloud microphysics and aerosol interactions. We discuss the implementations and validate them against observations. We show that our modeled global water cycle of Mars is in significantly better agreement with the observations than the previous version.

Section 3.2 summarizes the baseline model as well as the new physical improvements. Next, we present our new reference simulation and compare it with observations in section 3.3. We discuss the individual effects of the latent heat of ground-ice sublimation and the direct implications for past climates in section 3.4 and characterize the effects of the previously neglected temperature-dependent water ice cloud microphysics in section 3.5. This is followed by a presentation of the basic parameterization for differentiated ground ice albedos in section 3.6. We discuss the effect of scavenging water ice particles with CO₂ ice crystals in section 3.7. Finally, we present our conclusions and prospects in section 3.8.

3.2 Model description

The study is performed using the Mars PCM (Forget et al., 1999; Forget et al., 2011). The model consists of a combination of a generic dynamical core and a set of physical parameterizations specific to Mars. The grid-point “LMDZ” dynamical core solves the fundamental equations of fluid hydrodynamics on a standard 64×48 longitude-latitude grid (~330×220 km at the equator) with a Fourier filter applied at high latitude grid cells to account for the Courant-Friedrichs-Lewy criterion, and with hybrid σ -pressure vertical coordinates. The physical parameterizations (also known as the “physics package”) are computed separately, column-wise in each grid cell of the model. Each cell also has a set of subsurface layers that include a temporal-spatial thermal inertia to compute the heat flux within the soil.

The CO₂ seasonal cycle is tuned using the surface CO₂ ice albedo and the subsurface thermal inertia so that the PCM reproduces the measured surface pressure variations associated with atmospheric condensation (Hourdin et al., 1993). The atmospheric dust aerosol spatial distribution is driven by atmospheric dynamics, but it is normalized to match the measured column optical depth daily scenario from (Montabone et al., 2015; Montabone et al., 2020). This is done using a “semi-interactive” two-moment scheme (Madeleine et al., 2011). Airborne dust acts as condensation nuclei for water ice in the atmosphere, and thus the dust cycle is intrinsically linked with the water cycle.

3.2.1 Tuning the Global Water Cycle

The physical parameterizations for the Global Water Cycle used in this study are detailed in (Navarro et al., 2014). Here, we summarize the key elements and refer the interested reader to this publication for a detailed description.

Radiatively active clouds (RACs) are needed in GCM studies to reproduce the local thermal structure of the Martian atmosphere (Madeleine et al., 2012a). However, when it was implemented, the RAC-induced feedbacks strongly degraded the simulated water cycle, because of the radiative effects of polar summer clouds that are not observed in reality. (Navarro et al., 2014) addressed this issue by implementing an improved cloud microphysics scheme. The scheme includes nucleation on airborne dust, supersaturation, ice crystal growth and sublimation and scavenging of dust.

The modeling of the climate of Mars corresponds to that of a chaotic system, which is particularly sensitive to the effect of RACs. Varying any tunable parameters of the water cycle influences the trajectory of the system. The primary tunable parameters are the effective variance of the log-normal distribution of cloud particle size ν_{eff} that affects the sedimentation of ice, and the contact parameter \mathbf{m} which controls the fraction of activated nuclei. The corresponding baseline settings for these two parameters were $\nu_{\text{eff}} = 0.1$ and $\mathbf{m} = 0.95$.

The atmospheric water content on Mars is dictated by surface exchanges with ground sources and sinks of water. Surface thermophysical properties, albedo and thermal inertia, are prescribed in the PCM using TES observations (Putzig et al., 2005; Wilson et al., 2007), typically ranging from 50 to 2000 J m² K⁻¹ s^{-1/2} (tiu) for thermal inertia and from 0.3 to 0.5 for water ice albedo. Northern perennial surface water reservoirs are identified using TES surface temperatures. The corresponding grid cells are identified in the PCM in accordance with the latitudinal distribution of perennial ice identified in TES surface temperature data (Navarro et al., 2014).

Thermal inertia and albedo are treated as tunable parameters in these grid cells, where we have adopted the reference values of 800 tiu and 0.35, respectively.

Assessing the individual effect of each of the main parameters summarized in table 3.1 is complicated, because a subtle change in water ice cloud content or vertical structure can influence the total atmospheric water inventory. The method we chose for tuning the water cycle is to explore the most physically accurate parameter settings possible individually, and to assess their influence on well-documented water cycle features that are diagnostic because they can be interpreted physically and linked to general behaviors of the PCM. Specifically, the Northern sublimation event atop the Northern Polar Cap (NPC) around $L_S=120^\circ$, the water vapor integrated column in the tropics and the opacity of the Aphelion Cloud Belt (ACB) were identified as key structures to investigate.

Tuning the parameters of the first Martian GCMs was not too difficult because the different components of the water cycle (water vapour, clouds) had no effect on temperatures and the atmospheric circulation.

However, the implementation of Radiatively Active Clouds in Mars GCMs initiated a paradigm change (Madeleine et al., 2012a; Navarro et al., 2014; Kahre et al., 2017a). Because of the intricate coupling with every component of the climate system, the investigation of the global water cycle is shifting from the incremental improvement of physical processes in the PCM to studying the coupling and emerging properties of all the components related to the water cycle (Forget et al., 2014; Kahre et al., 2017a; Forget et al., 2022). In this study, we thus implement 4 new physical enhancements and tune the PCM accordingly. We discuss their influence over the climate independently, in specific numerical experiments, to validate our understanding of each process.

For convenience, 1 minute in the PCM is a $\frac{1}{24 \times 60}$ fraction of a Martian day, or *sol*, set to

TABLEAU 3.1 – Former tunable parameters of the Global Water Cycle used in (Navarro et al., 2014). Thermal inertia unit (tiu) is $\text{J m}^2 \text{K}^{-1} \text{s}^{-1/2}$.

Parameter	Reference value
Contact parameter \mathbf{m}	0.95
Effective variance for sedimentation $\nu_{\text{eff, sed}}$	0.1
Albedo of frost and permanent ice	0.35
Thermal inertia of permanent ice	800 tiu

88775 seconds long. The standard Mars PCM uses two timesteps for integration, one each for the dynamics and the physics. They were set to 1.5 and 15 minutes, respectively. The dynamical timestep is disregarded for the rest of this paper: “timestep” refers only to the physical timestep in the model. During the early phase of this study, we found that decreasing the physical timestep of integration to 7.5 minutes affected the behavior of the global water cycle. We adopt the smaller 7.5 minutes timestep for the physics as a new default setting. This is discussed in a companion publication dedicated to this issue.

3.2.2 Physical improvements

Latent heat of ground water ice sublimation The latent heat flux associated with ground ice condensation and sublimation is usually neglected in PCM studies of the Martian global water cycle because of the low temperatures of water ice frost on Mars, corresponding to small energy fluxes (e.g. Richardson et al., 2002a; Haberle et al., 2019). However punctuated events, such as the excavation of mid-latitude underground ice by impact craters, may expose large quantities of water ice to a relatively warmer environment. In addition, taking into account the latent heat flux is important when investigating past climates on Mars, because the cooling associated with summertime sublimation would strongly affect the temperature of mid-latitude ground ice deposits and their long-term fate (e.g. Montmessin, 2007; Madeleine et al., 2014).

We implement the following formulation of the latent heat flux for ground ice sublimation/condensation (Sta. Maria et al., 2004) :

$$L_v = E_w \times 1000 \times (2834.3 - 0.28 \times (T_s - 273.15) - 0.004 \times (T_s - 273.15)^2) \quad (3.1)$$

with T_s the surface temperature [K] and E_w the mass flux [kg/s]. This formulation is similar to that within water ice clouds in the PCM. However, it requires a specific numerical scheme with a sub-timestep in order to properly account for the coupling between temperature and sublimation within the PCM physical timestep.

We have performed a numerical validation experiment with the 1D version of the PCM in order to assess the influence of latent heat on surface temperature and associated ice sublimation rates. The model is run for 100 sols before analyzing any results to ensure subsurface and boundary layer have reached steady-state conditions. The simulations are conducted with and without latent heat release under conditions observed by the Phoenix lander where water ice has been found right beneath the surface (Cull et al., 2010). That is assuming a background humidity of 10 precipitable microns, a surface wind of 10 m/s, albedo of 0.35, thermal inertia of 300 tiu and surface roughness of 1 cm, at a fixed solar longitude $L_S=90^\circ$ corresponding to the northern summer solstice. This approach was used in the Martian NASA Ames GCM (Montmessin et al., 2004a), with very similar results to ours.

Figure 3.2 shows that in this experiment, latent heat release reduces diurnal heating of the Martian surface by ~ 8 K, with a subsequent decrease in the diurnal ice surface variation of

about 40%. The influence of the latent heat release on the global water cycle is more subtle in the PCM, as the water ice reservoirs are located at higher latitudes. This is discussed further in section 3.4.

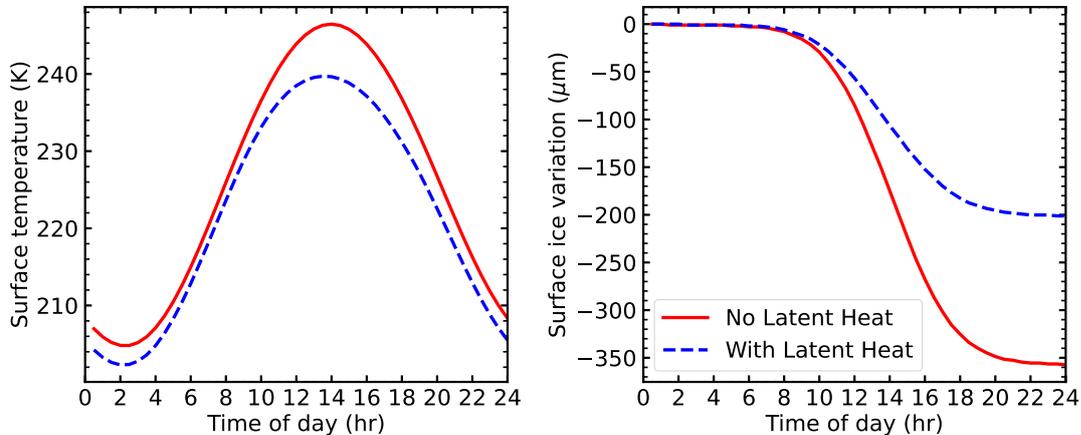


FIGURE 3.2 – Effect of latent heat of sublimation for exposed pure ice at 70°N at summer solstice regarding surface temperature (left) and ice thickness variation (right).

Temperature-dependent water contact parameter The cloud microphysics scheme is based on the heterogeneous nucleation theory. This parameterization relies on the “water contact parameter” (m), which controls the fraction of airborne dust nuclei available for water condensation using a simplified spherical geometry approach (Montmessin et al., 2002). The water contact parameter cannot be easily derived from theory as it depends on the Martian dust physical properties that vary over time, space and environmental conditions. Martian GCMs typically use contact parameters ranging from ~ 0.95 to 0.975 (e.g. Colaprete et al., 1999; Kahre et al., 2017a), as in our reference simulation. However, theoretical and experimental work suggest a strong temperature dependence of the contact parameter, showing a dichotomy between high (> 170 K) and low temperatures (Trainer et al., 2009; Iraci et al., 2010; Phebus et al., 2011; Määttänen et al., 2014). (Navarro et al., 2014) highlighted the influence of the contact parameter on the global water cycle in the PCM. Increasing the contact parameter tends to lower ice particle size for a given water-ice cloud mass as nucleation is favored over particle growth. This enhances the transport of polar water towards the tropics by the clouds. However, the increase of the contact parameter also amplifies the opacity of the polar hood during the second part of the year. Most of the time, our simulations showed a higher than expected atmospheric water sublimation peak in the polar region, and a thicker than expected polar hood. A temperature-dependent parameterization of the contact parameter addresses this specific issue. We have tested all the relations developed in (Määttänen et al., 2014), shown in figure 3.3, and find that the following formulation best reproduces the observed cloud opacity and water vapor column of TES :

$$m = \min(0.0044 * T + 0.1831, 0.97) \quad (3.2)$$

This temperature-dependence is linear, despite the authors stating that a hyperbolic relation is more accurate to describe the bimodal behavior of water contact parameter on Mars. Actually, there has been previous unsuccessful tests with implementing temperature-dependent contact

parameter from (Trainer et al., 2009) in the PCM, or in other GCMs (Kahre et al., 2023). Except for equation 3.2, all the linear and hyperbolic relations we tested inhibit the formation of the aphelion cloud belt, because the contact parameter is too low in this temperature range (above ~ 170 K). We thus use this simple linear relation and discuss the effect on the global water cycle in section 3.5.

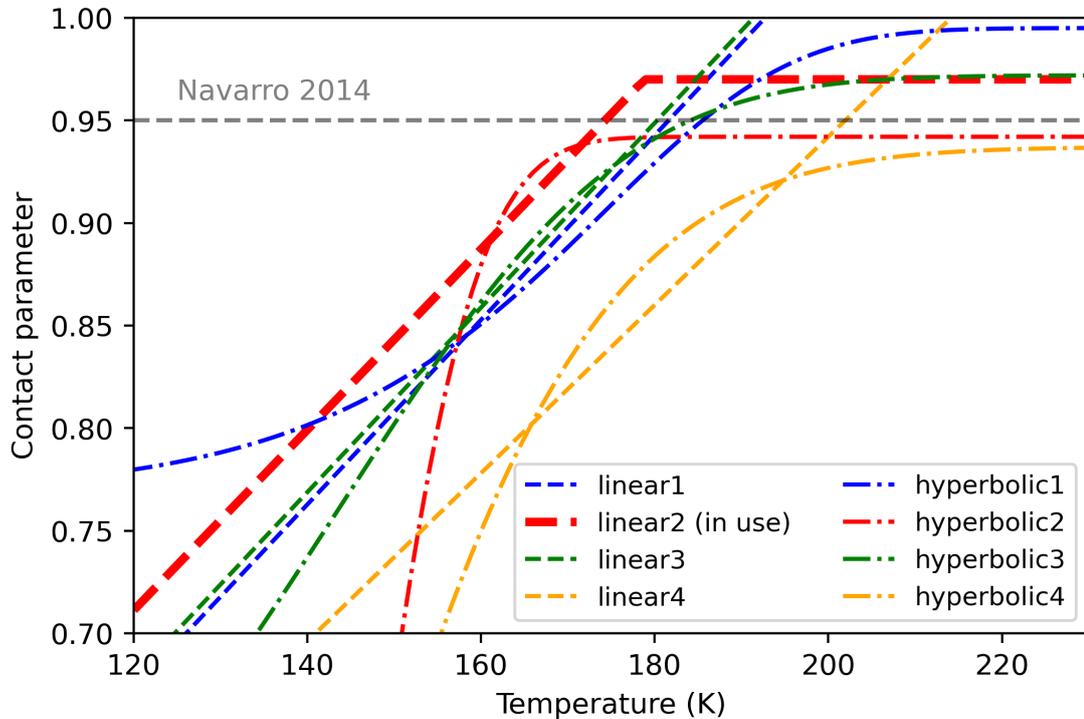


FIGURE 3.3 – The set of tested temperature-dependence parameterization for the water contact parameter from (Määttä et al., 2014). The water contact parameter is maxed out at 0.97 in the PCM for physical realism. The constant value of 0.95 used in (Navarro et al., 2014) is also displayed as a dashed grey line.

Perennial ice and seasonal frost albedo discrepancy The seasonal behavior of the northern polar cap is characterized by an evolution of surface water ice albedo through spring and summer (Kieffer et al., 2001; Hale et al., 2005; Appéré et al., 2011). This behavior exhibits variations in space and time, depending on the region monitored and on the Martian year considered. The cause for these variations may be multiple, such as dust deposition, water ice grain size evolution or volatile condensation on cold trap slopes. The outlier perennial ice deposits seems to have a distinctly different albedo trend from the main cap, suggesting a potentially different subsurface ice inventory and thermal inertia. Nonetheless, the current treatment of the Northern polar cap is not realistic enough in the model to reproduce these observations. This is due to albedo and thermal inertia being prescribed as constant over the NPC. As a consequence, one well-identified bias in the PCM is the overestimation of the atmospheric water vapor column during the sublimation event of the NPC (Navarro et al., 2014). To address this issue, we have introduced a parameterization that distinguishes between perennial ice and seasonal frost.

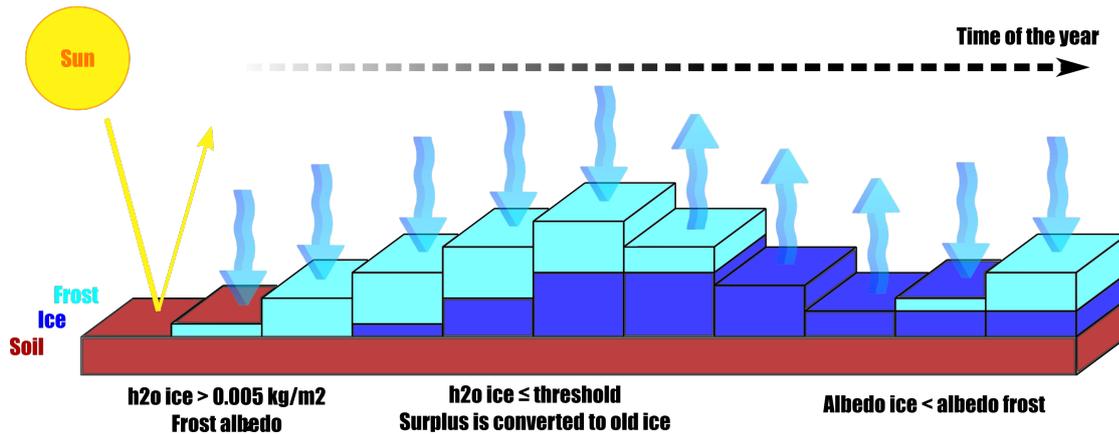


FIGURE 3.4 – Schematic illustration of our new parametrization with differentiated perennial ice and frost albedos.

This parameterization is illustrated in figure 3.4. As of now, the only difference between seasonal frost and perennial ice is their albedo. In the PCM, frost albedo is active whenever frost thickness is above a threshold set to 5 millimeters (equivalent to 0.005 kg.m^{-2}). If the frost layer is thinner, the albedo is set to the standard value of the mesh bare ground derived from TES observations, unless the mesh is a perennial ice reservoir whose albedo is thus a tunable parameter. When frost accumulates on perennial ice over the NPC, we limit its growth up to a maximum threshold. If frost is deposited beyond this threshold, the surplus will be converted to perennial ice as to represent ice metamorphism and subsequent albedo evolution. By doing so, we ensure that seasonal sublimation will occur even if frost was massively deposited in the same grid cell during the previous winter.

The determination of the two albedos for seasonal frost and perennial ice, as well as the threshold for maximum frost deposition, is detailed in section 3.6.

Water ice scavenging by CO_2 ice CO_2 is the main component of the Martian atmosphere. In cold regions like the polar nights and the mesosphere, the temperature can decrease enough to reach the condensation point of CO_2 , forming frost at the surface as well as ice clouds in the atmosphere. Atmospheric condensation/sublimation of CO_2 is handled well in the model and accurately reproduces the seasonal pressure cycle measured by the different landers (Forget et al., 1998). However, unlike the dust scavenging by water ice particles already implemented in the PCM (Navarro et al., 2014), there was no representation of the aerosol scavenging by CO_2 snow.

We introduce a parameterization to describe how CO_2 condensation affects the distribution of dust and water ice particles, which are used as condensation nuclei for CO_2 (Määttä et al., 2005). In practice, the scavenging of aerosols can happen either by nucleation or by collision, where the latter occurs when the CO_2 ice falls and drags other particles. In our model, when the CO_2 condensation occurs in the whole column – and not only in a cloud at a given altitude – we consider that the effect of collisions can be treated as scavenging by nucleation. We adapt a common parameterization from Earth modeling (e.g., Joussaume, 1990) by assuming the aerosol mixing ratio within CO_2 snow is proportional to the local aerosol concentration. We thus use the scavenging ratio as a tuning parameter :

$$\mathcal{R}_{\text{scav}} = \frac{q_{\text{aerosol in CO}_2 \text{ snow}}}{q_{\text{aerosol in air}}} \quad (3.3)$$

with q the mass mixing ratio (MMR) in either air or CO₂ snow [$\text{kg}_{\text{aerosol}}/\text{kg}_{\text{environment}}$].

In this work, we assume a constant value for $\mathcal{R}_{\text{scav}}$. We employ the scheme from (Forget et al., 1998), which computes CO₂ condensation/sublimation in each layer over the full atmospheric column and updates the CO₂ budget directly on the ground, starting from the highest layer $l = N$ down to the layer just above the surface $l = 1$. The CO₂ ice mass flux F_{ice} which sediments from layer $l + 1$ into layer l is then :

$$F_{\text{ice}_{l+1}} = \sum_{k=l+1}^N \frac{\partial m_k}{\partial t} \quad (3.4)$$

with l a given atmospheric layer, M_l its mass [$\text{kg}_{\text{air}} \cdot \text{m}^{-2}$], m_l the CO₂ ice mass and $\partial m_l / \partial t$ [$\text{kg}_{\text{ice}} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$] the CO₂ condensation/sublimation rate.

In the case of condensation, that is if $\partial m_l / \partial t > 0$ (CO₂ ice forms in the layer), equation 3.3 becomes :

$$\mathcal{R}_{\text{scav}} = \frac{-\left(\frac{\partial q_l}{\partial t}\right)_{\text{scav}}}{\left(\frac{1}{M_l}\right) \left(\frac{\partial m_l}{\partial t}\right) q_l} \quad (3.5)$$

Equation 3.5 can be integrated over the physical timestep to obtain the mass mixing ratio of aerosol scavenged δq_l from a given layer :

$$\left(\frac{\delta q_l}{\delta t}\right)_{\text{scav}} = -\frac{q_l}{\delta t} \left(1 - e^{-\left(\frac{\mathcal{R}_{\text{scav}}}{M_l}\right) \left(\frac{\partial m_l}{\partial t}\right) \delta t}\right) \quad (3.6)$$

This implicit numerical scheme prevents the model from scavenging more than the initial aerosol mass in the layer.

In the case of sublimation, that is if $\partial m_l / \partial t < 0$ (CO₂ falling ice sublimates inside a given layer if it is warmer than the CO₂ condensation temperature), we assume that the release of the nuclei from the CO₂ snow is proportional to the sublimation rate :

$$\left(\frac{\delta q_l}{\delta t}\right)_{\text{scav}} = -\frac{\frac{\partial m_l}{\partial t}}{M_l} \frac{F_{\text{aer}_{l+1}}}{F_{\text{ice}_{l+1}}} \quad (3.7)$$

with $F_{\text{aer}_{l+1}}$ the aerosol flux scavenged from layer $l + 1$ into layer l :

$$F_{\text{aer}_{l+1}} = \sum_{k=l+1}^N \frac{\delta q_k}{\delta t} \quad (3.8)$$

The scavenging rate for the number of particles N_l [$1/\text{kg}_{\text{air}}$] is derived in each layer from the mass tendency $\delta q_l / \delta t$, via the relation :

$$N_l = \frac{3}{4} \frac{q_l}{\pi \rho_{\text{aer}}} \left(\frac{1 + \nu_{\text{eff}}}{r_{\text{eff}_l}}\right)^3 \quad (3.9)$$

with r_{eff_l} the effective size computed by the PCM before the scavenging, and the fixed parameters ν_{eff} and ρ_{aer} the effective size variance and the aerosol density [$\text{kg}_{\text{aer}} \cdot \text{m}^{-3}$] respectively.

For dust, we have $\nu_{\text{eff}}=0.5$ and $\rho_{\text{dust}}=2500\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ in the PCM. For water ice particles, it is three tracers that are being scavenged by CO_2 snow : the water ice mass $q_{\text{H}_2\text{Oice}}$, the water ice cloud condensation nuclei (CCN) mass q_{ccn} , and the number of particles, which is the same for water ice and CCN : $N_{\text{H}_2\text{Oice}}=N_{\text{ccn}}$. Since water ice CCN are purely made of dust in the PCM, we use the dust ν_{eff} and ρ_{dust} properties to compute the tendency on N_{ccn} from the one on q_{ccn} .

The scavenging ratio is therefore the only tunable parameter in this parameterization. In section 3.7, we detail its influence on the polar night conditions, and how this process affects in the end the whole global water cycle.

3.3 Reference simulation and comparison with observations

3.3.1 New reference Global Water Cycle

All the simulations presented in this study are computed for Martian Year (MY) 26, because it has good TES data coverage (Smith, 2004) and is representative of a standard Martian year without global dust storm. The PCM dust cycle is nudged in the simulations using the scheme from (Madeleine et al., 2012b) and the Martian Year 26 scenario from (Montabone et al., 2015). The simulations are performed using the standard 64×48 PCM resolution with 26 vertical levels reaching a pressure of 0.2 Pa, corresponding to a pseudo-altitude of about 80 km. The results that are analyzed are taken after 10 years of model time computation to ensure that a steady-state is reached. Our results represent a new reference simulation for the Global Water Cycle, one that includes the latent heat of ground ice sublimation, a temperature-dependent contact parameter \mathbf{m} , and a ground ice albedo of 0.33.

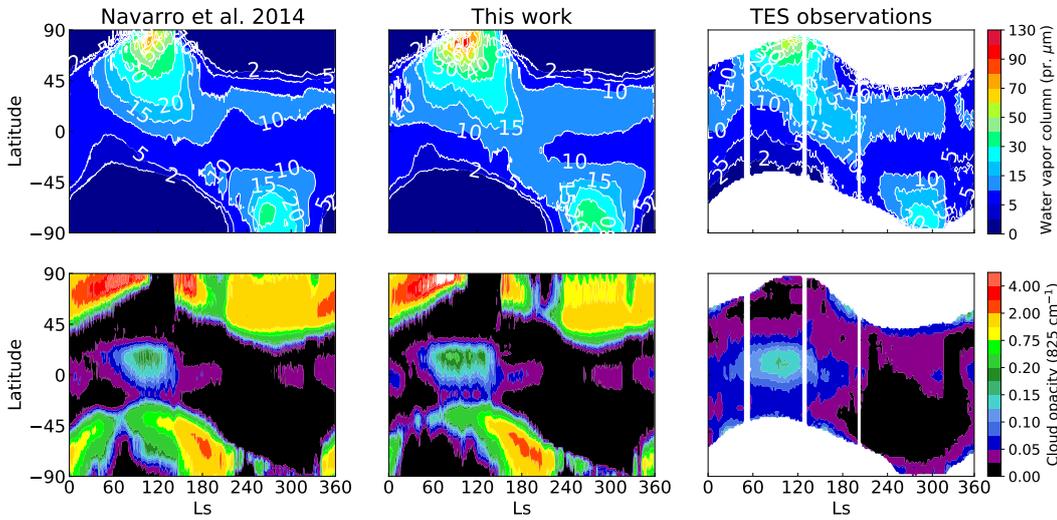


FIGURE 3.5 – Zonally averaged quantities at 2 pm local time for water vapor column in the different versions of the PCM and MY26 TES observations (top panels), and corresponding cloud opacity (bottom panels). Results are shown after 10 years of simulation.

We present our reference simulation with latent heat of ground ice and the temperature-

dependent contact parameter in figure 3.5 (middle panels). The differentiated albedos and the scavenging by CO₂ are implemented from this reference simulation and discussed in dedicated sections 3.6 and 3.7. we manage to obtain integrated water vapor columns and cloud opacity in agreement with TES observations.

The first region of interest is the Northern Polar Cap around the sublimation event. We see that in our new setup, because we slightly lowered the frost albedo from 0.33 to 0.35, the integrated water vapor column is overestimated compared to both the previous model version and TES observations. Tuning the albedo further down makes for a reasonable sublimation event at the cost of global atmospheric water inventory, which in turn degrades our global water cycle.

The representation of tropical water vapor column during Northern fall is improved in our new reference simulation. Martian GCMs historically struggle to match TES observations as they have a dry bias at this time of year (Navarro et al., 2014; Kahre et al., 2017b; Haberle et al., 2019). This is linked to the meridional transport of water : with our temperature-dependent contact parameter, the latitudinal transport is reduced and water may reside longer in the mid-latitude regions.

The temperature-dependent contact parameter also reduces the opacity of clouds in the polar nights. Specifically, there is now a striking absence of cloud in the northern polar hood around $L_S=200^\circ$, which is clearly visible in our new simulation (figure 3.5, bottom third panel) and is somewhat comparable to Planetary Fourier Spectrometer (PFS) data (Giuranna et al., 2021).

The Aphelion Cloud Belt (ACB) has a higher opacity in our new simulation than in the previous PCM iteration. This is also linked to the temperature-dependent contact parameter and discussed in section 3.5.2.

An additional notable feature is the southern sublimation event, whose amplitude is historically overestimated in the PCM. The model predicts its peak to occur around $L_S 255^\circ$, $\sim 20^\circ$ earlier than what is observed by TES, as can be slightly seen on figure 3.5 (and more clearly on figure 3.9). This offset was already identified in (Navarro et al., 2014) and is not noticeably affected by the water-related physical implementations we have tested. It is likely related to the seasonal timing of the CO₂ ice cap sublimation, as previously identified in (Navarro et al., 2014), which is beyond of the scope of our study.

3.3.2 Seasonal behavior of water in the PCM

Figure 3.6 shows the annual budget of ground ice atop the Northern polar cap. On average the total mass budget is a net loss of 2.710^{11} kg of ground water ice at the end of the year, that is an average of 0.2 kg.m^{-2} sublimated ground ice on each polar cap grid cell. The actual amount of sublimated water is higher, but the central cap acts as a cold trap and a large fraction of the freshly available water vapor condenses right back on the NPC. High-resolution simulations with the Mars PCM have been performed and discussed by (Pottier et al., 2017) in which the authors demonstrate that the spatial resolution employed here is insufficient to properly model the baroclinic wave activity at the cap edge. This wave activity is the main driver of the seasonal behavior of ice at the pole. As of now, we prescribe a constant albedo and thermal inertia over the whole NPC in the PCM. However, since we could not find a more optimal set of parameters than the one used in this simulation (see section 3.2.1), the northern water ice sublimation event remains overestimated in our reference simulation. We further address this topic in section 3.6.

Following the northern sublimation peak, water vapor and ice are transported south towards the northern tropics and the southern hemisphere. This flux is evaluated in figure 3.7 with the following equation (Pottier et al., 2017), along a given parallel :

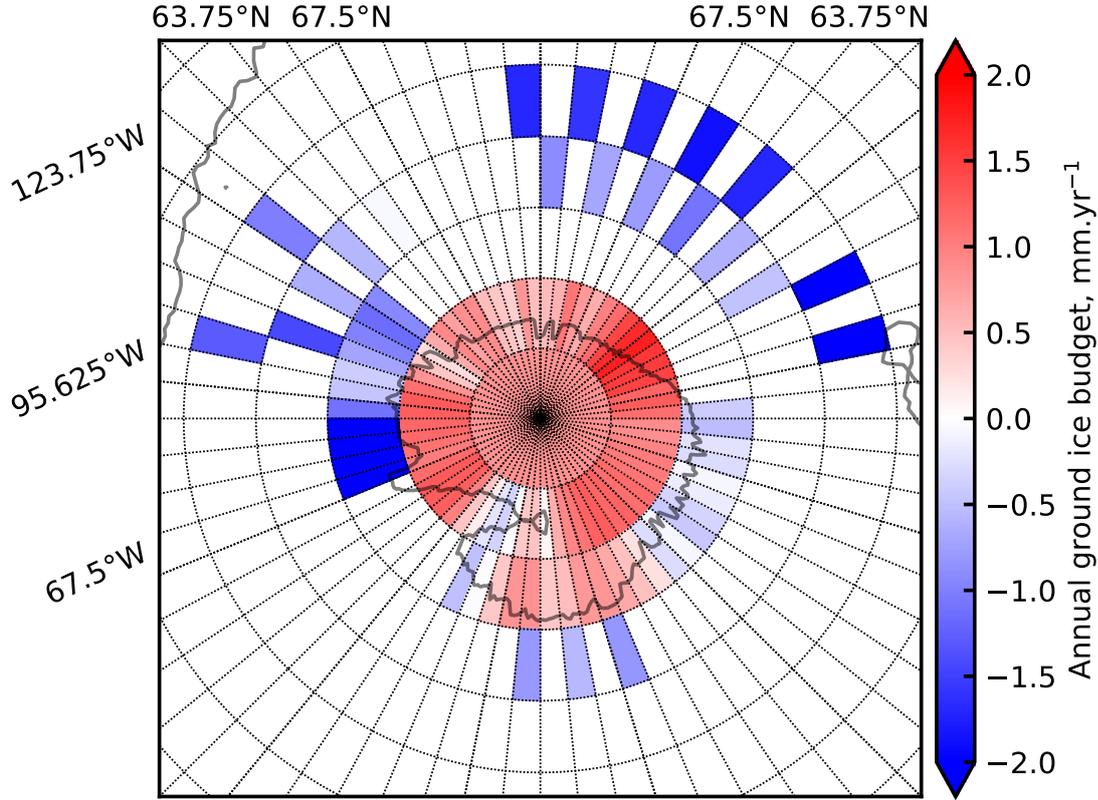


FIGURE 3.6 – Annual water budget over the northern water cap

$$\frac{dm_{H_2O}}{dt} = \int_0^{2\pi} \int_0^{z_{top}} \rho_{air} q_{H_2O} v R \cos(\theta) d\phi dz \quad (3.10)$$

with $\frac{dm_{H_2O}}{dt}$ the northward flux of water (positive toward north), ρ_{air} atmospheric density, q_{H_2O} the mass mixing ratio of water (ice and vapor), v the meridional wind, R the planetary radius, θ and ϕ the latitude and longitude, and z the vertical level.

The upper panel shows the flux of water through the parallel located at $75^\circ N$. Water is transported outside the polar region starting from around $L_S \sim 40^\circ$ when the Northern frost starts subliming. Atmospheric water partly condenses outside the edges of the northern cap and is re-mobilized toward the pole around $L_S \sim 75^\circ$ in the previous reference simulation as already noted in (Pottier et al., 2017), whereas in this study this effect is diminished by the new physical parameterizations. The middle panel shows the amount of water transported toward the mid-latitude regions. Overall, we find that our new reference simulation roughly reduces the amount of latitudinally transported water integrated across the northern polar regions by a factor of 2.

3.3.3 Supersaturation of water vapor

Water vapor is found in a supersaturated state throughout the atmosphere of Mars at all times of the year (Maltagliati et al., 2011). This directly affects the global water cycle and its

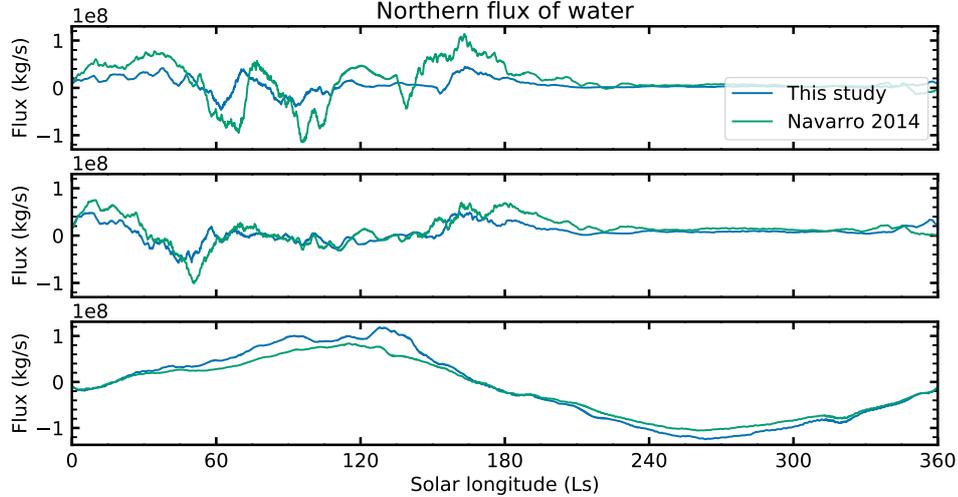


FIGURE 3.7 – Latitudinal transport of water through parallels 75°N (up) and 67.5°N (middle), and the equator (bottom). The flux is positive when southward.

evolution through time as supersaturated vapor at the top of the atmosphere is photodissociated and escapes toward space (Chassefière et al., 2004).

Figure 3.8 shows the saturation ratio averaged over 10 days at 4 local times. We find that the altitude of supersaturated levels and their diurnal cycle matches the existing datasets (Maltagliati et al., 2011; Holmes et al., 2022). We note that the second cloud-free season in the Northern polar night at $L_S=200^\circ$ mentioned in section 3.3.1 corresponds to a supersaturated atmosphere above the NPC. To the best of our knowledge, our simulation is the first to reproduce this feature consistent with both Mars Climate Sounder (MCS) and Planetary Fourier Spectrometer (PFS) data (Benson et al., 2011; Giuranna et al., 2021). Even though the decrease in cloud opacity was already visible in the previous reference state of the PCM (figure 3.5), the temperature-dependent nucleation scheme now clearly prevents cloud formation in this region at this time of year.

Observations suggests that global dust activity drives dramatic changes in atmospheric escape rates of water, linked to supersaturated water vapor (Chaffin et al., 2014; Fedorova et al., 2018; Stcherbinine et al., 2022). This is frequently investigated with GCM studies (e.g. Vals et al., 2022). The implementation of a temperature-dependent contact parameter is thus crucial in future studies.

3.4 Latent heat of ground water ice sublimation

3.4.1 Sublimation of the Northern polar cap

In order to assess the sensitivity of the water cycle to the latent heat of ground ice sublimation, we conduct 10-year simulations starting from the converged reference state presented in section 3.3, with the latent heat turned off. However, distinguishing the direct effect of latent heat from the other water-related processes is challenging because of the strong feedback of the radiatively active water ice clouds, which amplifies any change in the water cycle. Figure 3.9 shows the

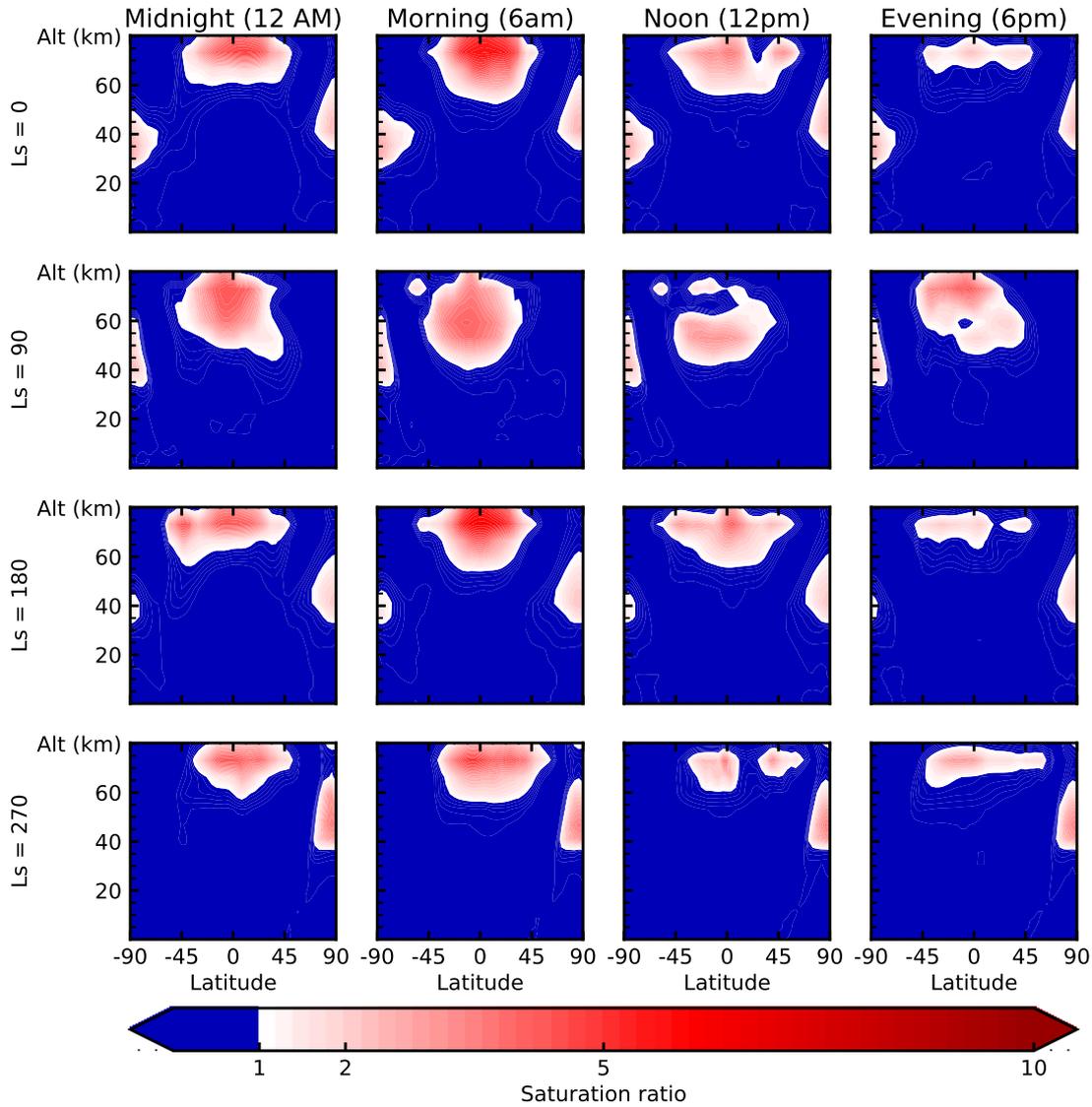


FIGURE 3.8 – 10-day average of the zonal distribution of the saturation ratio at selected local times and solar longitude. A saturation ratio below 1 means the atmosphere is unsaturated (blue).

globally-averaged water vapor column for each of the last five years in the experimental simulation without latent heat and for the control experiment, compared to the TES measurements. When latent heat is neglected, the total amount of water vapor is higher by up to ~ 1 precipitable micron in the experiment compared to our control simulation during the northern and southern sublimation periods.

When looking at the instantaneous energy fluxes during summertime sublimation, we find that the latent heat accounts for less than 2 W.m^{-2} integrated over the NPC throughout the whole sublimation season. However, this small difference in energy budget builds different trajectories

over the passing years.

Figure 3.9 also illustrates the interannual variability of the model. The years are somewhat converged in the sense that global atmospheric water inventory is the same at the beginning of the year. But the contingent location of ground water ice deposits and subsequent consequences on soil temperatures may slightly vary. In addition, the water cycle budget is not actually closed (see section 3.3.2). The timescale for simulations to reach a converged state is 10 years, but the model exhibits some interannual variability which needs to be quantified further in the future.

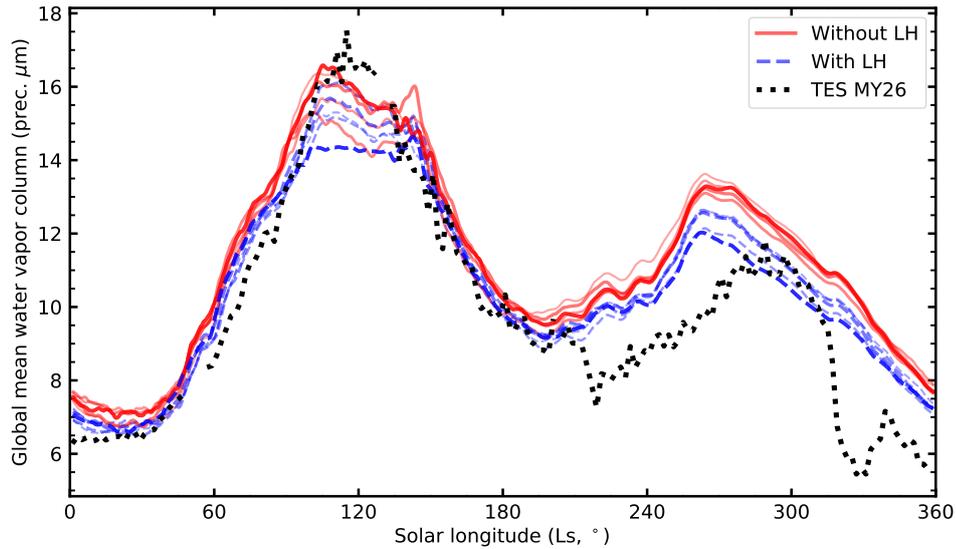


FIGURE 3.9 – 10 year evolution of globally-averaged atmospheric water vapor for our experiment without latent heat of ground ice, or control experiment which consists in continuing the reference simulation for 10 years. Only the last 5 years are represented. The most recent years are thicker. We have also represented TES observations for MY26.

3.4.2 Sublimation of mid-latitude excavated ice

The implementation of latent heat of groundwater ice sublimation has little influence on the water cycle within the PCM because of the high latitude of groundwater ice reservoirs and their low temperature. However, the energy flux related to latent heat of water ice sublimation becomes critical when modeling warmer ground water ice reservoirs. Such conditions are expected to be met both over the NPC and in the mid-latitudes during high obliquity excursions, which have happened periodically during the last few million years on Mars (Head et al., 2003; Levrard et al., 2004; Madeleine et al., 2009). Punctuated ice excavation events by meteorite impact can also expose bulk ice to atmospheric exchanges outside the polar regions. (Byrne et al., 2009) references several recent mid-latitude craters seen in HiRISE images that are consistent with excavated water ice. They suggest a protocol to assess the total amount of sublimated water ice within a crater, using a one-dimensional subsurface thermal model. They find an equivalent thickness of vaporized groundwater ice of a few millimeters, as a lower limit, for the first crater site studied

(Site 1) during Martian Year 29 northern summer (between $L_S=81^\circ$ and $L_S=111^\circ$), at a latitude of 46.33°N . (Dundas et al., 2010) build upon this work and compute precise sublimation rates using a 1D layered thermal model, with reconstruction of environmental conditions happening at this site.

In order to assess the individual effect of latent heat cooling regarding ice sublimation rate in the PCM, we conduct a set of simple numerical experiments using the 1d version at the same time and location. The atmospheric water vapor content is fixed to 10 precipitable microns, a standard average Martian value, assuming a well-mixed vertical profile. The albedo of bare ground is set to 0.25 (the standard albedo in use in the PCM at this location). Albedo of exposed frost and thermal inertia are fixed in all experiments. The investigated subliming ice at this Site 1 is in a flat crater. We find that a favorable set of parameters allows the surface temperature to rise above the melting point of water when ice is exposed on a 20° sun-facing slope, we thus set our base experiment in this configuration.

We run the model for several years to make sure the temperature profile in the soil is stabilized. Then, at $L_S=91^\circ$, we expose 10 millimeters of ice at the surface and monitor the sublimation rate and surface temperature cycle with and without latent heat cooling, for a range of albedo, wind velocities, and thermal inertia. The explored range for these parameters is summarized in table 3.10.

TABLEAU 3.10 – Parameters range for the 1d latent heat cooling experiment. Reference study by (Dundas et al., 2010) uses an albedo of 0.24 for bare ground and a thermal inertia of $233 \text{ J m}^{-2} \text{ K}^{-1} \text{ s}^{-1/2}$.

Parameter	Considered values
Latent heat release	.true. ; .false.
Frost albedo	0.3; 0.35; 0.4
Ground thermal inertia (tiu)	240; 400
Wind speed (m/s)	2.5; 5; 10

Figure 3.11 shows the results of our 36 experiments with a varying set of parameters. The sublimation is computed with the surface turbulent flux (Forget et al., 1999), the sublimation rates are thus highly sensitive to wind speed. The free-convection regime should dominate at wind regimes below $\sim 2 \text{ m/s}$ (Hecht, 2002), which is not yet implemented in the Mars PCM. The exploration of this region of the parameter space is thus discarded at the moment. Albedo and thermal inertia control the surface temperature and thus the equilibrium saturation pressure of water above the surface, which also controls the sublimation. The latent heat cooling is stronger where the sublimation rate is maximal. We find that, regardless of the experiment, the latent heat cooling associated with sublimation increases the life expectancy of exposed ice of ~ 20 sols.

With our fixed water atmospheric profile, a frost albedo of 0.4 and a surface thermal inertia of $400 \text{ J m}^{-2} \text{ K}^{-1} \text{ s}^{-1/2}$, we also have conducted an experiment using a flat surface, similar to (Dundas et al., 2010) (not shown). We find that the 10 millimeters of ice are sublimated after 162 sols, which is about $L_S=170^\circ$. (Dundas et al., 2010) find with their model a total of 6.9 millimeters in their most extreme scenario for the same duration. Their thermal regolith model include tabulated values of subsurface water ice from (Byrne et al., 2009), which dampens the thermal amplitude compared to our fixed thermal inertia. The representation of subsurface ice in the PCM is currently in development to further improve our representation of the soil in the model (Lange et al., 2023b).

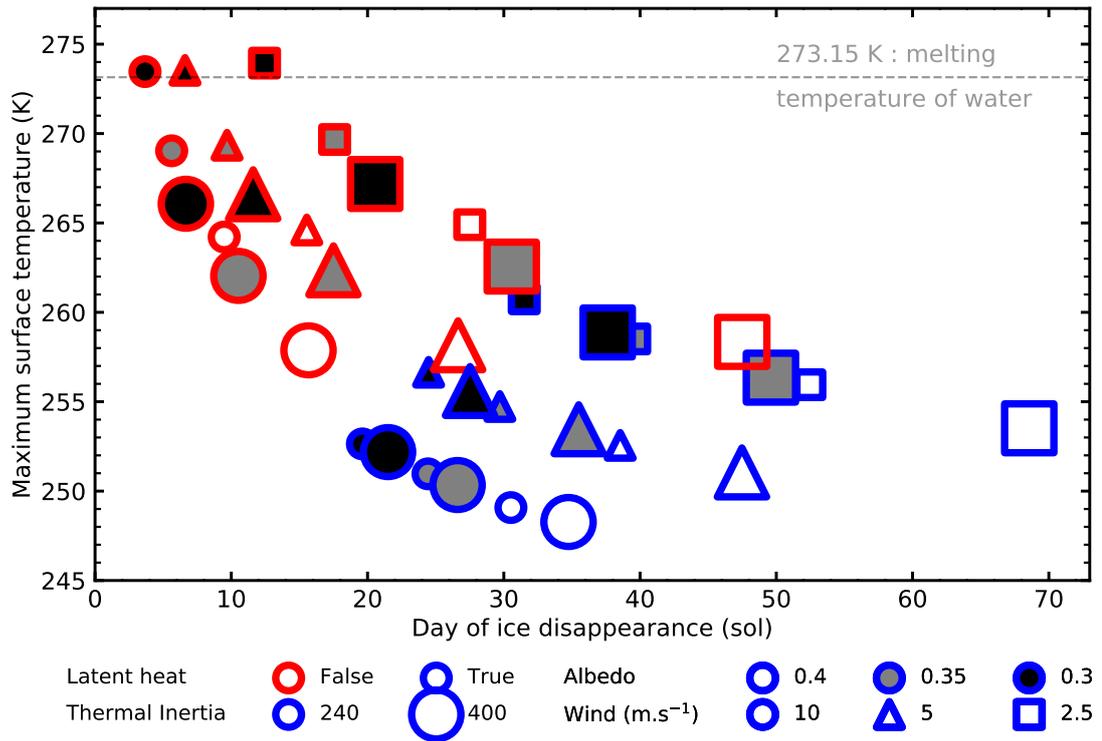


FIGURE 3.11 – Persistence of 10 mm exposed ground water ice on a sun-facing 20° slope at 46.3°N latitude at $L_S=91^\circ$ using the 1d version of the PCM. Albedo of bare ground is set to 0.25 before ice is exposed to the surface. The experiments are run for a year before exposing the ice.

3.4.3 Paleoclimatic studies and transient liquid water on Mars

The possibility of liquid water on the surface of Mars is a major topic of interest, because its possible implications for soil chemistry and exobiology. Some of the geologically young or even present-day flow features observed, in particular gullies, may be formed in presence of liquid water (e.g. Malin et al., 2000; Costard et al., 2002; Harrison et al., 2015). Although the current paradigm has shifted in favor of dry processes (Pilorget et al., 2016) the scientific debate is still open.

GCMs are computing surface pressure and soil temperatures at every time and location on the planet, and are thus a privileged tool to investigate the question of surface ice melting. Pioneer work on this matter by (Haberle et al., 2001) identified the present-day Martian regions where thin surface ice deposits could melt, that is where temperature is above the triple point of water but below the boiling point (with respect to local surface pressure and temperature). In the Northern Hemisphere, these regions are located between 0° and 30° where solar heating is strong enough, and in impact basins for the Southern Hemisphere. This work was extrapolated to the recent past of Mars in (Richardson et al., 2005) by conducting numerical simulations at higher obliquities and with increased surface pressure, which favors ice melting conditions. Since then, (Madeleine et al., 2014) showed that the strong greenhouse effect of radiatively active clouds radically affects the modeled climate at high obliquity. (Dickson et al., 2023) went and conducted high obliquity simulations using the Mars PCM, and stated that liquid water might

have occurred on bare ground locations where surface temperature exceeds 273 K. However, none of these GCM experiments do account for the presence of surface water ice in their temperature retrievals.

With our set of 1d simulations, our maximal daily surface temperature rises up to 285 K (in our experiments with $TI=240$ tiu, and 275 K with $TI=400$ tiu) even if we are at $46.33^\circ N$, since we are on a 20° sun-facing slope. Then, the exhumated ice increases surface albedo. In our most favorable scenarios, surface temperature remains right above the melting point of water while ice is present, corresponding to Transient Liquid Water Potential (TLWP) conditions investigated in (Richardson et al., 2005). However, in our experiment, the computation of the latent cooling associated with the corresponding sublimation rates decreases the maximum surface temperature by at least ~ 15 K, and up to ~ 23 K in the fastest subliming case with the highest wind speed (figure 3.11). We could not find any 1d setup of the Mars PCM which allows for surface temperature to rise above the melting point of water when computing latent heat cooling associated with sublimation.

In order to further expand our understanding of the possibility of transient liquid water on Mars through surface ice sublimation, GCM experiments must thus account for the presence of ice and the latent heat cooling associated. In addition, Martian slope may cause local microclimate more favorable to the TLWP than grid-mesh average : the statistical representation of slopes in the PCM is currently being implemented in the PCM (Lange et al., 2023a). Finally, TLWP is strongly inhibited in our 1D experiment but 3D modeling may unravel more complex situations, even though the latent heat cooling associated with even the faintest evaporation rates likely prevents the temperature of surface ice deposits to reach 273 K (Schorghofer, 2020).

3.5 Temperature-dependent water contact parameter

3.5.1 Sensitivity of the water cycle to the contact parameter

The influence of the contact parameter on the global water cycle is caused by a local effect. For a given amount of water vapor, at a given temperature, the PCM computes the amount of forming ice (if any). Provided that not all the available nuclei are used, the contact parameter describes the fraction of ice which either accumulates on existing crystals or activates nuclei to form new particles. Increasing the efficiency of nucleation, which corresponds to an increase of the contact parameter in our scheme, favors formation of new particles over crystal growth. Water ice particles are thus smaller and more effectively transported outside the polar regions, effectively controlling the total amount of water in the atmosphere throughout the year. This is illustrated in side panels of figure 3.12 : the baseline settings produce a dry water cycle (left panels). Increasing the contact parameter from 0.95 to 0.97 (right panels) allows for a better representation of the key features of the water cycle (northern sublimation peak, aphelion cloud belt opacity, northern fall tropical humidity) but also increases the opacity of clouds during the polar night, which is already a well-known caveat of the PCM. This is extensively discussed in Navarro et al. (2014).

We have tested all the proposed temperature-dependencies formulations from (Määttänen et al., 2014) shown in figure 3.3, and we find that the linear relation reported in equation 3.2 allows for the best water cycle features without disrupting our entire water cycle tuning study (middle panels). This formulation indeed produces sustained cloud nucleation in the aphelion cloud belt atmospheric temperature range, while strongly diminishing both the northern and southern polar hoods and maintaining a reasonable global inventory of water in the atmosphere. As we are manually tuning each parameter, we have chosen this simple parameterization. As stated in (Määttänen et al., 2014), the use of an hyperbolic relation for the temperature de-

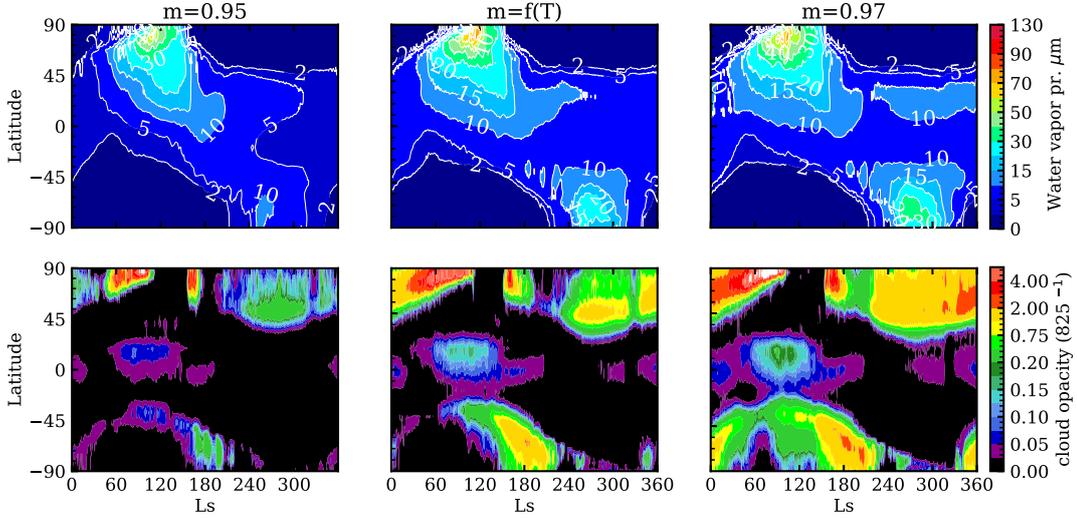


FIGURE 3.12 – Zonally averaged water vapor column (top) and cloud opacity (bottom) at 2 pm after a 10 year simulation for MY26 baseline water cycle parameters ($\nu_{\text{eff}}=0.1$, $\alpha=0.35$, $\text{TI}=800$ tiu, as in table 3.1) for a constant reference water contact parameter of 0.95 (left), a temperature-dependent contact parameter (middle) and a constant 0.97 contact parameter (right).

pendency is probably the most realist depiction of the behavior of cloud nucleation on Mars, which is dramatically inhibited at low temperature. Having a better representation of this in the PCM (especially in the polar night) would require tuning several water cycle parameters simultaneously. Since ν_{eff} is poorly constrained both in theory and with observations, and the water cycle in the PCM is so sensitive to any change in the tunable parameters, we have chosen to only investigate the contact parameter. Due to the sensitive retroactions with the radiatively active clouds, investigating the water cycle with coupled variations in all the model tunable parameters is too complex to be studied with a few simulations and calls for dedicated numerical methods.

3.5.2 Ice particle size

The Mars PCM notoriously overestimates water ice particle size (Navarro et al., 2014; Stcherbinine et al., 2022). As explained in the previous section, the contact parameter affects the whole water cycle through water ice particle size variations. All other things being equal, the use of a temperature-dependent nucleation scheme is expected to have a direct local effect on ice particle size : within warm clouds, e.g. in the Aphelion Cloud Belt, nucleation is favored over crystal growth, the number of ice particles is increased and ice particle size is reduced. Conversely, high latitude clouds have a reduced number of ice particles than with a constant contact parameter, and thus with increased radius. In addition, as the whole system is extremely sensitive to the presence of clouds, one could expect the new contact parameter scheme to affect the vertical distribution of clouds, or any atmospheric parameter which would in turn have an indirect effect on water ice particle size.

To assess the current capabilities of the PCM on this matter, we compare our outputs with

ACS-MIR retrieved data for MY35 (Stcherbinine et al., 2022). MY35 has an atmospheric dust scenario comparable to MY26 after $L_S=60^\circ$ (Montabone et al., 2015; Montabone et al., 2020): we interpolate our simulations outputs of MY26 at the same location, local time and local altitude as the observations. Due to the orbital configuration, only 3 profiles are available within the Aphelion Cloud Belt. They show a decrease of around $\sim 20\%$ in particle sizes simulated with our new temperature-dependent scheme. In these cases, the vertical profiles are retrieved between 20 and 50 km altitude with effective water ice radius up to $\sim 4 \mu\text{m}$ at 20 km. Both our new reference simulation and the previous settings by (Navarro et al., 2014) show water ice radius up to $8 \mu\text{m}$ at these altitudes, and going up to 50-60 μm respectively around 10 km.

Besides, figure 3.13 shows a selection of profiles between $L_S=190-240^\circ$ in the Northern hemisphere, at latitudes over 50°N corresponding to the edge of the polar hood, with associated mass mixing ratios. Column integrated cloud optical depth is similar in both simulations (around 1.5 at 825 cm^{-1}) in this region at this time of year, which translates in a reduced cloud mass but increased ice particle size with our new temperature-dependent contact parameter. Comparison between data and PCM output is not straightforward, as we investigate effective radius size versus radius size computed in the PCM, as a mean geometric radius. Furthermore, retrieved effective particle size may be underestimated at low altitude, at the end of the line of sight of the instrument. Nevertheless, the PCM still has a strong overestimating bias, especially at the bottom of the clouds. The physical reasons remain elusive at the moment.

The discrepancy between retrievals and model outputs is also partly due to the difficult comparison between effective radius, which refers to the measured opacities (Clancy et al., 2003; Wolff et al., 2003; Stcherbinine et al., 2022), and modeled ice particle size which is a local computation without considering any observational configuration. Even though some recent publications suggest that some water ice particle radii may be well over ~ 15 microns (Lemmon et al., 2022; Wolff et al., 2022) in the Aphelion Cloud Belt, additional efforts in building comparable datasets between retrievals and models are needed to unravel the observed mismatch.

3.6 Perennial ice and seasonal frost albedo discrepancy

In order to refine our representation of the atmospheric water content, we introduce a difference between the albedos of perennial water ice and seasonal frost. In the PCM “seasonal frost” encompasses all types of atmospheric water ice surface deposition (direct surface condensation, sedimentation, turbulent mixing, or also scavenging by CO_2 ice (see section 3.7)). Perennial ice corresponds to infinite ground water ice reservoirs, which are spatially prescribed in the PCM.

If there is seasonal frost over perennial ice grid cells, it has to be entirely sublimated before underneath perennial ice can interact with the atmosphere. So far, the only difference between the two ice types is the albedo, and future improvements may include additional dichotomy regarding their physical properties, such as thermal inertia, surface ice coverage in the model mesh, etc.

Several processes may influence the evolution of frost albedo on Mars. Dust accumulation will darken surface frost, and the ice grain size distribution will also change over time and affect reflective properties of the ice, lowering its albedo. Thus, frost has a higher albedo when freshly deposited. We simply assume only two possible albedos, either for frost or perennial ice.

3.6.1 Determination of the frost metamorphism threshold

In the PCM on the Northern Polar Cap, we identify three types of seasonal frost behavior over perennial ice, as shown in figure 3.14: continuous frost deposition (on the main cap); annual net frost depletion (mainly in the outlier region); and a first subliming phase during Northern

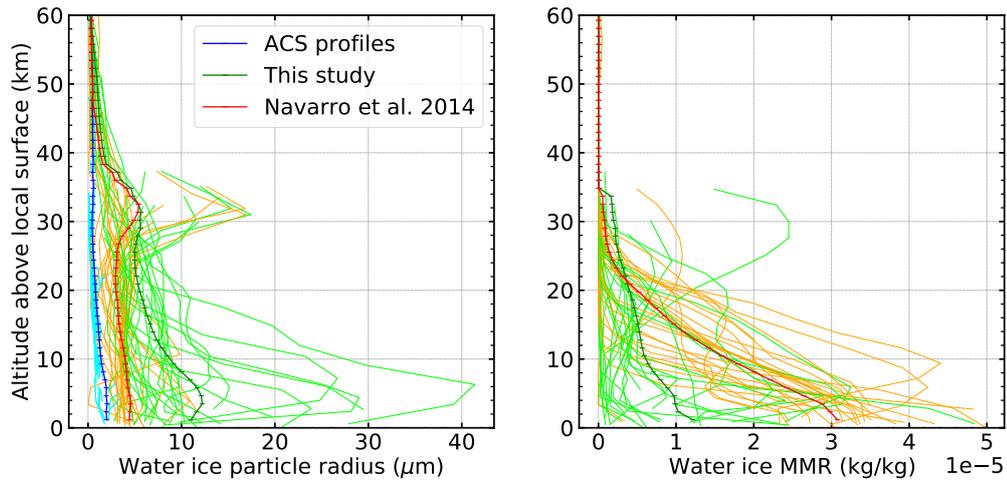


FIGURE 3.13 – ACS-MIR retrievals for vertical profiles of water particles effective radius in the 2.3-4.2 μm spectral range (in lightblue, mean profile in blue) at the Northern polar night edge between L_S 190-240° of MY35 (left panel). Individual profiles at the same location and local time are interpolated from PCM outputs for our new reference simulation (lightgreen, mean profile in green) and simulation using the settings of Navarro et al. (2014) (orange, mean profile in red). The corresponding water ice mass mixing ratio are computed for both simulations (right panel).

Summer followed by frost accumulation leading to an annual net frost deposition (in the outer main cap). In the last two scenarios, the maximum amount of surface frost sublimated is around $0.5 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$.

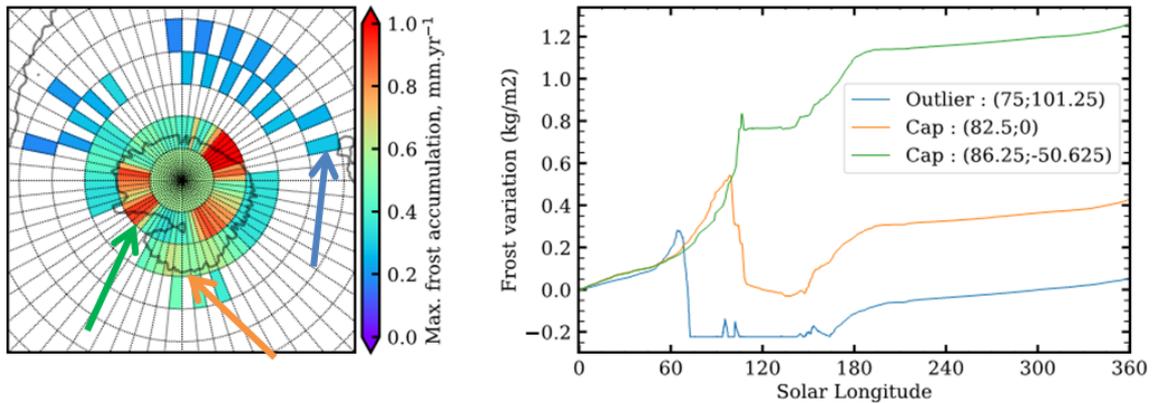


FIGURE 3.14 – **Left** : Maximal seasonal frost accumulation from the beginning of the year [mm, or $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$], on the Northern Polar Cap area in the PCM. Colored arrows refer to the local grid cells studied on the right panel. **Right** : Annual frost variations [kg/m^2] from the start of the year. When the surface frost is depleted (around sol 150 for the outlier grid cell), perennial ice starts sublimating with a higher albedo.

As explained in section 3.2.2 we introduce a “frost metamorphism threshold” to convert seasonal frost over the NPC into perennial ice. Since we observe a maximal seasonal frost deposition in the first half of the year of approximately 0.5 kg.m^{-2} on subliming grid cells in figure 3.14, we set the threshold to this value. Numerically this means that when frost accumulation exceeds the threshold, the surplus below is converted into perennial ice, as seen on figure 3.4. This simple parameterization is more realistic than the previous PCM version and may be improved in the future by accounting for the dust deposition rate or the evolution of grain size with temperature, with a time-varying albedo for frost.

3.6.2 Tuning the Northern sublimation peak with differentiated albedos

Using this parameterization with a fixed frost metamorphism threshold, we have tested several set of albedos for perennial ice and frost albedo above the NPC. Figure 3.15 shows the best correspondance we have with TES observations for integrated water vapor column and cloud opacity, with a frost albedo of 0.35 and a perennial ice albedo of 0.32.

During summer sublimation over the NPC, a fraction of the water vapor immediately condenses back on the coldest part of the cap. The mere use of two albedos manages to reduce the overall intensity of the sublimation event and produce an integrated water vapor column comparable to TES observations. The seasonal evolution of albedo over the NPC is much more complex, with different regional behaviors (Hale et al., 2005), than the one modeled in the PCM with our parameterization. However, since our present model configuration can not properly describe the details of the water cycle over the NPC (Pottier et al., 2017), our metric is the sublimation peak around $L_S=120^\circ$, which is strongly improved compared to our reference simulation.

3.7 Scavenging by CO₂ ice

In this section, we explore the impact of the scavenging of water ice and dust particles by CO₂ atmospheric condensation and fall in the polar nights on the global water cycle. The parametrization we use here is simpler but less numerically expensive than the full microphysical CO₂ cloud model that has been developed for the PCM by (Määttänen et al., 2022).

3.7.1 Determination of the scavenging ratio

As detailed in section 3.2.2, in the model, the scavenging of water ice particles by the CO₂ snow relies on one coefficient, the scavenging ratio. On Earth, several measurement campaigns have been carried out to estimate its variations for hydrometeors, and yield a wide range of values that depend on the aerosol and type of precipitation. For instance, (Jaffrezo et al., 1990) measured $\mathcal{R}_{\text{scav}}$ varying between 500 and 1500 in liquid water clouds near Paris, France. (Gogoi et al., 2018) also reported values around 120 in Antarctic water ice clouds. In our Martian PCM, we leave it as a tunable parameter and explore the climate sensitivity to its value for the CO₂ snow. Due the prevailing heterogeneous mode for CO₂ nucleation (Määttänen et al., 2010), the enhanced radiative cooling that occurs in the vicinity of the aerosols in the night, or also the scavenging induced by collisions during the fall, the ratio $\mathcal{R}_{\text{scav}}$ is more than likely to be higher than 1. However, there is no direct observational constraints on this scavenging ratio for the CO₂ snow on Mars, although some recent studies like (Alsaeed et al., 2022) give some elements for indirect validation.

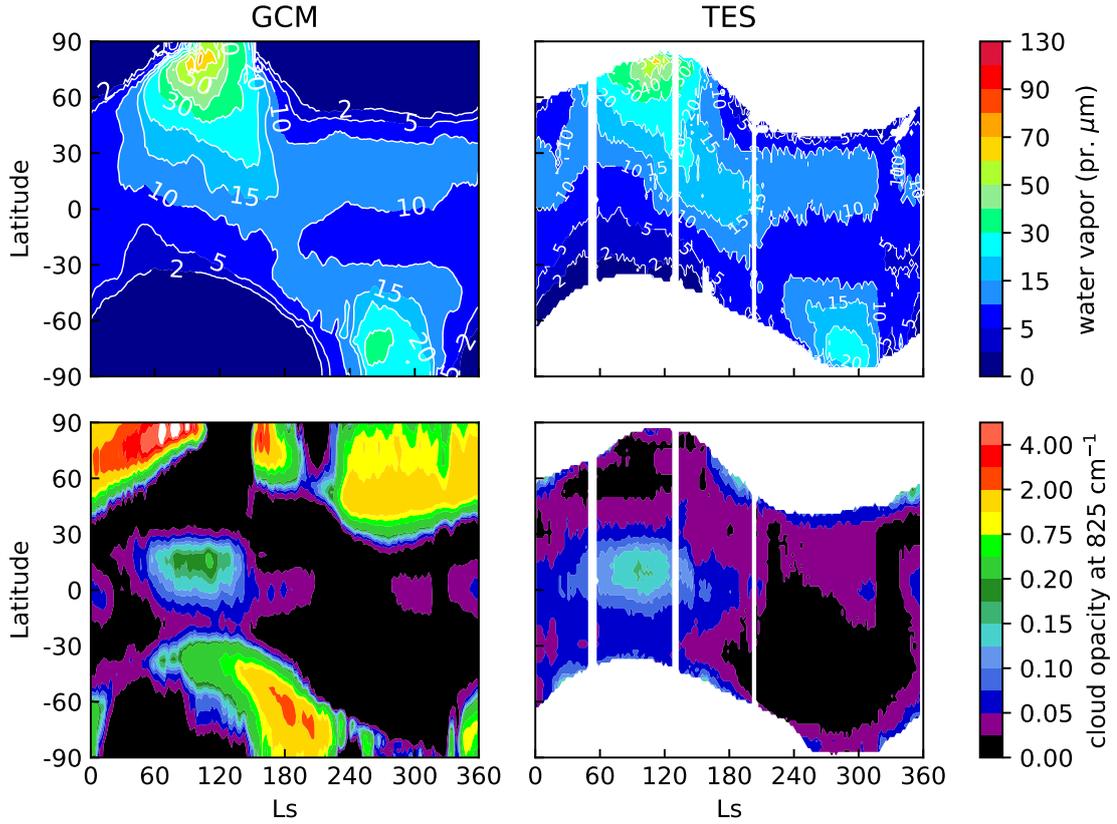


FIGURE 3.15 – Zonally averaged quantities at 2 pm local time for water vapor column in the PCM (top left) and corresponding TES observations (top right), and cloud opacity in the PCM (bottom left) with corresponding TES observations (bottom right). Results are shown after 10 years of simulation with a frost albedo of 0.35 and a perennial ice albedo of 0.32, a frost metamorphism threshold of 0.5 kg.m^{-2} , and initial conditions corresponding to figure 3.5 reference steady-state simulation.

We thus tested values for $\mathcal{R}_{\text{scav}}$ of 10, 20, 50 and 100. We assign the same value of $\mathcal{R}_{\text{scav}}$ for both dust and water ice aerosols. This simplification limits the number of free parameters in the model. We also conducted a simulation where we activate the scavenging by CO_2 only on water ice particles, with $\mathcal{R}_{\text{scav}}=20$.

Figure 3.16 presents the corresponding planetary mean atmospheric water vapor and water ice columns for the different values of $\mathcal{R}_{\text{scav}}$, after 10 cycled MY26 simulations. Indeed, the scavenging of the water ice clouds by the CO_2 snow, especially in the Northern polar night, triggers the radiative water ice cloud feedback, already mentioned in this article. The removal of clouds in the polar hood ends up drying the whole water cycle, which takes several years to stabilize toward a new equilibrium. The simulations with $\mathcal{R}_{\text{scav}}$ 10 and 20 quickly converge to an equilibrium level of about 20% dryer than the reference water cycle at $L_S 0^\circ$, although this comparison slightly varies with season. On the other hand, a $\mathcal{R}_{\text{scav}}$ of 100 steadily dries up the model and is not fully stabilized even after 10 years of simulation, reaching -38% at the beginning and -40% at the end of the 10th year. The simulation with $\mathcal{R}_{\text{scav}}=50$ (not shown)

exhibits a similar behaviour.

3.7.2 Influence of the scavenging on the water cycle

By definition, for a given quantity of condensing CO₂, and aerosol mixing ratio in the cell, the amount of scavenged aerosol varies accordingly to the chosen scavenging ratio. However, this scavenged aerosol amount is not strictly proportional to the scavenging ratio, and a simulation with a twice higher $\mathcal{R}_{\text{scav}}$ does not double the aerosol scavenging by CO₂ snow (figure 3.17 and table 3.18). This suggests that some retroactions compensate for the loss of aerosols in the atmosphere. One example appears clearly on the left panels of figure 3.17 : when H₂O ice and dust are more scavenged (bigger $\mathcal{R}_{\text{scav}}$), there is less CO₂ condensation. In fact, the radiative cooling in the polar night is strongly enhanced by the presence of H₂O ice and dust aerosols (e.g. Forget et al., 1998), making the CO₂ condense preferentially in highly aerosol-loaded regions. The scavenging thus acts as a negative feedback for the CO₂ condensation.

As shown on figure 3.17, the CO₂ condenses more as we get closer to the poles, with a general increase with latitude in the North up to the pole (with a slight local maximum at 75°N), while the South seems to reach a first peak near 75°S and a second of similar amplitude at 86°S. In absolute mass (kg), this is of course different, as the greater surface covered by the lower latitudes compared to the pole makes the CO₂ total mass deposition peak around latitudes of ±70°. The water ice deposition due to scavenging follows the meridional trend of CO₂ ice in the North, and to a lesser extent in the South for low scavenging ratios $\mathcal{R}_{\text{scav}}=10, 20$. For $\mathcal{R}_{\text{scav}}=100$, the H₂O ice deposition peaks just below 80°S, before drastically dropping closer to the pole. Further analysis shows that water ice clouds hardly reach these high latitudes in this simulation, as they are fainter (figure 3.16) and are probably scavenged before being transported up there. For the low $\mathcal{R}_{\text{scav}}$, dust is scavenged ~8 times less than water ice. Among this quantity, the comparison of the simulations with and without the scavenging of dust (figure 3.17, right panels), shows that between 1/4 and 1/3 of the dust is actually being deposited as water ice cloud nuclei (trapped in the water ice particles, which in turn, are being scavenged by the CO₂ snow). This difference between the water and dust deposition actually corresponds quite well to the ratio of their respective local atmospheric concentrations where CO₂ condensates. Indeed, the dust scenario, to which the PCM dust column is renormalized (Madeleine et al., 2011), features very little dust amount in the polar nights (Montabone et al., 2015), while water ice clouds form an opaque polar hood. Activating or not the scavenging on the dust particles also does not affect much the other diagnoses (figure 3.16, and left and middle panels of figure 3.17, $\mathcal{R}_{\text{scav}}=20$ simulations). This would potentially differ in the case of greater dust loading, or lesser water ice clouds (as is the case for the $\mathcal{R}_{\text{scav}}=100$ simulation, where the ratio of scavenged H₂O over scavenged dust decreases to ~5 overall, see table 3.18).

Figure 3.17 also provides insights on the vertical distribution of the CO₂ atmospheric condensation and aerosol scavenging, specifically in the $\mathcal{R}_{\text{scav}}=20$ simulation. The CO₂ polar clouds can feature a diversity of vertical structures, depending for instance on the surface winds and wave activity (Tobie et al., 2003). They have been observed (Alsaeed et al., 2022) and simulated (Määttänen et al., 2022) to reach up to 40km in the polar atmosphere. In our simulations, some CO₂ condenses up to this altitude as well, but the main condensation levels and sources for CO₂ ice deposition at the surface lie below 10km. At both poles, the extrapolated condensation tendency from above 8.8km down to the surface can only make up to half of the total column CO₂ deposition. This is even less in regard to the aerosol scavenging, which also depends on their own vertical distribution : in the North, the extrapolated scavenging tendency from above 8.8km would account for less than half of the total deposition for H₂O and 1/3 for dust ; in the South, it would drop to 1/4 for H₂O and 1/10 for dust.

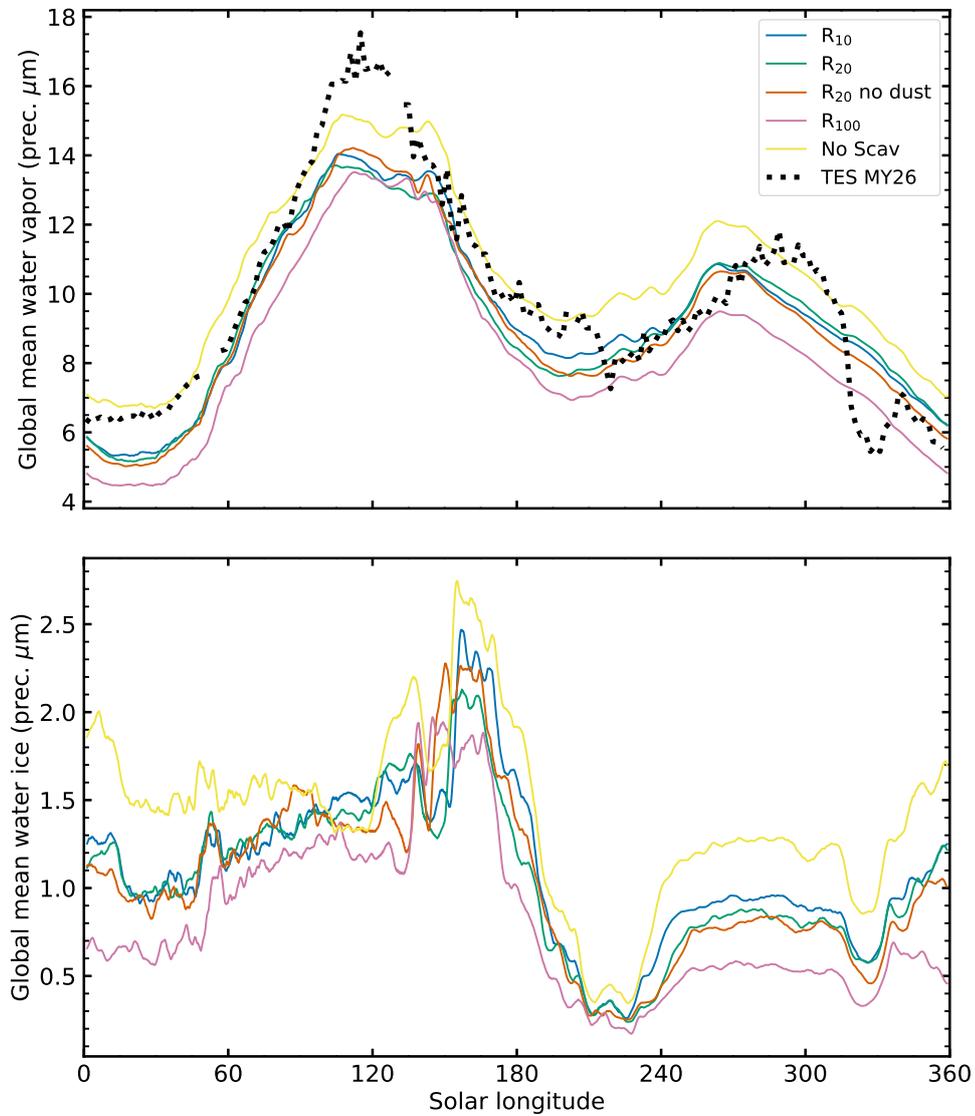


FIGURE 3.16 – Globally-averaged atmospheric water vapor (top panel) and ice (bottom panel) for the investigated scavenging ratios of 10 (blue), 20 (green), 20 for water ice only (red), and 100 (purple). The simulation with $\mathcal{R}_{\text{scav}}=50$ is not shown. Reference curve (yellow) is the simulation presented in section 3.3, without the scavenging by CO_2 .

TABLEAU 3.18 – Total CO₂ ice fall and aerosol scavenging due to CO₂ snow during MY26 simulations.

PCM run	CO ₂ deposited (10 ¹⁵ kg)		H ₂ O deposited (10 ¹¹ kg)		Dust deposited (10 ¹¹ kg)	
	North	South	North	South	North	South
$\mathcal{R}_{\text{scav}}=10$	2.89	1.28	5.71	3.51	0.68	0.52
$\mathcal{R}_{\text{scav}}=20$	2.39	1.26	7.78	5.70	1.03	0.88
$\mathcal{R}_{\text{scav}}=20$ (H ₂ O only)	2.35	1.17	7.50	5.00	0.23	0.28
$\mathcal{R}_{\text{scav}}=100$	1.47	0.86	11.64	7.81	2.22	1.69

3.7.3 Budget of scavenged water ice

The work from (Alsaeed et al., 2022) provides an interesting element of comparison for our parametrization. They derived CO₂ ice opacity from measurements by Mars Reconnaissance Orbiter Mars Climate Sounder (MCS), and used a CO₂ snowfall model, with assumptions on the H₂O ice serving as nuclei for the CO₂ clouds. This allowed them to estimate the budget of CO₂ and water ices deposited onto the surface via these processes. For CO₂, they evaluate the deposited snowfall to 3.4-4.6×10¹³ kg in the North and 0.34-2.1×10¹³ kg in the South. This is two orders of magnitude below our model outputs (see table 3.18), while their ratio between both poles ranges from similar to us up to one order of magnitude above, depending on the used values. These differences are conveyed into the H₂O scavenging estimations, which they compute to be of 3.2-30×10⁹ kg in the North and 0.42-8.3×10⁹ kg in the South, about two orders of magnitude below the PCM predictions as well. The North-South asymmetry is also preserved, with a ratio ranging from 3.6 to 7.7, above those from our model. Some elements can partially explain these differences : for example, the gaps in MCS observations at lower altitudes calls for extrapolated CO₂ ice vertical profile. These extrapolations introduce an underestimating bias regarding the amount of CO₂ ice deposition, according to our PCM results. This is even more true for the scavenged water ice, especially in the south, which therefore also increases the observed asymmetry between the poles. Conversely, the coverage used by (Alsaeed et al., 2022) is more limited than our analyses with the PCM : spatially, MRO’s orbit makes it difficult to run their analysis below 65°N/S, while it seems CO₂ can condense at lower latitudes, which cover a greater area than the polar ones ; temporally, the analysis is also restricted to the winter hemisphere (i.e., L_S 0°-180° for the South and 180°-360° for the North, respectively), whereas the PCM still predicts significant northern CO₂ snow fall and water ice scavenging between L_S 0° and 40°. Eventually, (Alsaeed et al., 2022) state that a fraction of 1 to 15% of the total Northern seasonal water ice deposits is due to the scavenging by CO₂ snowfall. With the PCM, which predicts ~2×10¹² kg (1.2×10¹² kg) of total water ice surface frost deposition in the North (South) within the year, this percentage ranges from 27 to 57% (29 to 74%) depending on the scavenging ratio (with the highest fractions corresponding to $\mathcal{R}_{\text{scav}}=100$).

Besides the already mentioned considerations on the $\mathcal{R}_{\text{scav}}$ coefficient, which is supposed constant everywhere and identical for both dust and water ice, the parametrization in itself is quite simplified compared to a microphysics scheme that would represent CO₂ ice clouds, like the one from (Määttä et al., 2022). Specifically, the forced falling of CO₂ snow within a physical timestep span (7.5 minutes), from sometimes up to 40km, is very unrealistic. Horizontal transport and sedimentation kinetics that could allow CO₂ clouds to meet sublimating conditions, or could at least modify the meridional distribution of the surface deposition (which is currently somewhat different than inferred by (Alsaeed et al., 2022)) are neglected. The influence of a CO₂ ice cloud on local convection (Colaprete et al., 2008) or the radiative transfer in the polar night (Colaprete

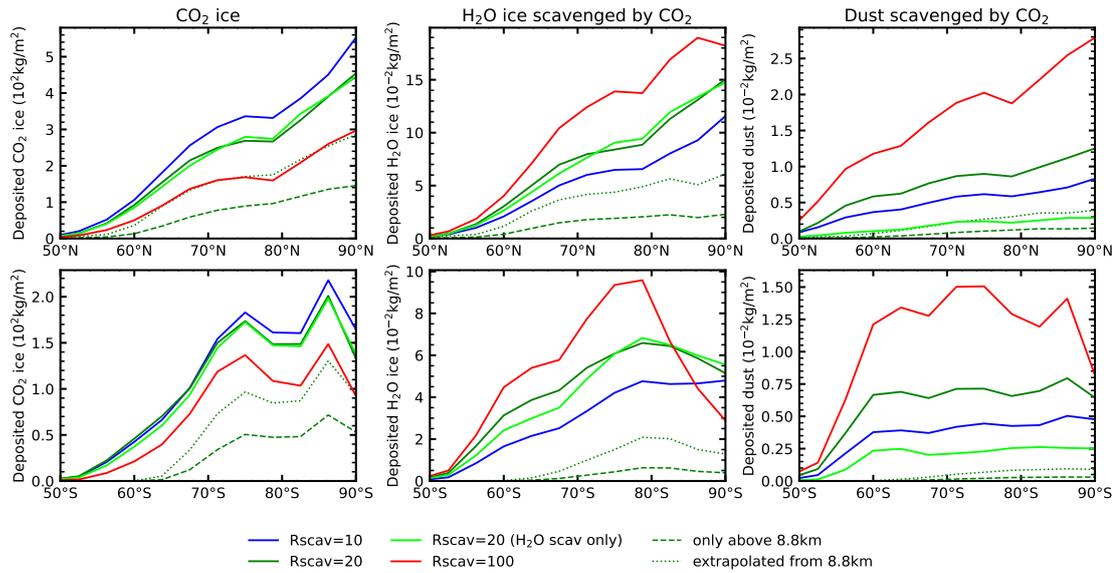


FIGURE 3.17 – Total CO₂ ice fall and aerosol scavenging per latitude (zonal mean, annual accumulation) during MY26 simulations, respectively at the North (top) and South (bottom) poles. Solid lines represent the mass that is deposited onto the surface from the whole atmospheric column, while dashed lines only account for the mass falling from above an altitude of 8.8km (plotted only for $\mathcal{R}_{\text{scav}}=20$). The dotted lines represent what would be deposited from the whole column when extrapolating the mass mixing ratio tendency due to forced falling (for CO₂ ice) or scavenging (for H₂O ice and dust) from the 8.8km level down to the surface.

et al., 2003) is also not represented. It is thus likely that the amount of water ice that is deposited at the surface by this parametrization is overestimated and constitutes an upper boundary for the CO₂-scavenged water ice budget. This process has nonetheless an indisputable effect on the global water cycle due to the RAC feedback, and motivates its representation in Martian Global Climate Models, either via simple parametrizations like this one or more complete microphysical models (Määttänen et al., 2022).

3.8 Conclusion and prospects

We have implemented four new independent physical parameterizations :

- the latent heat of ground ice sublimation. We find that, as expected, the associated energy flux over ice sublimation is in most cases negligible in our PCM, because of the low temperatures of perennial ice deposits in the polar regions and low amounts of water frost elsewhere on the planet. However, this process is relevant for paleoclimatic studies where surface ice deposits may be tens of kelvins warmer than the present-day Northern Polar Cap. Our study shows that, in the recent past of Mars, the formation of liquid water through direct melting of surface water ice at lower latitudes is inhibited by latent heat cooling.
- a temperature-dependent contact parameter for cloud nucleation in our microphysics scheme. This contact parameter strongly diminishes the opacity of water ice clouds within the polar hood, which has been a well-known defect of the PCM, while maintaining a thick-enough Aphelion Cloud Belt. The cloud-free season in the Northern polar night observed by PFS and suggested in MCS data is also predicted with the inhibition of low-temperature nucleation. This realistic behavior of nucleation is an improvement regarding the representation of supersaturated water vapor but fails to address the overestimation of water ice particle size, especially at the bottom of clouds. The origin of the bias in water ice particle size in the PCM remains elusive for now.
- a separation between frost and perennial ice, restricted to their albedo at the moment. Because of the coarse representation of the Northern Polar Cap, its seasonal behavior in the PCM does not match the observations. Tackling this issue probably requires accounting for local variations of thermophysical properties of the ice reservoirs atop the Northern polar cap, which is out of the scope of this study. Nevertheless, we show that this parameterization dampens the amplitude of the Northern sublimation peak to the observed TES values.
- the scavenging of atmospheric water ice by CO₂ ice formation and falling in the polar night. Parameterizing this process has a huge indirect impact on the global water cycle, due to the radiative polar cloud feedback. For the dust cycle, the column opacity is normalized to a daily target scenario that features very little dust in the polar night. The scavenging by CO₂ snow thus does not impact much its already low concentration. However, with the latest release of a more self-consistent dust cycle in the PCM (publication in preparation), parametrizing this process becomes all the more necessary, as it is probably one of the causes for such a low dust opacity in the observational scenario in the first place.

The development of the PCM historically consists of incremental improvements in the physics. The philosophy is to implement realistic processes with relatively simple schemes, with a low number of tunable parameters. Doing so, we do aim less for a perfect agreement with observations than for good physical comprehension of the behavior of our model. Parameters are tuned manually and independently. As illustrated in this paper, the water, dust and CO₂ components of the climate system have non-linear interactions and retroactions with one another. Any change in atmospheric water inventory, resulting from direct or indirect effects of related parameterizations, is reflected in cloud distribution which is in turn subject to radiatively active

cloud feedback. Diagnosing the interactions at work is becoming increasingly complex as the number of represented physical processes grows : numerical modeling of the Martian climate is becoming a science field in itself. We feel like that our traditional approach of manually tuning our model could strongly benefit from a complementary approach inspired by terrestrial climate modelers with machine learning tuning tools (e.g. Couvreur et al., 2021 ; Hourdin et al., 2021 ; Villefranque et al., 2021), to try and overcome the limitation of parameters being tuned independently and render how they interact. This is especially true for the water cycle, which is extremely sensitive to any input because of the strong radiatively active cloud feedback. The study of the global water cycle on Mars could thus be investigated, like in Earth communities, as an emerging property of all the individual components of the system (Brient, 2020).

Résumé du chapitre

Cette publication est une actualisation de la version de base du modèle en ce qui concerne le cycle de l'eau, par rapport à la précédente version de référence de Navarro et al., 2014. Cette précédente étude proposait un réglage qui permettait de modéliser un cycle de l'eau relativement cohérent avec les observations, en utilisant un nombre réduit de paramètres : l'albédo et l'inertie thermique de la glace d'eau en surface, le paramètre de contact de la nucléation des nuages et la variance du rayon des particules de glace dans les nuages.

Le passage d'un pas de temps d'intégration de la physique de 15 minutes à 7,5 minutes entraine un dérèglement du cycle de l'eau annuel modélisé. Les raisons pour lesquelles la résolution a été augmentée, ainsi que les conséquences sur le cycle de l'eau sont détaillées dans le chapitre suivant et donc dans la deuxième partie de cette publication.

Ici, on présente les réglages et les améliorations apportées au modèle pour obtenir à nouveau un cycle de l'eau satisfaisant à l'égard des trois principales métriques identifiées qui permettent d'évaluer la qualité des simulations par rapport aux données TES. Ces métriques sont la ceinture de nuages d'Aphélie, le pic de sublimation de la calotte polaire Nord et l'humidité aux moyennes latitudes dans la seconde partie de l'année. La diminution du pas de temps physique à 7,5 minutes opérée a pour effet d'assécher l'ensemble du cycle de l'eau annuel dans le modèle. L'effet individuel des 4 paramètres réglables du cycle de l'eau est détaillé dans Navarro et al., 2014, et permet d'intervenir à différents moments du cycle de l'eau pour jouer sur son comportement. Cependant, l'assèchement du cycle de l'eau ne peut être simplement compensé par des modifications de ces différents paramètres sans amplifier un des gros défauts du modèle : l'épaisseur des nuages polaires dans l'hémisphère d'hiver. Peu de données existent sur ces nuages qui sont difficiles à observer (pour des raisons de mécanique orbitale) mais la lisière de la "Polar Hood" observable vers 45°N autour de $L_S=250^\circ$ suggère toutefois que le modèle surestime grandement leur épaisseur optique.

On a donc remplacé le paramètre de contact dans la nucléation, auparavant décrit par un simple chiffre réglable manuellement, par une loi linéaire qui dépend de la température. Cette dépendance en température correspond à une réalité physique (le seuil d'énergie de nucléation à fournir est plus important lorsqu'il fait froid) et permet au modèle de reproduire les différentes structures nuageuses plus fidèlement qu'auparavant. Du fait du rôle important des nuages à plus haute obliquité, cette implémentation et l'amélioration conséquente du comportement du cycle de l'eau modélisé est encourageante pour les futures simulations paléoclimatiques. Deux autres paramétrisations physiques d'intérêt pour les paléoclimats sont implémentées et validées.

D'abord, la chaleur latente de sublimation de la glace, toujours omise dans les modèles en raison du très faible flux associé. On montre ici que ce flux est effectivement faible mais qu'il a tout de même un effet sur le cycle de l'eau, en raison de la sensibilité extrême des nuages dans le modèle. Il est donc nécessaire de la prendre en compte pour livrer une version acceptable du

modèle. Par ailleurs, on montre de manière préliminaire que la chaleur latente peut avoir un effet important sur certains aspects ponctuels du cycle de l'eau, et notamment sur la sublimation de dépôts de glace chauds. En fait, la prise en compte de la chaleur latente prévient la formation d'eau liquide par fonte de givre de surface dans toutes les configurations du modèle, même à plus haute obliquité³.

Ensuite, l'albédo de la glace à la surface est désormais dissocié entre la glace pérenne (qui correspond à l'emplacement de la calotte polaire Nord dans le modèle) et du givre saisonnier. En considérant que le givre saisonnier est plus brillant que la glace permanente, on arrive par le jeu du comportement local de la sublimation/recondensation à diminuer l'intensité du pic de sublimation jusqu'aux valeurs observées (un autre défaut bien connu du modèle).

En parallèle, l'implémentation et la validation du lessivage de la poussière et de la glace d'eau par la formation de nuages de CO₂ par Antoine Bierjon (sur la base d'un développement de la thèse de François Forget) sont présentées. Les résultats de cette paramétrisation sont mis en perspective avec une étude récente et affectent substantiellement le cycle de l'eau mais restent préliminaires. En effet, le cycle des poussières utilisé dans cette publication n'est pas totalement interactif et suit des scénarios préétablis : le lessivage de la poussière atmosphérique est compensé par le scénario. Mais cette paramétrisation a tout de même vocation à être utilisée avec le cycle des poussières interactif, toujours en développement et qui dépasse le cadre de cette thèse dans la mesure où la sensibilité du climat à plus haute obliquité au cycle des poussières n'est pas explorée.

Avec les trois améliorations principales et en réglant légèrement les albédos des glaces pérennes et saisonnières, on obtient notre nouvelle version de référence du cycle de l'eau. Celle-ci contient une physique plus réaliste qu'auparavant, et reproduit les principaux aspects du cycle de l'eau tels qu'observés par TES tout en améliorant les défauts connus du modèle. Une des conclusions les plus importantes est que du fait de l'effet radiatif des nuages de glace d'eau, cette version est spécifique à une résolution spatiale (64x48 colonnes dans le modèle) et temporelle (7,5 minutes pour le pas de temps d'intégration physique du modèle). Pourtant, cette nouvelle configuration avec une physique plus réaliste et un pas de temps réduit ne suffit toujours pas à produire une version stable à plus haute obliquité, qui permettrait de conduire librement nos expériences numériques⁴. Ces instabilités sont en grande partie liées au couplage entre la microphysique des nuages et le reste des éléments du climat martien, qui fait l'objet du chapitre suivant.

3. Cette enquête a fait l'objet du stage de L3 de Brunehilde Richard, encadré conjointement avec Antoine Bierjon.

4. La modélisation de nuages radiativement actifs est notoirement difficile et fastidieuse. Un extrait d'un abstract de conférence de l'équipe de Nasa Ames : "Finally, we note that the high degree of tuning that is required for even decent (not perfect) agreement with the observations is disconcerting" (Kahre et al., 2017a). : les boucles de rétroactions emballent tout le système et rendent très difficile l'obtention d'un cycle de l'eau global à la fois convergé et correct.

Chapitre 4

Discrétisation temporelle et nuages de glace d'eau

Sommaire

Préambule	90
Abstract	91
Plain Language Summary	91
4.1 Introduction	91
4.2 Adaptive sub timestep for cloud microphysics	93
4.2.1 Evaluation of the minimal number of sub timesteps Δt_{min}	94
4.2.2 Predictive criterion : potential condensation/sublimation	96
4.2.3 Optimization and quality assessment	97
4.3 Influence over the global water cycle	98
4.3.1 Tuning the water cycle in the PCM	98
4.3.2 Water ice content in the atmosphere	100
4.4 Sensitivity of the model to the timestep	101
4.4.1 Physical process coupling and sensitivity to the physical timestep . .	101
4.4.2 Influence of the temporal and vertical resolution on night-time mixed layers	103
4.5 Conclusion	105
Résumé du chapitre	106

"Mais qui est l'exemple?"

Rohff

Préambule

Même en incorporant les améliorations physiques présentées au chapitre précédent, les simulations paléoclimatiques entreprises souffraient d’instabilités numériques importantes. Ces instabilités sont connues et omniprésentes à haute obliquité, et proviennent pour partie de l’intensification de la dynamique causée par l’effet radiatif des nuages. La dissipation (voir chapitre 2.2.1) est le levier habituellement employé pour tenter d’accommoder ces instabilités, de manière totalement empirique.

Mais l’accumulation de ces instabilités alors même que réduire le pas de temps physique du modèle devrait produire l’effet inverse nous a poussé à poursuivre notre exploration du fonctionnement du modèle depuis l’ajout des nuages radiativement actifs. Un aspect crucial de la microphysique du modèle est le sous-pas de temps spécifique qui lui est affecté, consacré au calcul des différents processus indépendants qui ont parfois un temps caractéristique bien inférieur à la résolution du modèle.

Une partie de la sensibilité au pas de temps physique du modèle causée par l’effet radiatif des nuages avait été identifiée comme induite par le couplage entre la microphysique et les autres aspects du modèle. Cette sensibilité est un comportement indésirable du modèle¹ qui souligne qu’un ou plusieurs couplages entre différents compartiments du système climatique sont mal pris en compte. La thèse de Margaux Vals (Vals, 2019) a montré qu’il ne s’agit pas d’un couplage entre deux processus particuliers, mais bien l’intrication entre la microphysique, la paramétrisation de la couche limite et le transfert radiatif qui cause cette sensibilité.

Le sous-pas de temps de la microphysique avait donc été laissé tel quel, sa durée de 30 secondes dans la précédente version de référence (avec le pas de temps physique de 15 minutes) produisant un cycle de l’eau actuel satisfaisant. Mais, fort de notre nouvelle compréhension du chapitre précédent qui lie une configuration avec la résolution choisie (la résolution devient *presque* un paramètre réglable du modèle comme les autres?), nous avons mis à jour la sensibilité de nos simulations à haute obliquité à la durée du sous-pas de temps microphysique.

En effet, augmenter le sous-pas de temps microphysique assèche le cycle de l’eau et diminue les instabilités numériques dans ces simulations à haute obliquité. Mais la stabilité accrue n’est pas uniquement la conséquence du cycle de l’eau plus sec : certaines instabilités numériques avaient directement lieu au sein du sous-pas de temps microphysique.

De plus, le cycle de l’eau actuel montrait également une sensibilité au sous-pas de temps microphysique, illustrant que nous avons sous-estimé l’importance de cet aspect du modèle. Le coût numérique du sous-pas de temps étant important, nous avons décidé de développer une paramétrisation d’un sous-pas de temps adaptatif pour minimiser ce coût sans sacrifier à la fiabilité du résultat, et ainsi s’affranchir de la durée du sous-pas de temps comme équivalent de paramètre libre du modèle. Ce chapitre présente donc cette paramétrisation, son effet net par rapport à la version précédente et les ajustements nécessaires à appliquer sur les autres paramètres réglables du cycle de l’eau. Il est présenté sous la forme de la deuxième partie de la publication double dans le journal *Earth and Space Sciences*, avec pour titre *Global climate modeling of the Martian water cycle. II) The challenge of the time discretization* (J. Naar, F. Forget, A. Bierjon, M. Vals, E. Millour, M. Wolff, A. Martinez).

1. Dans la mesure où le fonctionnement du modèle est de calculer une tendance, puis de la propager au pas de temps suivant, on s’attend toujours à avoir une dépendance au pas de temps d’intégration inhérente à l’outil. Mais pas une dépendance aussi forte que présentée par la suite sur la figure 4.1!

Abstract

In a first companion paper, we described our new parametrizations and tuning setup for the physical package of the Mars Planetary Climate Model (PCM) regarding the global water cycle. In this second paper, we analyze the complex sensitivity of the modeled Martian water cycle to the temporal integration of the modeled processes.

Firstly, we find that the modeled global water cycle is sensitive to the dedicated subimestep of cloud microphysics in a subtle, by very important manner. This is due to the growth of ice crystal which can, only under specific conditions, have a characteristic timescale well below one second. In the PCM, this sometimes causes nonphysical tendencies or numerical instabilities. Here, we describe our new adaptive subimestep scheme for cloud microphysics designed to address this issue. The numerical cost is decreased compared to the previous scheme, while the increased numerical stability of the model is improved in high cloud activity regions. This is especially promising for paleoclimate simulations, in which atmospheric water vapor can be increased by more than one order of magnitude compared to the present-day value. This scheme also reduces the water-ice cloud mass loading in the atmosphere, which in turns modifies the modeled global water cycle. We find that a change in the temperature-dependence nucleation scheme presented in the first paper allows for an improved agreement of the global water cycle with TES observation.

Secondly, we find that despite the adaptive subimestep of cloud microphysics, our model remains sensitive to the general physical timestep of integration. Further analyses show that this results from the intricate coupling between the radiative effect of water-ice clouds, turbulent mixing, water-ice cloud microphysics and particle sedimentation. We could not find an efficient algorithmic way to avoid this sensitivity without strongly increasing the numerical cost of the model. This poses a challenging constraint for all Mars climate modelers.

Plain Language Summary

Global Climate Models (GCMs) have been developed and used to study the climate of Mars for decades. The core principle of the model is to approximate the planet as a grid of adjacent cells, within which the relevant physical processes governing the state of the atmosphere and surface are computed at the highest feasible frequency. The grid size and computation frequency are constrained by numerical capabilities. Some processes, such as cloud microphysics, occur on timescales so short that they must be parameterized using dedicated "subimesteps". We show that the frequency of the computations of physics, and microphysics, through Martian cloud activity, has a surprising, significant and unwanted influence on the simulated water cycle. We propose a solution to mitigate this issue, and highlight the challenges posed by time discretization in increasingly complex Martian GCMs.

4.1 Introduction

In the previous PCM version described in Navarro et al. (2014), the modeled water cycle was tuned for a 15 Martian minutes physical timestep, which was at the time a compromise between computational cost and accuracy. Sensitivity experiments showed that each of the individual modeled processes was well resolved with such a timestep, except for the cloud microphysics which required a much shorter timestep to take into account the fast coupling between nucleation, ice particle growth and the rapid evolution of saturation within one physical timestep. A microphysical "subimestep" was therefore used to compute the evolution of these processes, typically 30 times shorter than the physical timestep.

When we later explored the sensitivity of the model to the main physical timestep, we discovered that the modeled water cycle was still significantly sensitive to this timestep. Figure 4.1 shows how the increase of the temporal resolution induces a drying out of the entirety of water cycle for the previous reference settings, initially tuned for a 15 Martian minutes physical timestep.

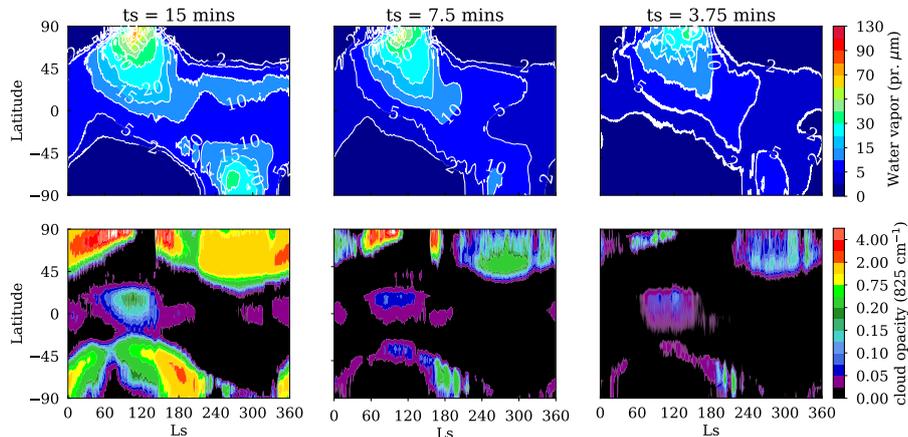


FIGURE 4.1 – Influence of the physical timestep of integration on the previous PCM version detailed in Navarro et al. (2014), using the water cycle tunable parameters summed up in table 3.1, after 10 years of simulation.

In the companion paper, Naar et al. (2023a) presented our new reference model state, which uses a 7.5 minutes physical timestep. We mentioned that reducing the physical timestep reduces the intensity of the global water cycle in the model, which we accommodated and retuned with our improved physics. Now, in this study, we investigate the reasons for the climate system’s drying out with respect to the temporal resolution, with the objective of building a model insensitive to its timestep.

In the model presented in Navarro et al. (2014), the duration of the microphysical sub timestep was prescribed using a fixed number of subdivisions of the main physical timestep. When the scheme was developed with the 15 minutes physical resolution, a sub timestep of 30 seconds (that is 30 subdivisions of 15 minutes) was validated. With the 7.5 minutes physical resolution used in Naar et al. (2023a), 30 subdivisions were kept and the sub timestep was set to 15 seconds. This was thought to be well below the typical timescales of condensation/sublimation processes. However, subsequent testing revealed that further reducing the duration of the microphysical sub timestep affects the entirety of the water cycle, as shown in figure 4.2.

In the cloud microphysical sub timestep nucleation, crystal growth and aerosol scavenging are computed sequentially. The growth of ice particles is computed with an implicit mass scheme which ensures numerical stability when the grid cell is near saturation level. However, the subsequent latent heat release is integrated using a simple explicit scheme, which causes inaccuracies or even numerical instabilities and crashes in the worst cases (high temperatures and small ice particles). This is especially true at higher obliquities where the sublimation rates are strongly increased over the Norther Polar Cap (NPC) and water ice cloud activity enhanced, with a warmer atmosphere (Madeleine et al., 2014).

The computing of the latent heat release of water condensation is a well-known difficulty in

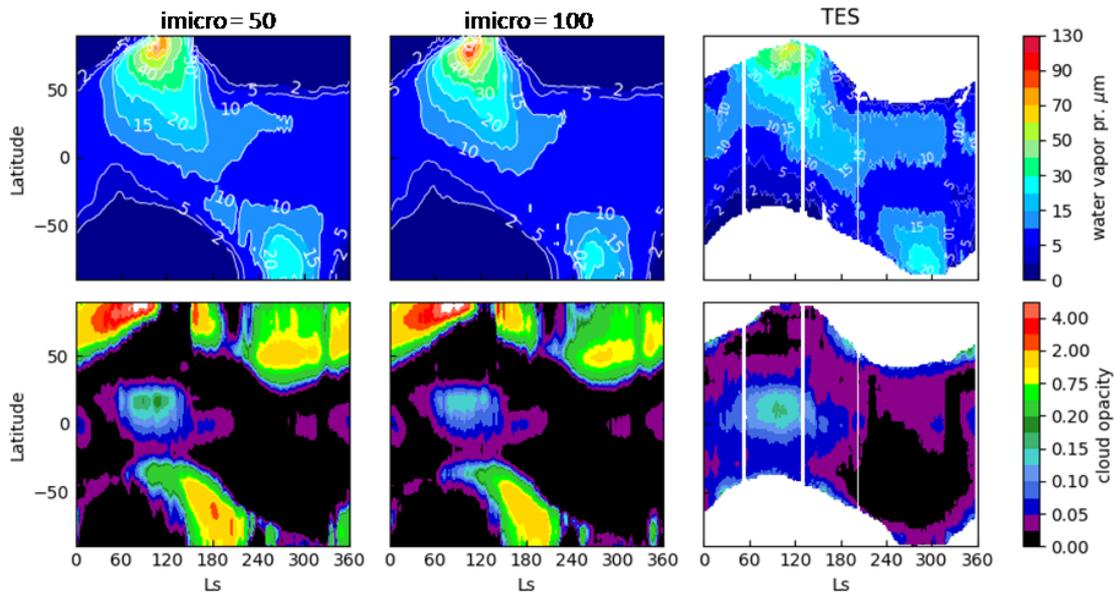


FIGURE 4.2 – Influence of the microphysical timestep of cloud microphysics on the reference PCM version detailed in Naar et al. (2023a), using the water cycle configuration summed up in table 4.12, after 10 years of simulation. The simulations are conducted with a 7.5 minutes physical timestep.

Global Climate Model (GCM) communities. Because of its non-linearity it cannot be implicitly written and iterations or sub timesteps are often used as numerical tricks. Increasing the number of sub timesteps is very expensive in terms of numerical resources. We thus have developed an adaptive sub timestep to properly solve cloud microphysics when necessary. Section 4.2 details the protocol and validation for our parameterization of this adaptive sub timestep. We present the effect on the modeling of the water cycle consecutive to our implementation in section 4.3. Finally, we address the remnant sensitivity of the model to the main physical timestep in section 4.4.

4.2 Adaptive sub timestep for cloud microphysics

The different possible “unwanted” behaviors of the microphysics scheme are visible in figure 4.3, extracted from a paleoclimatic simulation. This specific grid mesh is supersaturated, ice is condensing, and the latent heat release provokes numerical oscillations. The temperature and tracers are updated during the sub timestep both with cloud microphysics tendencies and those of other parameterizations. The latent heat release associated with crystal growth causes the model to crash if the microphysical timestep is too large ($imicro=30$ and $imicro=200$). The model produces numerical oscillations if the sub timestep is too large for the local temperature to converge but not large enough to cause nonphysical temperature ($imicro=500$). Even if the scheme converges, it is inaccurate by several kelvins ($imicro=1000$) compared to better resolved cases ($imicro=2000$). We find that increasing $imicro$ over 2000 does not change our final converged temperature.

The protocol detailed in this section aims to evaluate the minimal number of sub timesteps

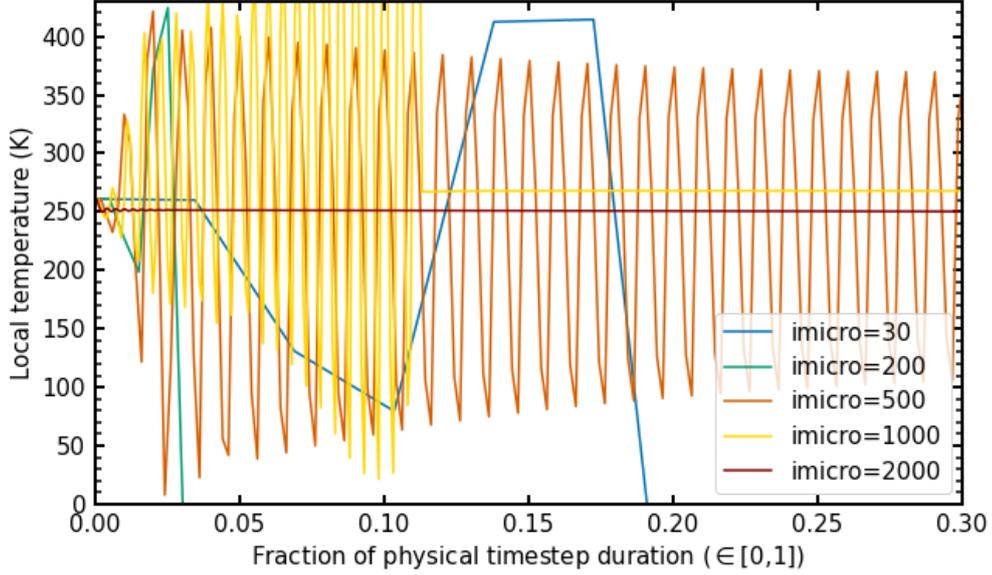


FIGURE 4.3 – Evolution of temperature during the calculation of cloud microphysics, for various durations of subimesteps. “imicro” is the number of subdivisions of the main physical timestep, which is about 7.5 minutes. The grid point being evaluated is on the edge of the Northern Polar Cap, in the first atmospheric layer of the model, at $L_S = 120^\circ$ and 35 degrees of obliquity.

needed to perform an accurate computation of cloud microphysics and avoid the oscillation. One goal is to reduce numerical computations as much as possible. We thus chose not to implement a fully adaptive subimestep with a dedicated solver scheme, like often used in atmospheric numerical modeling (e.g. Cariolle et al., 2017). Instead, we look for a predictive criterion for the minimal number of subimesteps Δt_{min} . We estimate its evolution during the main physical timestep to further reduce the number of computations.

4.2.1 Evaluation of the minimal number of subimesteps Δt_{min}

The Mars PCM uses different dust opacity scenarios as forcing to compute the dust cycle, collected from observations (Montabone et al., 2015; Montabone et al., 2020) and corresponding to different Martian Years (MY). We can also use climatological averages, with a "warm" forcing using the local maximum dust column opacity from M24-MY31 scenarios (but excluding data from both MY25 and MY28 global dust storms), and then increased by a factor of 50% (Millour et al., 2017). We conduct a benchmark simulation using the "warm" initial state extracted from the Mars Climate Database at $L_S = 90^\circ$, when NPC sublimation is strong and cloud activity is intense in the Aphelion Cloud Belt (ACB) and over Hellas crater. This benchmark simulation is performed over one main physical timestep using a fixed imicro=7000, that is a duration of the microphysical timestep of ~ 0.13 seconds.

Then, we conducted 16 additional simulations of one physical timestep, with a fixed number of imicro ranging from 5 to 6000. From our previous tests summarized by figure 4.3, we infer that the accuracy of the scheme may be assessed from the temperature difference with the benchmark

simulation. We thus set an arbitrary quality threshold of 10^{-3} K. In every grid cell, the quality of each simulation is evaluated successively from $\text{imicro}=6000$ to $\text{imicro}=5$. The minimal number of sub timestep is thus given by the first simulation showing a temperature gap with the benchmark greater than the threshold. We apply this protocol to every grid point of the model, that is $64 \times 48 \times 26 = 79872$ cells.

The majority of grid cells only require 5 sub timesteps to compute cloud microphysics (figures 4.8 and 4.4). In the lower layers of the model, the minimal number of sub timesteps is above 5 in the high latitudes, especially in the night, where cloud formation occurs with ice condensation. However, the most demanding cells are in the upper layers of the model, where cloud activity is not as intense but occurs in a supersaturated environment (figure 4.4, top panels).

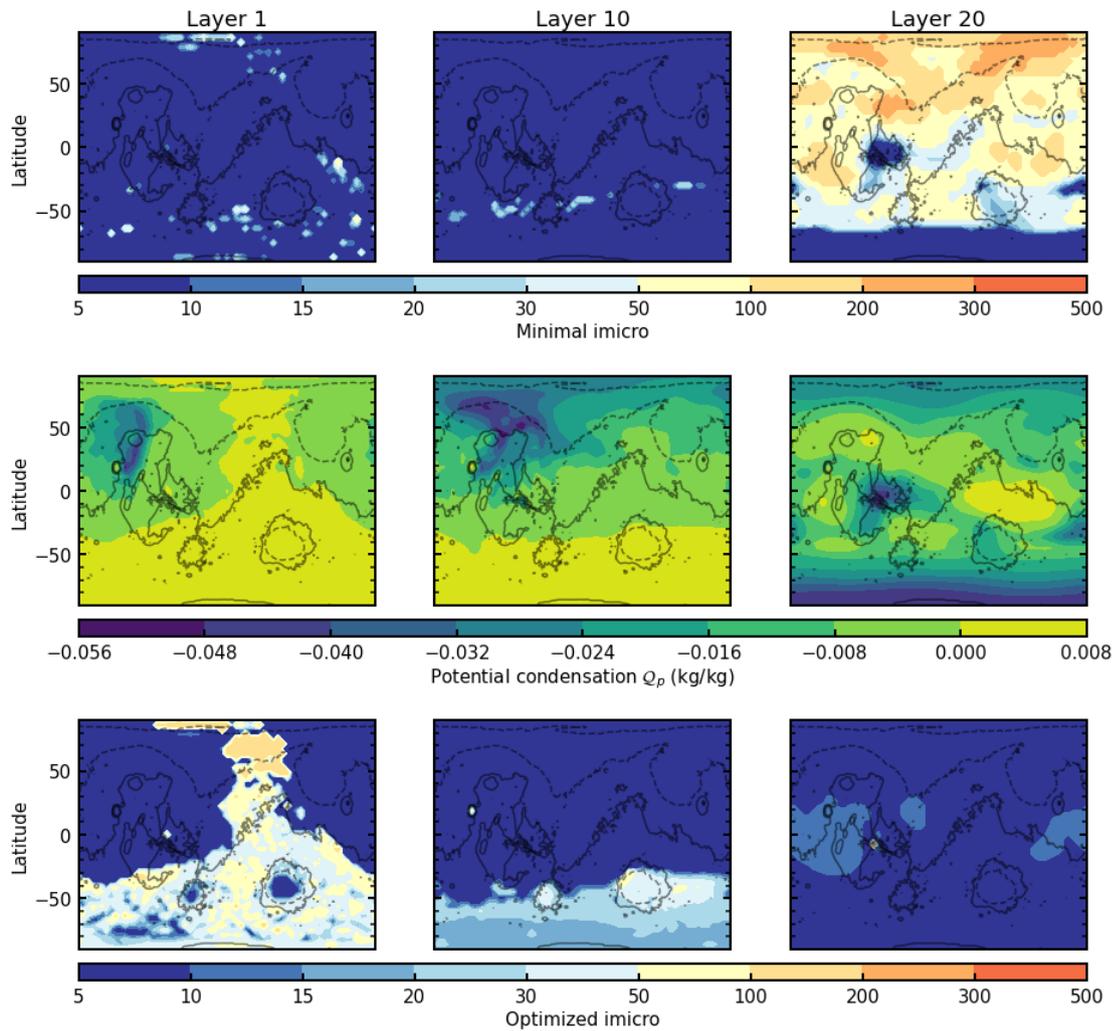


FIGURE 4.4 – Maps of the optimal number of microphysical sub timestep divisions in the PCM using the protocol detailed in the text.

Scenario	Coefficients		
		α	β
Hot	10^{-3} K	2.98922924e+10	1.70126442e+00
	10^{-2} K	1.57174823e+10	1.85273136e+00
MY26	10^{-3} K	4.04817854e+10	1.74891258e+00
	10^{-2} K	1.72198978e+10	1.88473210e+00
Obliquity 35°	10^{-3} K	1.81846504e+11	1.54550140e+00

TABLEAU 4.6 – Coefficients of the power law fits shown in figure 4.5 for the upper limit of the minimal number of subimesteps Δt_{min} to match the quality criterion in five simulations. The minimal number of timestep is computed with the potential condensation Q_p using the α and β coefficients with the function given in Eq. 4.1. We do not allow the model to compute less than 5 subimesteps or more than 10000.

4.2.2 Predictive criterion : potential condensation/sublimation

Numerous factors contribute to determining the minimal number of subimesteps : temperature, the number of available condensation nuclei, ice particle radius, pressure, saturation, i.e. all the environmental variables involved in cloud microphysics computations. While some of these criteria exhibit strong correlations, the innate nature of this coupled system of partial differential equations prevents the prediction of Δt_{min} .

However, one of the most promising criteria is the "saturation ratio". It is calculated as the ratio of partial water vapor pressure to the theoretical equilibrium of partial water vapor pressure. A saturation ratio above 1 indicates supersaturation, meaning there is more water vapor than the equilibrium value of the atmosphere. In such cases, if allowed by local environmental conditions permit (with sufficient nucleation nuclei and available energy), water vapor condenses into ice. This criterion exhibits the most pronounced dependence on the number of subimesteps.

Hence, we establish a secondary criterion related to saturation, which we refer to as "potential condensation" Q_p : it represents the total amount of water that can undergo a change of state in mass (in kg of water per kg of air). We compute the mass flux because it is proportional to the latent heat release, unlike the density flux. If the grid cell is undersaturated, the considered water is ice, which can then sublime. Conversely, if the grid cell is supersaturated, it is the water vapor that condenses and becomes relevant in the calculation. We use a conservative criterion as we take the maximum value between the instantaneous potential condensation and the one updated with the tendency coming from other physical parameterizations (for example, water being injected into the first layer in the same physical timestep through sublimation from a surface deposit).

We find that the minimal number of subimesteps Δt_{min} is upper bounded by an empirical power law function of potential condensation Q_p , as illustrated in figure 4.5 and given by equation 4.1. We conducted the protocol several more times in different initial conditions : using the standard dust scenario for MY26, and at 35° obliquity. We also tested other quality thresholds. All the experiments conducted are majored by qualitatively similar power law which are translated depending on the arbitrary threshold for temperature and the intensity of cloud microphysics. The coefficients of the power laws represented in figure 4.5 are summarized in table 4.6. The power law thus gives a conservative estimation of Δt_{min} that we use when entering the cloud microphysics computation.

$$\Delta t_{min} = \alpha Q_p^\beta \quad (4.1)$$

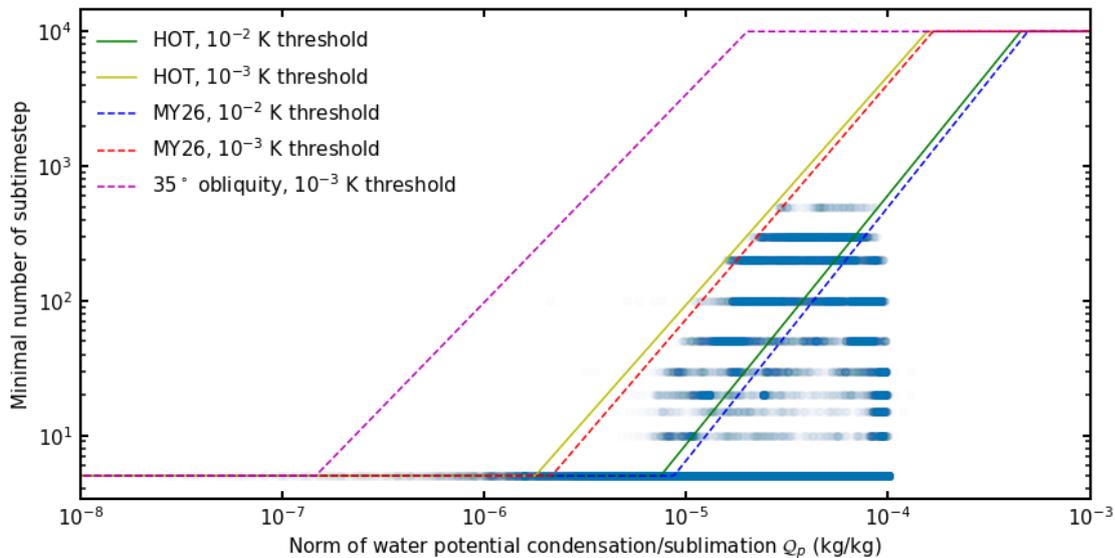


FIGURE 4.5 – Empirical relation between the minimal number of sub timestep required to reproduce the benchmark case ($n_{micro}=7000$) and the norm of potential condensation, depending on the climate scenario and arbitrary temperature threshold considered. The scenarios are snapshot simulations conducted over a single physical timestep at $L_s = 90^\circ$. The power law coefficients are summarized up in table 4.6.

4.2.3 Optimization and quality assessment

When all the potential condensation actually condenses in the mesh, the minimal number of sub timestep Δt_{min} is accurately predicted with equation 4.1. In most cases, the actual condensation, and minimal number of sub timestep actually needed, is lower. The power law gives a conservative limit to the duration of the sub timestep for which the numerical schemes have acceptable behavior depending on the potential condensation.

After the first sub timestep, we compute an estimation of the amount of water that has actually condensed/sublimated using the instantaneous water mass flux. We then extrapolate the flux rate for the remaining duration of the main physical timestep. The length of the subsequent sub timestep is computed using the same power law with the updated remaining condensation/sublimation. By doing so, we ensure the numerical stability of the scheme and considerably reduce the number of iterations in grid cells where potential condensation is strong but actual condensation is inhibited by the environmental conditions.

Figure 4.7 shows the comparison between the benchmark set up with 7000 sub timesteps and the optimized scheme for temperature, water vapor, water ice and water ice particle radius. The expected temperature and water vapor content are well reproduced with our optimization. The atmospheric water ice content is below the expected amount, especially in the mid-latitudes. This actually reveals a problem set by the use of very small timesteps. Because of the limited precision of the computer, the changes induced by a small tendencies during a very small timestep can be too small to change the previous value of the variable.

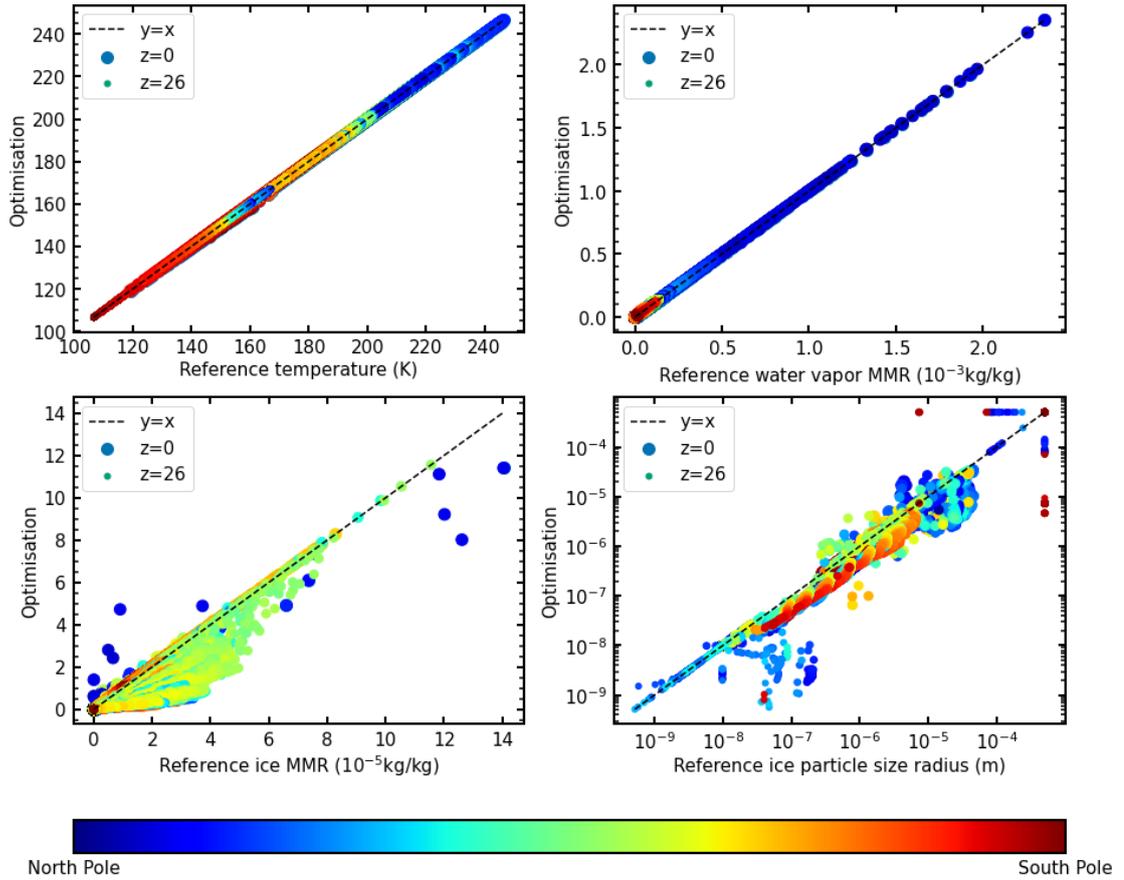


FIGURE 4.7 – Correlation between temperature and water cycle related quantities in the benchmark simulation (imicro=7000, x axis) versus the optimization we use for our adaptive timestep (y axis). Note that the radius of water-ice particles is limited to 500 microns in the PCM (bottom right panel).

4.3 Influence over the global water cycle

4.3.1 Tuning the water cycle in the PCM

Using our water-ice cloud microphysics adaptive sub timestep scheme, we conducted a 10-year simulation with the reference model presented in the companion paper (table 4.12). The corresponding zonally averaged quantities at 2 p.m. local time for column-integrated water vapor and cloud opacity are displayed in figure 4.10 (middle panels). The changes in the computations of cloud microphysics result in an intensified global water cycle. The cloud-free season over the NPC occurring around $L_s = 120^\circ$ in our reference simulation is not reproduced with the adaptive sub timestep. The Aphelion Cloud Belt is also thicker, whereas the opacity of both polar hoods remains comparable. The atmospheric water vapor content is increased in the tropics, with a slight increase in the intensity of the NPC sublimation event, already overestimated in our reference simulation. The sublimation event occurring over the Southern Polar Cap (SPC) around $L_s = 300^\circ$ is also intensified. It was thus necessary to “retune” the water cycle parameters.

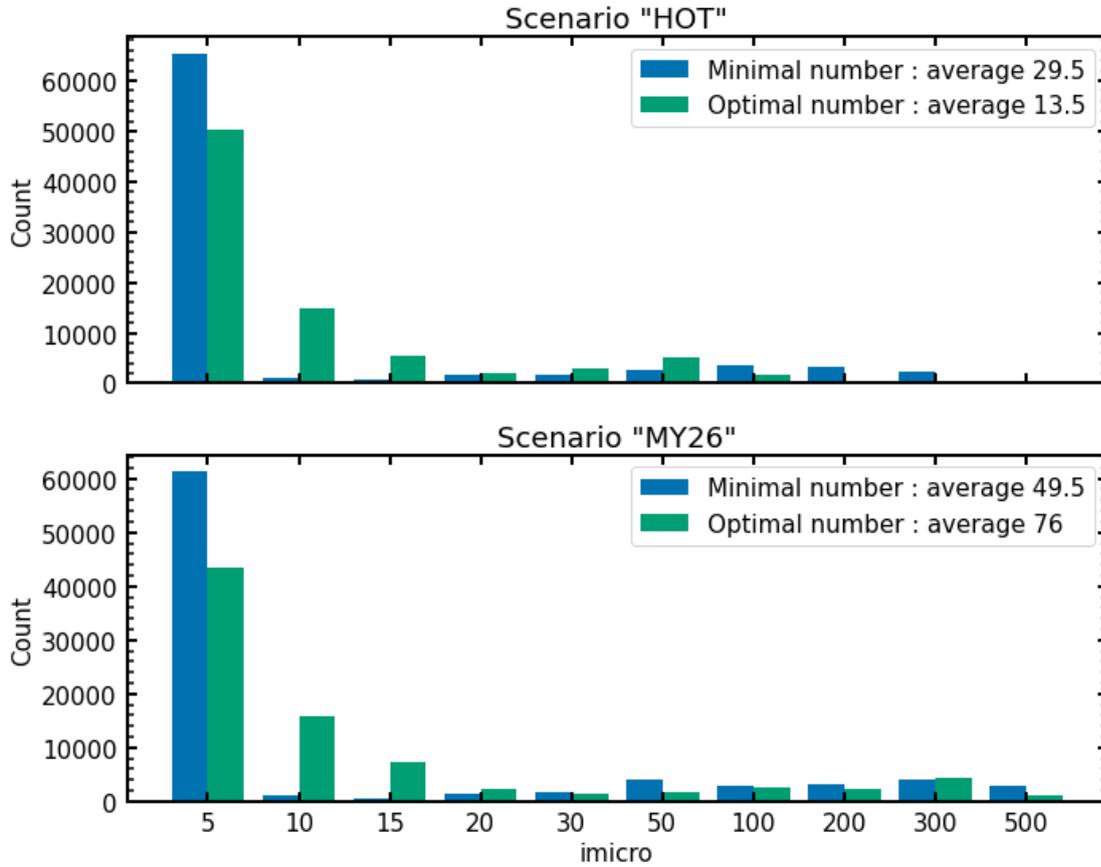


FIGURE 4.8 – Number of occurrences of minimal number of subimestep for the values prescribed in the protocol versus the values computed with the optimized scheme. The two are displayed in the histogram using the same classes but the optimized scheme actually allows for any number of subimestep between 5 and 10000. The classes encompass the closest points.

In the companion paper, we highlighted the direct and indirect influence of the contact parameter, and concluded that a temperature-dependent contact parameter improves our modeled global water cycle. Along with our new scheme, we have retested the temperature-dependence relations for the contact parameter in cloud nucleation from Määttänen et al. (2014), represented in figure 4.9. We find that the use of the hyperbolic tangeant fit corresponding to the "Mars Analog Sample - JSC" dataset best reproduces TES observations. The relation is computed as :

$$m(T) = 0.469 + ((0.972 - 0.469)\tanh(T/158.284)^{4.244}) \quad (4.2)$$

This relation was previously tested during the tuning of the physical package in the first part of this study, but we favored a simple linear relation at the time. Now, with the enhanced cloud microphysics activity, the offset between the two relations in the 160-200 K temperature range allows for good agreement between the main features of the global water cycle and TES observations. Without the need for differentiated frost and ice albedo, the sublimation event is contained to around ~ 70 precipitable microns at most. In addition, the representation of polar

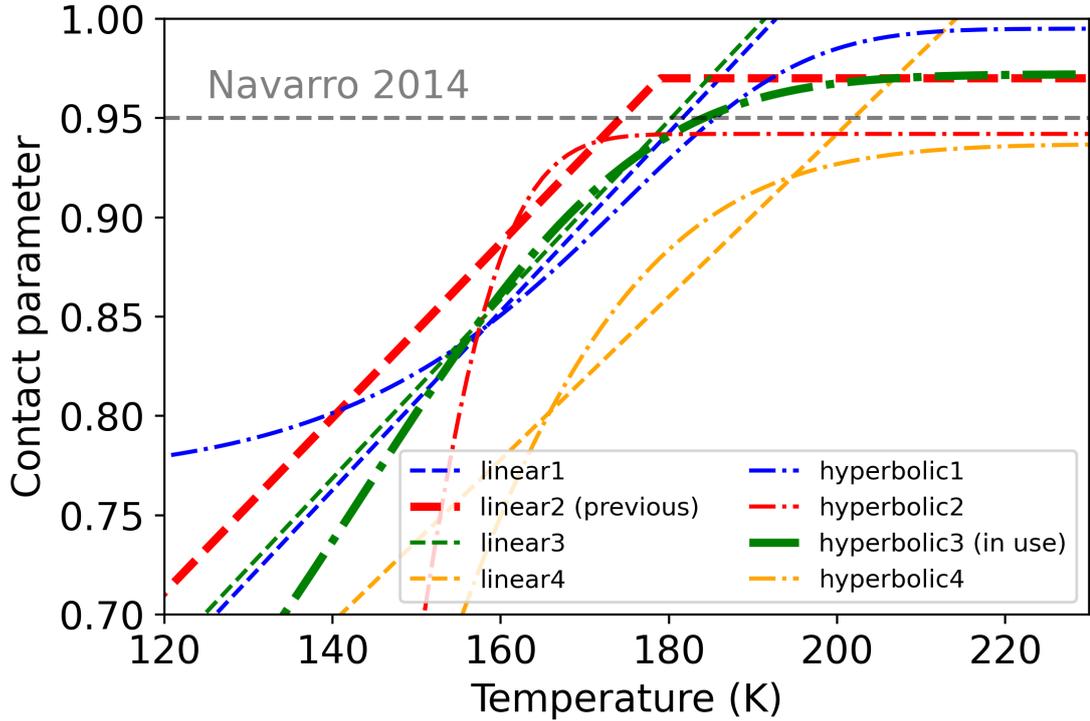


FIGURE 4.9 – Sample of possible temperature-dependence parameterization for the water contact parameter from Määttä et al. (2014). Previous linear temperature-dependent contact parameter used in the companion paper (Naar et al., 2023a) is maxed out at 0.97 in the PCM for physical realism (see table 4.12). We find that the best temperature-dependent relation with our new setup is the hyperbolic tangent highlighted in green. The constant value of 0.95 used in Navarro et al. (2014) is also displayed as a dashed gray line.

clouds is better than our previous reference simulations. The latitudinal extension of the Northern polar hood is reduced, as well as its thickness. The intensity of the Southern polar hood is also greatly diminished, apart from the Hellas cloud formation season around $L_s = 90 - 120^\circ$. This is due to the hyperbolic tangent behavior of the contact parameter relation in the low temperatures, as hypothesized in (Määttä et al., 2014). The corresponding column-integrated water vapor and cloud opacity are shown in figure 4.10 (right panels).

4.3.2 Water ice content in the atmosphere

As the adaptive scheme modifies the formation of water ice clouds, we examine the atmospheric water abundances within our new simulation with the hyperbolic tangent relation for temperature-dependent contact parameter in figure 4.11.

The newly found low cloud opacity in the polar hood is visible on the individual profile displayed. Below 20 km, the nucleation of ice particles is strongly inhibited by the lower contact parameter in this temperature range.

According to solar occultation observations from the trace gas orbiter, the Mars PCM previously underestimated the maximum altitude of clouds in the Aphelion Cloud Belt by up to

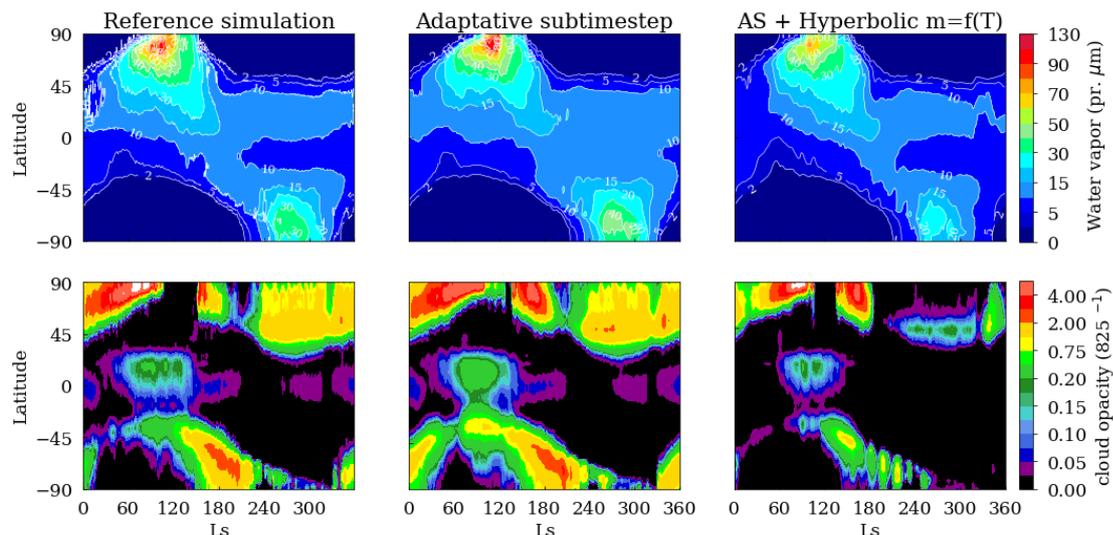


FIGURE 4.10 – Zonally averaged quantities at 2 pm local time for water vapor column in the PCM (top panels) and cloud opacity in the PCM (bottom panels). Results are shown after 10 years simulation to ensure the model reached a converged state.

Water cycle tunable parameters	Model release	
	Navarro 2014	Naar 2023
Contact parameter m	0.95	$m = \min(0.0044 * T + 0.1831, 0.97)$
Effective variance for sedimentation $\nu_{\text{eff, sed}}$	0.1	0.1
Albedo of frost and perennial ice	0.35	0.33
Thermal inertia of perennial ice ($\text{J m}^2 \text{K}^{-1} \text{s}^{-1/2}$)	800	800

TABLEAU 4.12 – Main water cycle related tunable parameters for the previous PCM release (Navarro et al., 2014) and the new reference version presented in the companion paper (Naar et al., 2021). The two release use a different timestep of integration for the computation of physics, respectively 15 minutes and 7.5 minutes.

~ 20 km (Stcherbine et al., 2022). This seems even more pronounced with the adaptive sub timestep of cloud microphysics. However, the maximal density of clouds is halved around 20 km altitude, with a corresponding increase in particle size. This once again emphasizes that the PCM water ice particle radius overestimating bias remains elusive as it has been for years (Wolff et al., 2003; Vincendon et al., 2011; Madeleine et al., 2012b; Naar et al., 2023a).

4.4 Sensitivity of the model to the timestep

4.4.1 Physical process coupling and sensitivity to the physical timestep

As explained in the introduction, with no relation to the problem of the microphysical sub timestep discussed above, we have found that the modeled water cycle is sensitive to the physical timestep used to compute the effect of all physical processes (radiative transfer, turbulent mixing, sedimentation, microphysics, etc.).

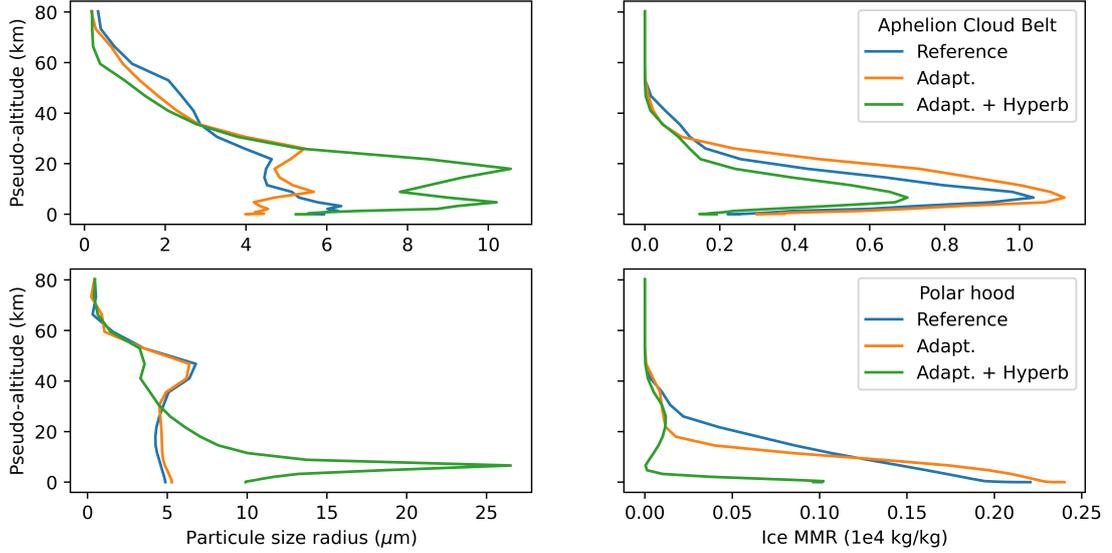


FIGURE 4.11 – Diurnal average of individual atmospheric water mass mixing ratio in the PCM in the Aphelion Cloud Belt (top right) and in the polar hood (bottom right), with corresponding weighted water ice particle radius (left). The profiles correspond respectively to $L_S=120^\circ$, latitude= 11.25° , longitude= -106.875° and $L_S=270^\circ$, latitude= 78.75° , longitude= 5.625°

Each of these physical processes has been shown to be individually well modeled using a 15 Martian minutes physical timestep. This meant that it is the coupling between the different processes that induce the sensitivity. For instance we first explored if the sedimentation of the ice particles could affect the condensation of the cloud particles within the timestep by computing the sedimentation at each microphysical sub timestep. This did not suppress the sensitivity. Ultimately we carefully explored all possible couplings between the processes affecting the water cycle, as described in figure 4.14, where we show the succession of physical parameterizations considered with the microphysics being computed separately with much smaller sub timesteps. Unfortunately, we could not identify a unique process which, once coupled with the microphysics, could explain the need for a timestep shorter than 15 minutes. Turbulent diffusion, transport by convection (transport by “thermals” or mixing by a convective “adjustment”), sedimentation are all creating a sensitivity to timestep (radiative transfer, however, appears to support the current physical time resolution without degrading the water cycle). This means that, because of the sensitivity of microphysics to the coupling with most other physical processes, we have no choice but to compute all physical processes together at the highest possible time resolution.

In practice, the different panels of figure 4.13 show that the increase in physical resolution reduces the production and persistence of water ice clouds, which in turn dampens the intensity of the water cycle. This is persistent even after we addressed the internal coupling of cloud microphysics processes, which was overlooked in the first part of this series (see figure 4.1). Year by year the system converges to a drier state because less water is sublimated from the Northern Polar Cap. Interestingly, we find that reducing the dynamical timestep itself has very little influence on the global water cycle except for enhancing polar cloud coverage. Further reducing the physical timestep of integration to 3.75 minutes in the PCM shows an additional drying out of the water cycle, though not as significant as the former.

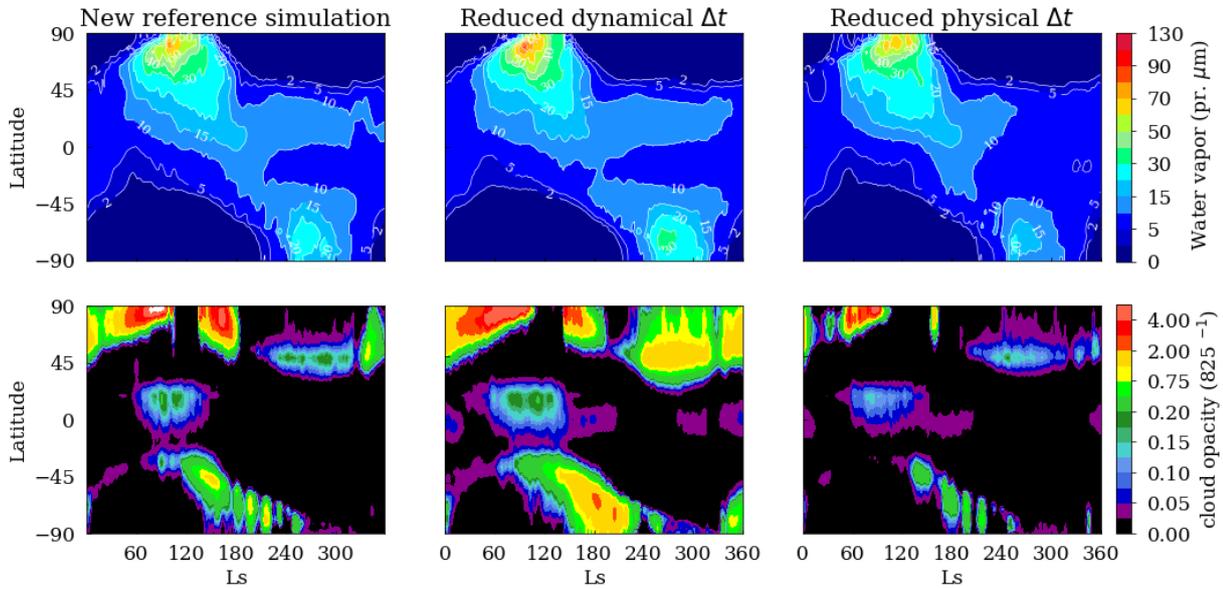


FIGURE 4.13 – Influence of the timestep of integration on the new PCM version detailed in Naar et al. (2023a), using the hyperbolic tangent temperature dependency for contact parameter and other water cycle tunable parameters summed up in table 4.12, after 10 years of simulation. The baseline simulation has a 1.5 minute dynamical timestep and a 7.5 minutes physical timestep. The second simulation (middle panels) has a 0.75 minutes dynamical timestep. The third simulation has a 3.75 physical timestep and a 0.75 dynamical timestep.

Unfortunately, reducing the physical timestep is very costly in terms of computing resources. On this basis, we settled on a new baseline physical resolution of 7.5 Martian minutes, and tuned the model parameters accordingly. This improves the behavior of the model compared to observations (as illustrated in the following section). However, as modelers, we find this compromise less-than-ideal.

4.4.2 Influence of the temporal and vertical resolution on night-time mixed layers

One shortcoming of the previous PCM version was the inability to reproduce the thermal structure of the cloudiest atmosphere at night. This local effect had been identified in radio-occultation measurements by Hinson et al. (2014). It shows as systematic occurrences of a constant potential temperature layer within night-time clouds, appearing in the tropical regions during the early summer of the Northern Hemisphere, revealing that mixing and convection are active there. These convective layers require the activation of mixing processes typically extending over a range varying from 2 to 8 km and located at altitudes (above the surface) ~ 5 to 10 km, and at local times 2-3 :00 am. Using the mesoscale version of the PCM, with a 30 km horizontal and 750 m vertical resolution, Spiga et al. (2017) were able to reproduce the observed night-time mixing layers. They showed that the radiative effect of clouds is responsible for the appearance of the nocturnal mixing layers (NML) : night-time water ice clouds cool down the atmosphere, which creates a negative buoyancy force driving a convective cell within the clouds. This convective cell in turn causes the decrease in the potential temperature gradient. This result

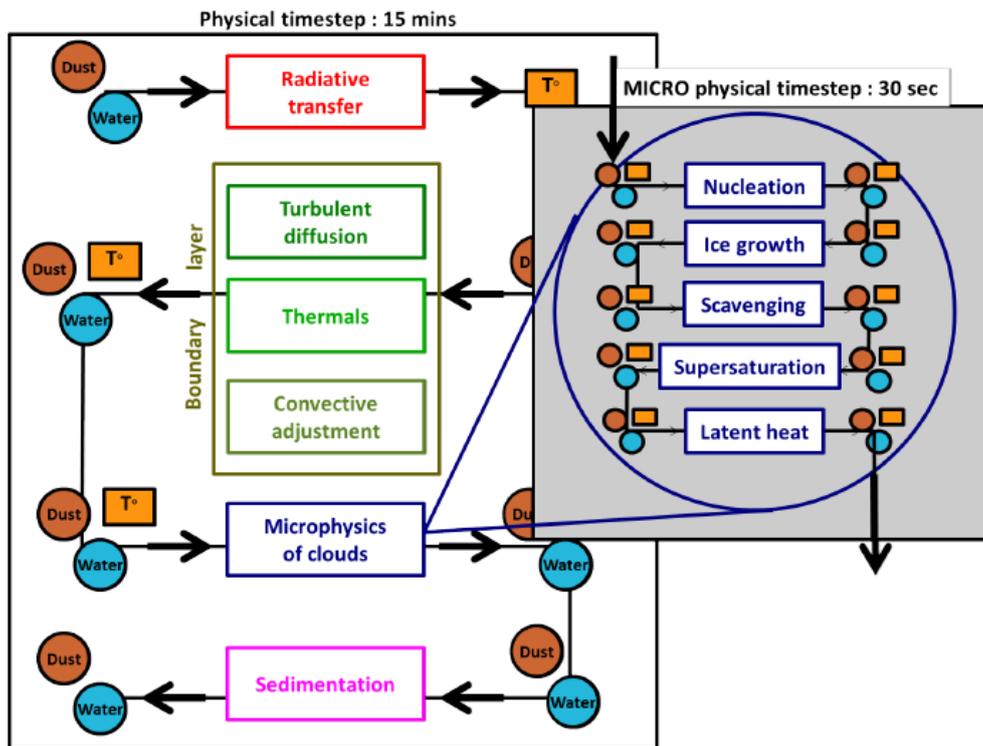


FIGURE 4.14 – Schematic view of the successive physical parameterizations within the physical timestep of the Mars PCM involved in the water cycle.

was recently confirmed by Hinson et al. (2022).

Although the Mars PCM uses the same parameterization as in the mesoscale version, it had not been able to reproduce the observed temperature inversions in the typical locations. What could be the difference? Vertical and horizontal resolution? Temporal resolution? Unexpectedly, after many numerical experiments, we discovered that when using the shorter 7.5 Martian minutes physical timestep instead of 15 minutes, the increase in temporal resolution was sufficient for the radiative effect of clouds to allow the appearance of clear NML below the clouds, like that detected in radio occultation measurements, and shown in figure 4.15.

We also explored the sensitivity of this process to an increase in the vertical resolution. The Mars PCM was typically computed with 49 vertical levels, unequally distributed from the surface to the exobase near ~ 250 km. The resolution was around 10 to 500 m close to the surface to resolve the boundary layer, before increasing with altitude up to the top of the atmosphere : ~ 2 km near 10km and ~ 4 km near 30km altitude. In order to properly resolve the details of the troposphere where mixing layers typically appear, we constructed a new vertical resolution of 73 levels from the surface to the exobase, with a finer resolution of ~ 1 km near 10 km and ~ 2 km near 30 km altitude. We found similar results than with the coarser resolution as shown in figure 4.15. Note that our team previously reported that the increased resolution allowed for accurate modeling of this specific thermal structure in the atmosphere (Vals et al., 2018), but we now understand that it was the shorter physical timestep used then that was the actual reason for this results. In fact, the improvement of vertical sampling has little effect on the global features

of the water cycle (not shown). All the results presented in this series of papers use the standard vertical resolution.

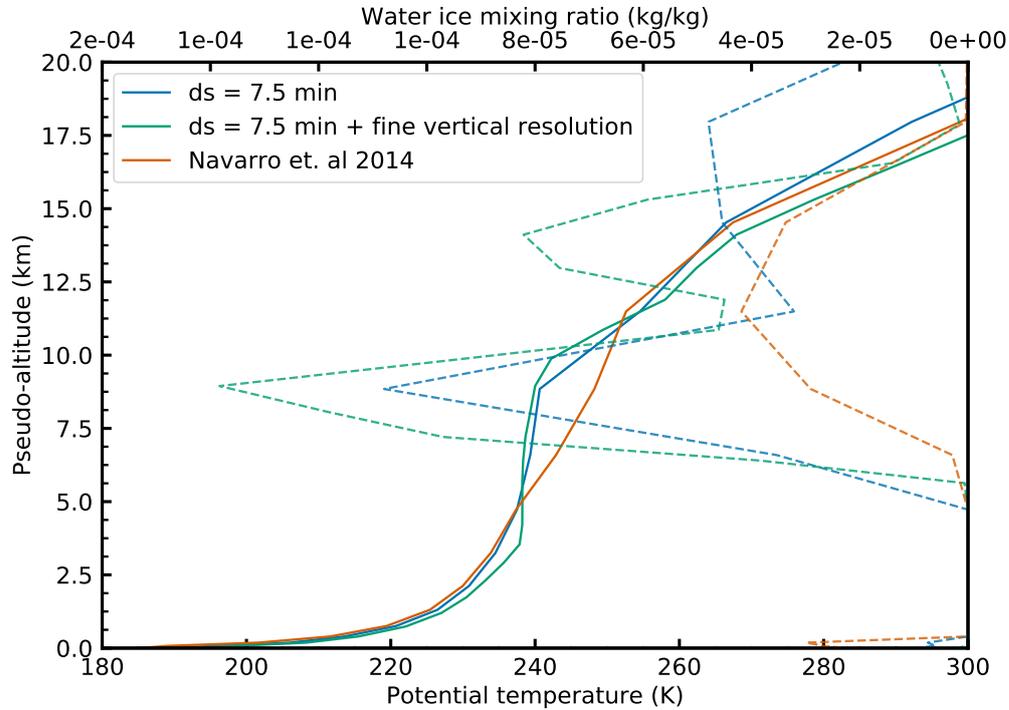


FIGURE 4.15 – Potential temperature profiles inside clouds at radio-occultations locations examined by Spiga et al. (2017), for different PCM settings.

4.5 Conclusion

In this paper, we have addressed the sensitivity of the global water cycle to the time discretization of the PCM.

We have identified that this is partly due to the internal processes of cloud microphysics, which are computed within a dedicated sub timestep. Under specific near-saturated conditions, the coupling of nucleation and particle size evolution needs a much finer physical resolution than previously expected. In order to minimize the corresponding computing cost, we have designed an adaptive sub timestep scheme.

We implemented this adaptive sub timestep for cloud microphysics in the Mars PCM and describe its effect on the global water cycle. We had to adjust some of the tunable parameters to reproduce the key features of the global water cycle. With a more complicated but more realistic depiction of the temperature-dependence of the contact parameter, we find a new configuration of the model, which allows good agreement with TES data as well as a further reduced cloud polar hood.

Regrettably, the sensitivity on the model to the physical timestep is not solely dependent of

the microphysical processes couplings. Additional investigations show that turbulent diffusion, convection and ice sedimentation are also closely intricated with cloud microphysics, causing this sensitivity. Interestingly enough, the radiative effect of water-ice clouds has the lowest sensitivity to the temporal resolution among all the individual processes involved.

Any small changes in cloud distribution have retroactions with the whole climate system because of the retroactions of the radiative effect of clouds. Radiatively active clouds are thus notoriously difficult to simulate in Martian Global Climate Models, both because the models are very hard to tune "manually" and because computing the processes involved is quite challenging in itself (Navarro et al., 2014 ; Kahre et al., 2017b ; Kahre et al., 2017a ; Haberle et al., 2019). RACs are even more important in paleoclimatic studies where their influence over climate is thought to be much stronger than present-day, because of the much wetter climate system (Haberle et al., 2011 ; Madeleine et al., 2012a ; Madeleine et al., 2014). The adaptive subimestep of cloud microphysics alleviates some of this difficulty in the PCM and offers promising prospects for the modeling of radiatively active clouds at higher obliquities.

Résumé du chapitre

Cette seconde publication est la poursuite directe de celle présentée au chapitre suivant. Dans cette dernière, on a présenté les paramétrisations physiques nécessaires à prendre en compte pour modéliser fidèlement, de manière plus réaliste que les précédentes études sur le sujet, le climat martien et plus particulièrement le cycle de l'eau à haute obliquité. Dans ce chapitre, on a montré que le modèle présente une insuffisance structurelle importante : son extrême sensibilité à la durée du pas de temps physique que l'on a choisi.

Cet aspect du modèle a été longuement étudié au cours de la thèse de Margaux Vals et ce chapitre s'appuie sur ses conclusions : cette sensibilité est due au couplage des différents processus physiques dans le modèle. Plus précisément, ce n'est pas le couplage entre deux ou plusieurs processus spécifiques mais bien l'intrication de plusieurs paramétrisations du climat qui est à l'origine de ce comportement : la microphysique des nuages, la paramétrisation de la couche limite, le transfert radiatif et la sédimentation. Le fait de réduire au maximum de nos capacités numériques la durée du pas de temps physique d'intégration montre que le cycle de l'eau modélisé converge, un comportement sain dans le modèle, mais aucun moyen simple n'a été trouvé pour aller vers cette convergence sans augmenter drastiquement le coût des calculs, qui devient alors beaucoup trop important pour les capacités de l'équipe.

À partir de ce constat, on a montré dans ce chapitre qu'une partie de cette sensibilité provient directement de la microphysique et du couplage interne des différents processus de nucléation, croissance des cristaux et lessivage. En cause, les oscillations numériques provoquées par la prise en compte de la chaleur latente lorsque l'évolution des conditions locales est proche de la saturation au cours du sous-pas de temps microphysique. Cette faiblesse est rédhitoire à plus haute obliquité, et insoupçonnée dans le climat actuel malgré son fort effet sur le cycle de l'eau annuel. En réponse, on a développé, implémenté et validé une paramétrisation semi-empirique qui permet de calculer la durée optimale du sous-pas de temps en fonction des conditions thermodynamiques locales.

L'ajout de cette paramétrisation nécessite à nouveau des réglages des différents paramètres libres du cycle de l'eau. On montre que changer la relation de dépendance en température du paramètre de contact de la microphysique d'une loi linéaire vers une loi de tangente hyperbolique, recommandée par les auteurs de l'étude utilisée pour son réalisme physique (Määttänen et al., 2014), permet sans trop de réglages d'obtenir un cycle de l'eau annuel de référence encore meilleure qu'au chapitre précédent. L'amélioration de la qualité du modèle par rapport

aux observations allant de pair avec l'augmentation du réalisme physique du modèle, ainsi que l'identification et la résolution de défauts importants, nous permet à présent d'envisager plus sereinement encore les prochaines simulations à haute obliquité, qui font l'objet du chapitre suivant.

Chapitre 5

Simulations paléoclimatiques et stabilité de la glace en dehors des régions polaires

Sommaire

Préambule	110
5.1 Paramétrisations de référence pour les paléoclimats	110
5.1.1 Le cycle des poussières	110
5.1.2 Les paramètres orbitaux	111
5.2 Le dernier âge glaciaire martien	112
5.2.1 Le cycle de l'eau à 30° d'obliquité	112
5.2.2 L'effet radiatif des nuages de glace d'eau	115
5.2.3 Accumulation de la glace en dehors des régions polaires : rétroaction de l'albédo du givre	115
5.3 Exploration des autres climats de haute obliquité	118
5.3.1 Simulations à 35° d'obliquité	119
5.3.2 La rétroaction de l'inertie thermique des dépôts de glace	121
5.3.3 Divergence des simulations	121
5.4 Cycle du CO₂ et de la pression atmosphérique	122
5.5 Eau liquide et chaleur latente	122
5.6 L'effet radiatif de la vapeur d'eau	124
Conclusion	127

Tu sais, Brice...

Il ne faut pas confondre rêver sa vie et vivre ses rêves. C'est cette différence qui fera de toi un homme.

Vision de Bodhi, *Brice de Nice* (2005)

Préambule

Des simulations paléoclimatiques ont été conduites tout au long de la thèse. Les résultats, mais aussi l'absence de résultat de ces simulations ont souvent indirectement guidé les développements du modèle, présentés dans les deux précédents chapitres. C'est le cas par exemple du schéma numérique de calcul pour la chaleur latente de la glace (chapitre 3). Le couplage des processus de la microphysique des nuages s'est révélé particulièrement problématique dans les simulations à haute obliquité, et l'implémentation du sous-pas de temps adaptatif comprend des coefficients adaptés à ces régimes (chapitre 4).

Néanmoins, certains résultats qualitatifs avaient été obtenus avant que les versions de référence du modèle et du cycle de l'eau ne soient finalisées. En particulier, le climat de Mars à 35° d'obliquité et avec une longitude solaire du périhélie de 270° avait déjà été décrit et discuté avec la communauté martienne pendant plusieurs conférences (Naar et al., 2020; Naar et al., 2023b).

Dans ce chapitre, je présente les principaux résultats obtenus avec la toute dernière version du modèle, dont les changements relatifs au cycle de l'eau sont décrits dans les chapitres 3 et 4. Il s'agit d'une étude en cours, mais qui présente déjà des résultats inédits et importants pour l'étude des climats martiens récents à plus haute obliquité.

5.1 Paramétrisations de référence pour les paléoclimats

L'ensemble des simulations présentées dans le présent chapitre incluent les diverses implémentations présentées dans les deux chapitres précédents.

- La chaleur latente de la sublimation/condensation de la glace au sol. On a montré dans le chapitre 3 que son effet est minime dans le climat de Mars actuel, mais qu'il augmente fortement avec la température des dépôts de glace. Son effet sur la sublimation de la calotte polaire Nord reste à quantifier, ainsi que sur la sublimation du givre saisonnier aux hautes et moyennes latitudes.
- Le sous-pas de temps adaptatif de la microphysique des nuages de glace d'eau. Les simulations préliminaires qui ont conduit au développement de cette paramétrisation, détaillée dans le chapitre 4, suggèrent que le modèle est particulièrement sensible au couplage entre la nucléation, la croissance des grains et l'évolution de la saturation de la vapeur d'eau. Le sous-pas de temps adaptatif permet de résoudre finement ce couplage et ainsi d'alléger cette contrainte sur le modèle.
- Le paramètre de contact variable en fonction de la température. Le formalisme développé par (Montmessin et al., 2002) et présenté au chapitre 2 fait intervenir cet angle théorique dans le calcul de la nucléation de la glace. Ce paramètre est étroitement lié au sous-pas de temps microphysique et la formulation adaptée par la suite est celle de la dernière simulation de référence présentée au chapitre 4 (voir table 4.12).

Pour être utilisé dans des simulations paléoclimatiques, il convient de définir les hypothèses de travail du modèle sur les compartiments qui ne sont pas auto-consistants. C'est le cas en particulier du cycle des poussières.

5.1.1 Le cycle des poussières

Dans les simulations du climat martien actuel, le cycle des poussières est forcé et encadré dans le modèle par une relaxation vers une opacité de colonne intégrée, catégorisée en fonction de scénarios issus des observations qui correspondent aux années martiennes connues (Montabone et al., 2015). La mise au point d'un cycle des poussières auto-consistant est l'un des grands défis

de la modélisation du climat martien actuel, séparé du cycle de l'eau. Dans ce chapitre, pour l'étude des paléoclimats, en l'absence de contrainte pouvant servir de forçage dans les modèles, on utilise dans toutes les simulations une opacité de poussière constante typique de la saison claire ("clear sky conditions" dans les publications qui utilisent cette même hypothèse de travail). La profondeur optique de la poussière dans le visible est fixée à 0,2 à la pression de référence de 610 Pa.

5.1.2 Les paramètres orbitaux

Les évaluations des taux de cratérisation estiment l'âge des dernières périodes glaciaires à moins d'un million d'années, voire il y a quelques centaines de milliers d'années à peine (Kreslavsky et al., 2006). Les paramètres orbitaux qui correspondent au dernier million d'années sont tracés dans la figure 5.1. On voit que l'obliquité de Mars est relativement fixe depuis 400 000 ans. Elle a connu auparavant une montée à environ 30° , précédée de plusieurs cycles de montée/descente d'obliquité entre 15 et 35° , de période environ $\sim 0,13$ million d'années.

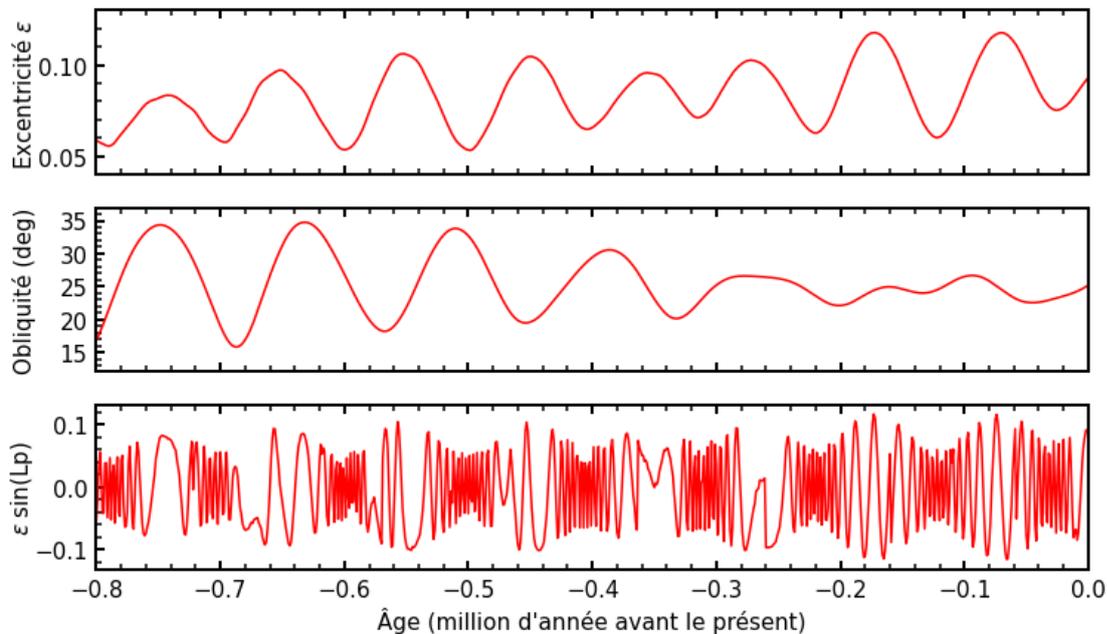


FIGURE 5.1 – Les variations des principaux paramètres orbitaux martiens qui ont un effet attendu sur le climat, au cours du dernier million d'années. La dernière variation majeure d'obliquité (le paramètre a priori dominant) a eu lieu il y a environ 400 000 ans, ce qui correspond à une excentricité de 0,08 et à un large spectre de longitude solaire du périhélie. Les variations du périhélie ne sont pas représentées directement, car le produit $\epsilon \sin(Lp)$ décrit le véritable rôle de ses variations sur le climat².

L'excentricité qui correspond au dernier changement majeur d'obliquité, il y a environ 400 000 ans, est d'environ 0,08 (la valeur actuelle est de 0,093). La fréquence des variations de la longitude solaire du périhélie sont d'environ $\sim 0,13$ million d'années, mais cet effet qui accentue l'asymétrie des hémisphères ne rentre en jeu que si l'orbite de Mars est excentrique.

Les paramètres orbitaux prescrits dans les simulations ont été choisis pour tenter d'explorer

les conséquences de leurs variations sur les climats modélisés à plus haute obliquité. Pour cela, on a choisi d'échantillonner les conditions dont l'âge coïncide particulièrement avec l'âge supposé de la mise en place de la dernière occurrence du "Latitude-Dependent Mantle".

5.2 Le dernier âge glaciaire martien

Dans cette section, on analyse les simulations qui correspondent à l'épisode le plus récent de basculement d'obliquité vers 30° . Ces simulations sont conduites à partir d'un état standard du climat actuel, convergé, auquel on applique brutalement un changement de paramètres orbitaux. Les simulations sont ensuite répétées pendant plusieurs années pour s'assurer que le climat simulé a atteint un état stable.

5.2.1 Le cycle de l'eau à 30° d'obliquité

Le protocole pour ces expériences a consisté à initier une première simulation à 30° d'obliquité avec une excentricité nulle, donc dans laquelle la longitude solaire du périhélie n'a pas d'effet. Une fois les premières années complétées et après avoir constaté que la simulation semble stable, deux nouvelles simulations avec une excentricité de 0,08 et des longitudes solaires du périhélie de 270° et 90° sont démarrées à partir de la première. Les résultats présentés ci-dessous sont ceux après 10 années de simulation.

Dans nos trois simulations, la sublimation de la calotte polaire Nord est augmentée par l'accroissement de l'obliquité et l'augmentation du flux solaire incident au pôle qui en résulte autour du solstice d'été. Le surplus de glace d'eau ainsi mobilisé par le système climatique martien forme des nuages qui provoquent un réchauffement de l'atmosphère et augmente ainsi sa capacité de stockage de la vapeur d'eau. Le contenu en vapeur et en glace d'eau dans l'atmosphère est augmenté d'environ un ordre de grandeur par rapport à l'actuel, considérant sa valeur typique de $\sim 10\text{-}20$ microns précipitables. Ce chiffre est modulé en fonction de la longitude solaire du périhélie : plus le flux solaire incident est fort au cours de la saison de la sublimation et plus le climat résultant est humide.

L'analyse du contenu moyen global de vapeur d'eau des trois simulations, représenté dans la figure 5.2, nous renseigne sur l'équilibre éventuel du cycle de l'eau. La simulation avec excentricité nulle (nommée plus bas " $L_S(P)=0^\circ$ ") semble bien convergée : le comportement saisonnier du cycle de l'eau se répète d'année en année. La simulation $L_S(P)=270^\circ$, initialisée quelques années avant à partir de celle-ci, s'assèche chaque année : la sublimation de la calotte est tous les étés nord un peu moins forte que l'année précédente, du fait du changement de longitude solaire du périhélie. La vapeur d'eau est petit à petit extraite de l'atmosphère martienne et se recondense dans les régions polaires. Dans ces deux simulations, le cycle de l'eau présente les grandes caractéristiques classiques du cycle de l'eau actuel, mais intensifiées. Le cycle de l'eau est fermé : en termes de bilan annuel net, la calotte polaire Nord est neutre ($L_S(P)=0^\circ$) ou légèrement excédentaire ($L_S(P)=270^\circ$).

La simulation $L_S(P)=90^\circ$ est différente : la calotte polaire Nord est très déficitaire d'année en année, et le cycle de l'eau est en transition vers un état encore plus intense. Le surplus d'eau sublimée n'est pas évacué suffisamment rapidement de la région polaire, en dépit de l'intensification de la circulation méridionale. Contrairement au climat actuel et aux autres simulations à haute obliquité, les nuages commencent à s'accumuler au-dessus de la calotte entre $L_S=60^\circ$ et $L_S=120^\circ$. Ce point est discuté plus en détail dans le paragraphe 5.3.3.

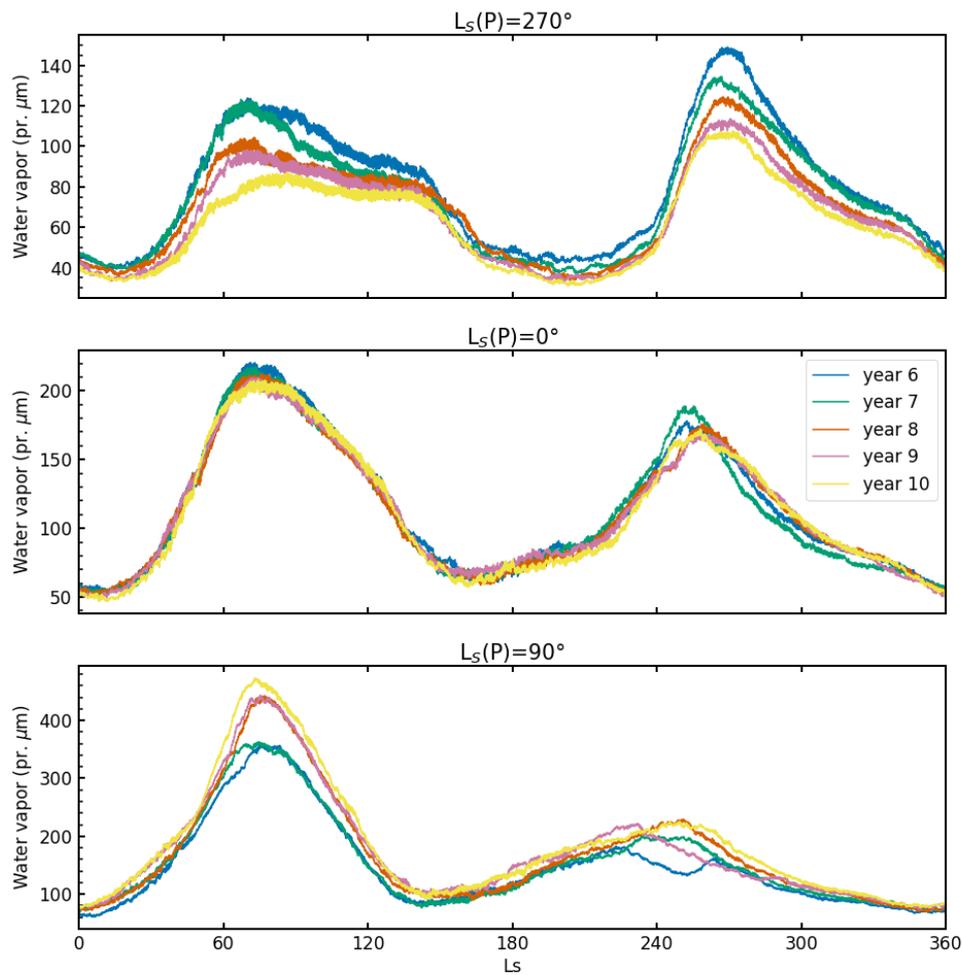


FIGURE 5.2 – Évolution de la quantité moyenne globale de vapeur d'eau dans l'atmosphère pour les 5 dernières années de simulation des trois expériences à 30° d'obliquité avec $L_S(P)=(270^\circ, 0^\circ, 90^\circ)$. Les simulations sont conduites pendant 10 ans à partir de quelques années de simulations de " $L_S(P)=0^\circ$ " (orbite circulaire), qui semble bien désormais avoir atteint un état d'équilibre. La simulation $L_S(P)=270^\circ$ se dirige progressivement vers un état plus sec, contrairement à l'expérience $L_S(P)=(90^\circ)$ qui s'humidifie chaque année.

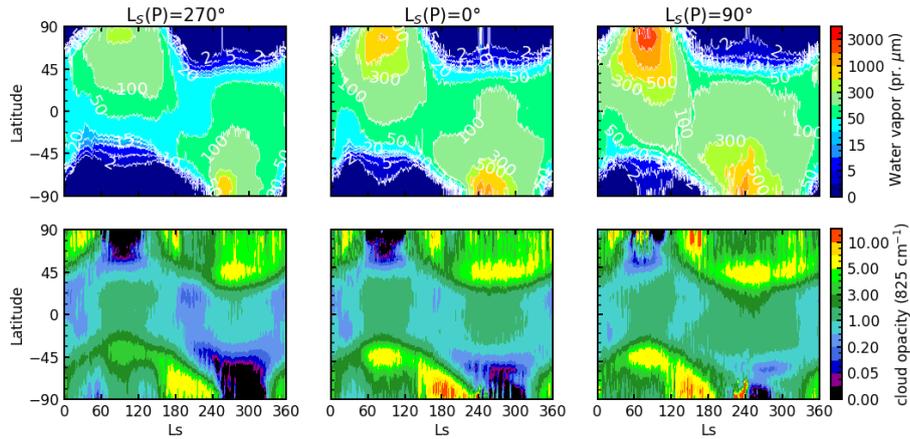


FIGURE 5.3 – Évolution de la quantité moyenne globale de vapeur d'eau dans l'atmosphère pour les 5 dernières années de simulation des trois expériences à 30° d'obliquité avec $L_S(P)=(270^\circ, 0^\circ, 90^\circ)$. Les simulations sont conduites pendant 10 ans à partir de quelques années de simulations de $L_S(P)=0^\circ$ (orbite circulaire), qui semble bien désormais avoir atteint un état d'équilibre. La simulation $L_S(P)=270^\circ$ se dirige progressivement vers un état plus sec, contrairement à l'expérience $L_S(P)=90^\circ$ qui s'humidifie chaque année (voir figure 5.3).

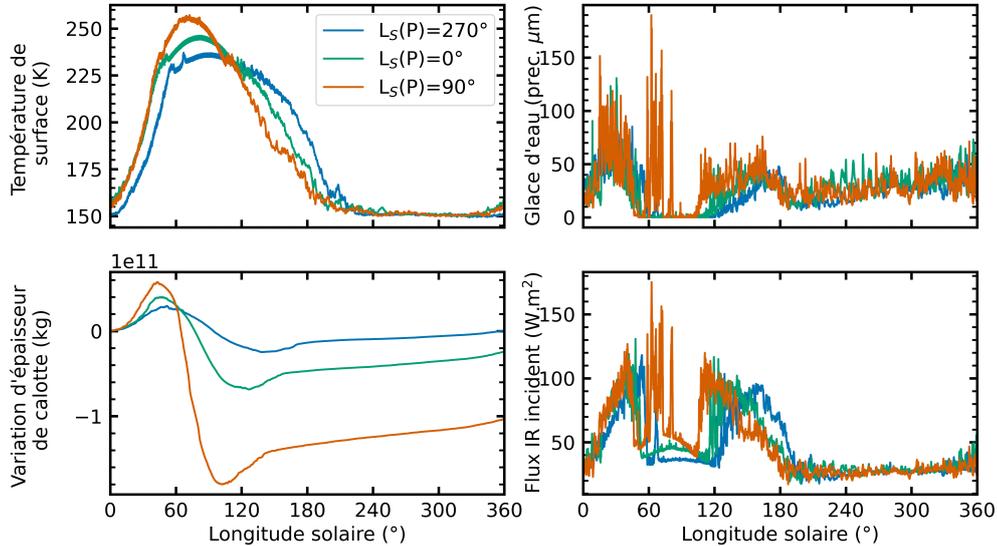


FIGURE 5.4 – Évolution annuelle de la température de surface et de la masse d'eau de la calotte polaire Nord, ainsi que de la quantité de nuages présents et de leur effet radiatif direct. La dixième année des trois simulations à 30° d'obliquité et $L_S(P)=(270^\circ, 0^\circ, 90^\circ)$ est représentée.

5.2.2 L'effet radiatif des nuages de glace d'eau

Les études historiques qui caractérisent le climat de Mars à l'aide de GCM ne modélisent pas l'effet radiatif des nuages de glace d'eau (Mischna et al., 2003 ; Levrard et al., 2004 ; Forget et al., 2006). Les enjeux de ces études ne sont pas uniquement de caractériser la circulation générale et l'atmosphère à plus haute obliquité, mais aussi de servir de base pour les autres communautés martiennes qui cherchent à caractériser la surface et l'évolution de Mars. La température de surface en particulier est une variable prépondérante pour les géologues et géomorphologues, susceptible d'être grandement affectée par l'effet radiatif des nuages. Pour s'en assurer, on simule le cycle de l'eau dans les mêmes configurations orbitales mais sans l'effet radiatif des nuages, à l'image des études précédentes.

La figure 5.5 présente dans un premier temps le couvert nuageux de ces simulations avec et sans cet effet, une fois les simulations convergées. Les climats modélisés sont qualitativement différents : sans nuages radiativement actifs (figure 5.5, deuxième rangée), la formation de nuages polaires est presque totalement inhibée. Pendant l'été, la sublimation de la calotte Nord est entravée par l'effet d'écrantage des premiers nuages. Sans leur effet radiatif, la circulation méridionale est ralentie et l'air humide est exporté moins efficacement au Sud. Année après année, le cycle de l'eau et la circulation générale s'amenuisent. L'eau reste confinée dans les régions de moyennes latitudes, où les dépôts hivernaux de givre peuvent être mobilisés à l'été suivant. À l'inverse, dans les simulations avec nuages radiativement actifs, l'effet de serre additionnel des nuages qui se forment pendant la saison de la sublimation de la calotte polaire Nord contribue à entretenir et même accentuer celle-ci. La circulation générale est plus efficace, et l'air humide se renouvelle très rapidement au-dessus de la calotte. Le surplus de nuages tend à réchauffer l'atmosphère par rapport à l'année précédente : le dépôt saisonnier de CO₂ est moins épais, disparaît un peu plus tôt à l'été suivant et la saison de sublimation démarre un peu plus tôt, pour à nouveau s'auto-intensifier. Année après année, le climat s'humidifie jusqu'à tendre vers les couvertures nuageuses présentées sur la rangée supérieure de la figure 5.5.

La comparaison de ces deux gammes de simulations ne permet donc pas véritablement de quantifier l'effet de serre des nuages, au sens où celui-ci est virtuellement indissociable des autres facettes du climat. En revanche, on peut examiner les différences de température de surface entre ces simulations. La rangée inférieure de la figure 5.5 montre ces différences en moyenne zonale. La prise en compte de l'effet radiatif des nuages induit un important réchauffement de la surface par rapport aux simulations historiques : de l'ordre de 20 K en moyenne partout sur la planète. Sans parler des autres aspects du climat (comme l'humidité atmosphérique), ce réchauffement à lui seul est susceptible d'intervenir dans les débats en cours sur différentes questions géomorphologiques, comme la formation d'eau liquide ou de gullies (Costard et al., 2002 ; Conway et al., 2019), les différentes morphologies glaciaires contemporaines (Fastook et al., 2011), ou encore le devenir de la glace en sous-sol (Bramson et al., 2017). En périphérie de la nuit polaire, la différence de température atteint jusqu'à 50 K. Ce chiffre provient de la disparition progressive du givre saisonnier en lien avec le cycle du CO₂, discuté en détail dans le paragraphe 5.4.

5.2.3 Accumulation de la glace en dehors des régions polaires : rétroaction de l'albédo du givre

Dans le climat actuel de Mars, l'hémisphère d'hiver est recouvert d'une fine couche de givre saisonnier formée par condensation de l'humidité atmosphérique ambiante directement à la surface ou juste au-dessus. Dans les hautes et moyennes latitudes, l'épaisseur de ce givre peut atteindre quelques dizaines, voire quelques centaines de microns d'épaisseur. Avec l'intensification du cycle de l'eau dans nos simulations à 30° d'obliquité, le manteau de givre saisonnier

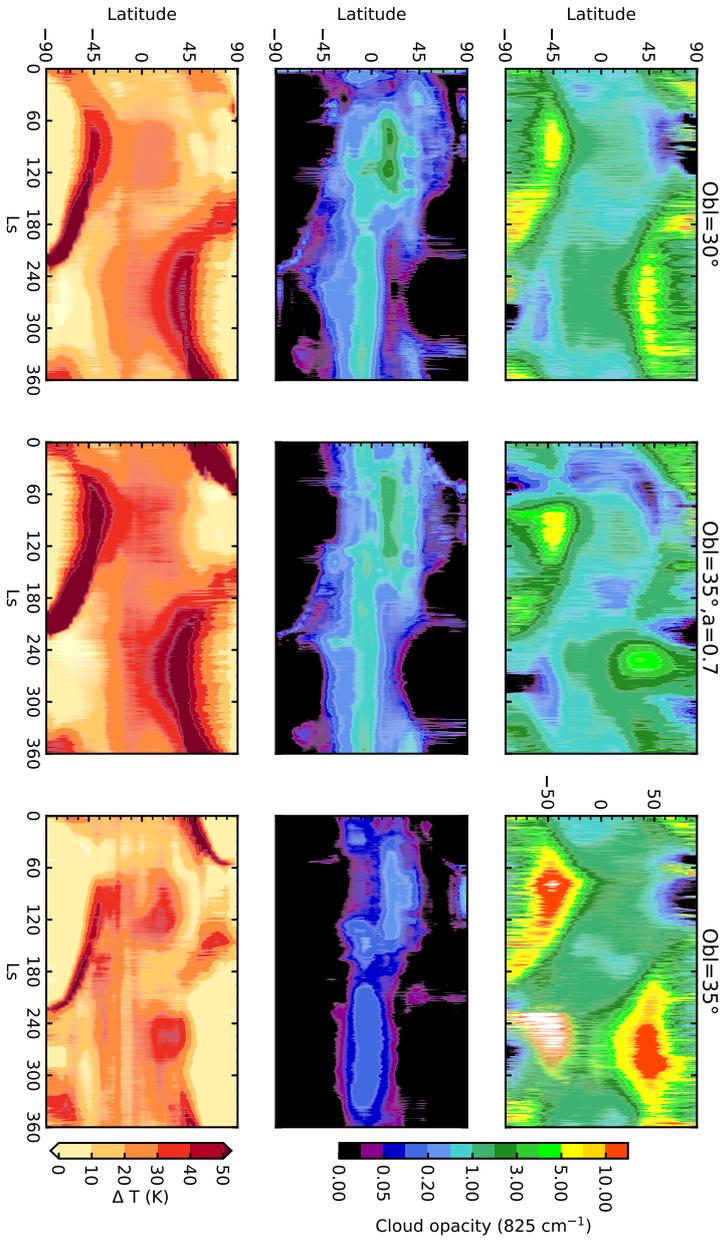


FIGURE 5.5 – Effet de serre des nuages de glace d'eau à haute obliquité. Comparaison de la distribution des nuages en fonction de la latitude et la saison (en moyenne zonale) pour les simulations à plus haute obliquité, dont la longitude solaire du périhélie est $L_S(P)=90^\circ$. **En haut** : avec nuages radiativement actifs ; **Au milieu** : nuages radiativement inactifs ; **En bas** : différence de température de surface. L'augmentation moyenne de température causée par l'effet direct et indirect des nuages radiativement actifs est (de gauche à droite) : $+23\text{ K}$, $+31\text{ K}$, $+20\text{ K}$. L'écart particulièrement important entre les deux simulations du milieu (qui prennent en compte la rétroaction de l'albédo de la glace) est dû à la présence d'un manteau de gyvre de CO_2 et H_2O aux hautes et moyennes latitudes en l'absence d'effet de serre des nuages et qui disparaît en grande partie lorsque les nuages chauffent la surface (voir paragraphe 5.2.3).

atteint jusqu'à 10 millimètres par endroits. Il n'est plus seulement formé par la condensation de l'humidité à la surface, mais aussi par précipitations neigeuses.

L'effet de la chaleur latente sur le taux de sublimation de la glace aux moyennes latitudes a été étudié au moyen de la version 1D du modèle dans le chapitre 3 (figure 3.11). Même en tenant compte du fort refroidissement engendré par la sublimation, l'effet de la chaleur latente n'augmente que d'environ 20 sols³ la durée de vie de la glace quand vient l'été. Dans notre jeu de simulations, le givre saisonnier est trop fin pour que la chaleur latente seule permette l'accumulation pérenne de glace en dehors des régions polaires.

Toutefois, le mode de formation du givre saisonnier à 30° d'obliquité par précipitations peut entraîner des changements de ses propriétés physiques par rapport au climat actuel.

Dans les modèles terrestres, l'albédo de la neige et de la glace peut être paramétrisé à l'aide de variables qui incluent par exemple le taux de contamination et le degré de métamorphisme, qui dépendent directement de l'âge de la glace considérée (Gardner et al., 2010). À mesure que l'âge de la glace augmente, les grains qui la composent s'agglomèrent et diminuent son albédo. De plus, elle est contaminée et assombrie par les aérosols ambiants. De manière générale, la glace fraîche possède un albédo plus élevé que la glace ancienne.

Une paramétrisation simpliste d'un albédo variable en fonction du type de glace (givre saisonnier ou glace pérenne) a été proposée dans le chapitre 3. Dans le climat martien actuel, on n'observe jamais de glace d'eau ayant un albédo supérieur à 0,5, et les valeurs typiques sont plutôt autour de 0,3 (Paige et al., 1994 ; Hale et al., 2005). Les taux de précipitations observés et modélisés dans l'atmosphère actuelle (Spiga et al., 2017) sont extrêmement faibles, trop faibles pour former des dépôts de givre au sol.

À 30° d'obliquité, l'intensification de l'activité nuageuse constatée dans le modèle est compatible avec la nucléation de particules de glace dont la géométrie favorise la formation d'un manteau de glace hautement réfléchissant, avec un albédo élevé (Forget et al., 2017). La paramétrisation d'un albédo du givre élevé initie une boucle de rétroaction positive : l'accumulation de givre tend à diminuer le flux solaire absorbé et ainsi à favoriser d'autant plus l'accumulation de givre en diminuant sa sublimation.

Cet effet est inclus dans le modèle pour la simulation $L_S(P)=90^\circ$, qui présente le plus fort taux d'accumulation d'un manteau de glace saisonnier dans les hautes latitudes. Dans cette expérience, on démarre de la dixième année de la simulation $L_S(P)=90^\circ$ et l'on prescrit un albédo de 0,7 au givre saisonnier qui se dépose en dehors des régions polaires.

La figure 5.6 montre le taux d'accumulation interannuel de glace dans l'hémisphère Nord pour la 5ème année de cette nouvelle expérience. Le taux d'accumulation est calculé à partir de la quantité minimale de givre de la dernière année de la simulation à laquelle on soustrait l'année précédente : la différence entre les deux indique que la glace s'accumule de manière pérenne.

Dans cette expérience, on trouve un taux d'accumulation annuel de glace aux moyennes latitudes de l'ordre de 10 mm/an. En extrapolant sur la durée nominale d'une excursion à haute obliquité, on peut estimer la formation d'une couche de glace de plusieurs dizaines de mètres de haut. Dans ces conditions, Mars se couvre d'un manteau de glace pérenne aux hautes latitudes (jusqu'à environ 60° Nord) par précipitation atmosphérique dès 30° d'obliquité, une configuration orbitale compatible avec l'âge estimé des dépôts les plus récents du "Latitude-Dependent Mantle" révélé par les études géologiques de l'hémisphère Nord.

3. Jour solaire martien : 24h et 39 minutes environ.

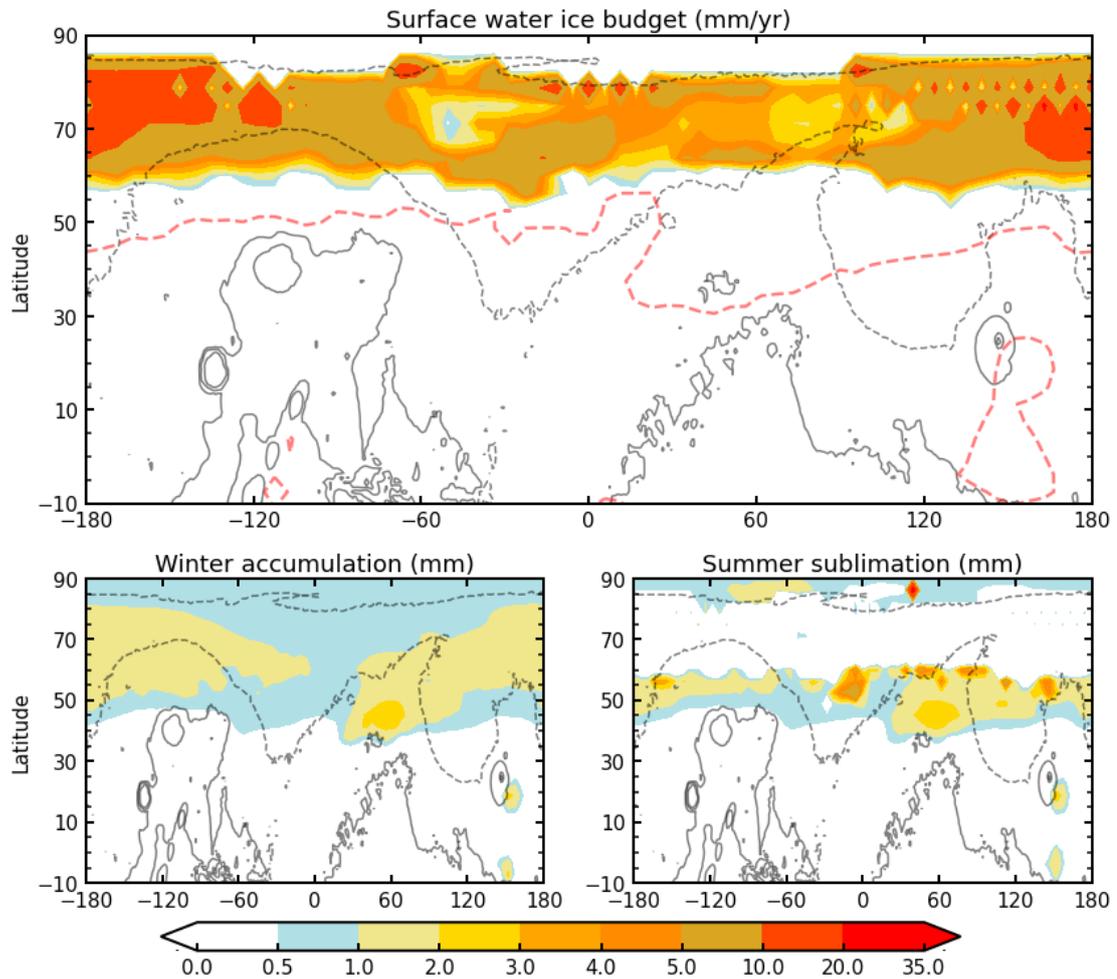


FIGURE 5.6 – **Haut** : Taux d'accumulation pérenne de la glace dans l'hémisphère Nord pour la simulation à 30° d'obliquité, $L_S(P)=90^\circ$ et avec la rétroaction de l'albédo élevé de la glace. Le taux d'accumulation est calculé à partir de l'épaisseur minimum de givre pour deux années successives. En pointillés rouges : l'extension maximale du manteau de givre saisonnier (1 mm d'épaisseur). **Bas** : Déposition et sublimation saisonnière du givre, évaluée à partir des moyennes journalières de l'épaisseur de glace aux équinoxes.

5.3 Exploration des autres climats de haute obliquité

En plus des simulations à 30° d'obliquité détaillées dans la section précédente, on a conduit un deuxième jeu de trois simulations à 35° qui reprend la même distribution des paramètres orbitaux : excentricité de 0 et 0,08, et longitude solaire du périhélie de 90° et 270° (sans effet lorsque l'excentricité est nulle).

5.3.1 Simulations à 35° d'obliquité

Les simulations à 35° d'obliquité suivent le même comportement que les simulations précédentes. La simulation à $L_S(P)=270^\circ$ présente un état convergé avec une humidité atmosphérique, des températures de surface et un bilan annuel du cycle de l'eau équivalent aux simulations à 30° d'obliquité et $L_S(P)=(270^\circ, 0^\circ)$.

La prise en compte de la rétroaction de l'albédo du givre élevé produit là encore l'accumulation pérenne de givre dans les hautes latitudes, dont la distribution suit quasiment exactement celle des simulations à 30°. Les taux d'accumulations multiannuels sont représentés pour le cas $L_S(P)=270^\circ$ dans la figure 5.7.

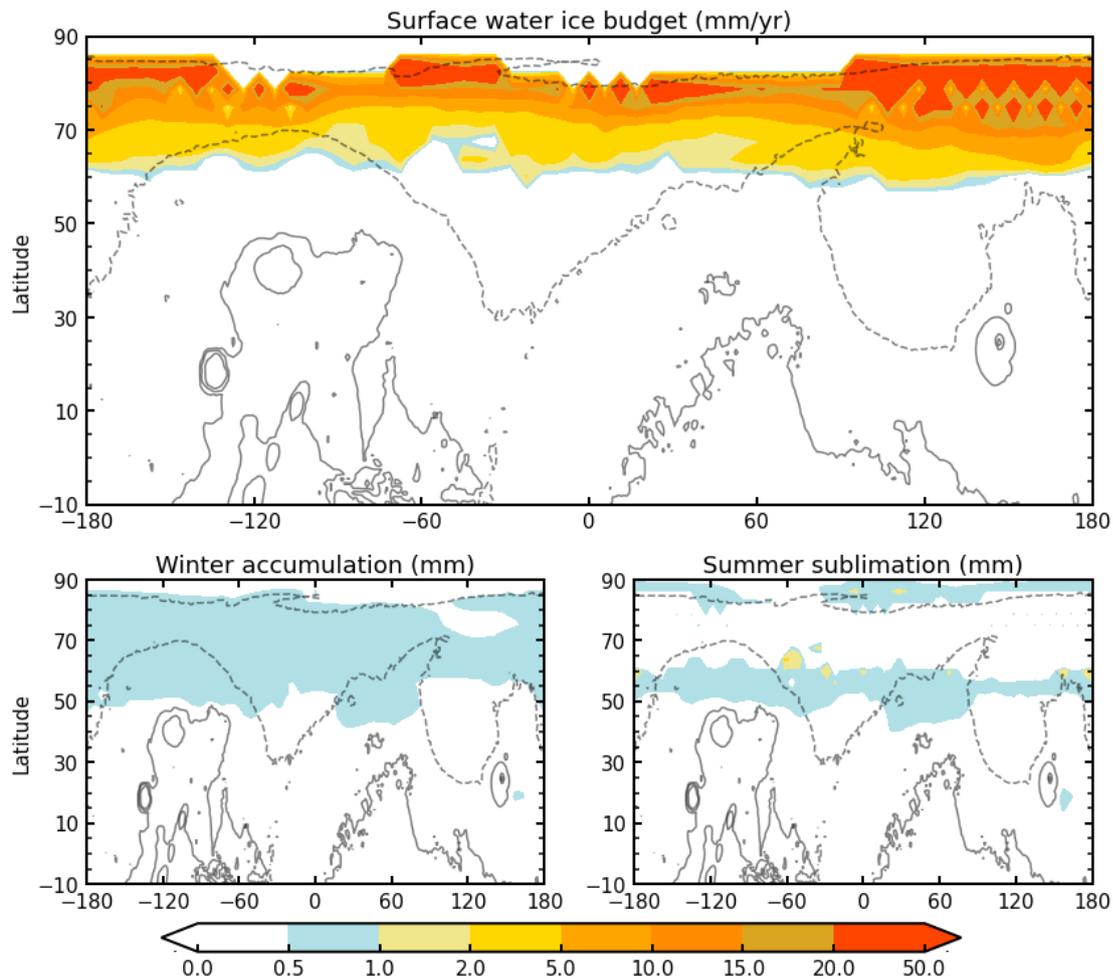


FIGURE 5.7 – **Haut** : Taux d'accumulation pérenne de la glace dans l'hémisphère Nord pour la simulation à 35° d'obliquité, $L_S(P)=270^\circ$ et avec la rétroaction de l'albédo de la glace, pour un albédo de 0,7. La répartition du manteau de givre pérenne est la même que dans les simulations à 30°. **Bas** : Déposition et sublimation saisonnière du givre, évaluée à partir des moyennes journalières de l'épaisseur de glace aux équinoxes.

Même si l'on envisage que l'albédo de la neige fraîchement déposée atteigne 0,7, elle est

certainement rapidement contaminée par les particules de poussières de l'atmosphère, et métamorphisée (Gardner et al., 2010). On a également testé la sensibilité des résultats de cette paramétrisation au choix de l'albédo du givre pour une valeur intermédiaire de 0,5, pour laquelle les taux d'accumulation de glace pérenne sont présentés en figure 5.8. Le double effet de la rétroaction de l'albédo est visible : le taux de déposition du givre pendant l'hiver est plus élevé qu'avec un albédo de 0,7. Les températures régionales sont moins affectées par l'élévation de l'albédo, et la sublimation de la calotte est plus importante. En contrepartie, l'augmentation de température en hiver est moins freinée par l'albédo élevé, et la sublimation plus intense. Une couche de glace s'accumule néanmoins de manière pérenne dans les très hautes latitudes, jusqu'à 70° Nord.

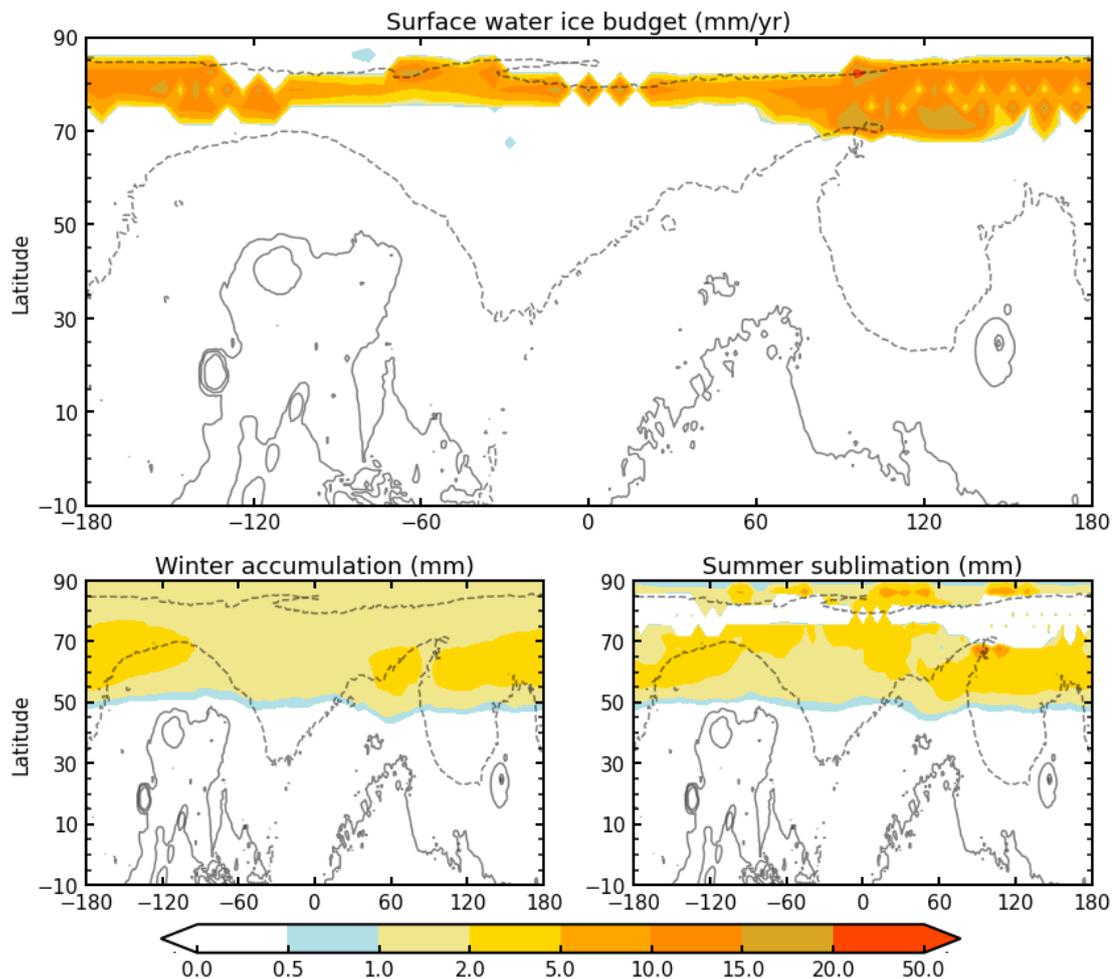


FIGURE 5.8 – **Haut** : Taux d'accumulation pérenne de la glace dans l'hémisphère Nord pour la simulation à 35° d'obliquité, $L_S(P)=270^\circ$ et avec la rétroaction de l'albédo élevé de la glace, pour un albédo de 0,5. La répartition du manteau de givre pérenne est la même que dans les simulations à 30°. **Bas** : Déposition et sublimation saisonnière du givre, évaluée à partir des moyennes journalières de l'épaisseur de glace aux équinoxes.

5.3.2 La rétroaction de l'inertie thermique des dépôts de glace

Une autre considération liée à l'accumulation saisonnière d'un manteau de givre plus épais que dans le climat actuel est son effet sur l'inertie thermique. La couche de glace elle-même est caractérisée par une conductivité élevée et donc une forte inertie thermique. De plus, le régolithe martien est poreux. Cette porosité implique généralement une inertie thermique faible, les pores creux jouant le rôle d'un isolant thermique (Hudson et al., 2007). Cependant, la vapeur d'eau qui circule dans le régolithe peut être adsorbée et même stabilisée sous forme de glace comblant les interstices poreux. Elle augmente ainsi grandement l'inertie thermique du sous-sol martien. Ces mécanismes entraînent une boucle de rétroaction positive, l'augmentation de l'inertie thermique favorisant à son tour l'accumulation de la glace en diminuant la température de surface et l'amplitude de ses variations.

L'accumulation d'une couche de glace de plusieurs millimètres d'épaisseur peut suffire à séquestrer de la glace dans le sous-sol. En l'absence d'un modèle de sous-surface couplé avec le modèle numérique de climat, Madeleine et al. (2009) ont proposé une paramétrisation qui permet de rendre compte de la rétroaction de l'inertie thermique de la glace. Dans cette paramétrisation, l'inertie thermique du sous-sol est modifiée si la couche de glace en surface dépasse 1 millimètre d'épaisseur.

Comme pour la rétroaction de l'albédo de la glace, nous avons démarré de nouvelles expériences à partir de la dixième année de chaque simulation, qui prennent en compte l'effet de la rétroaction de l'inertie thermique avec cette paramétrisation, avec une inertie thermique de la glace de $1200 \text{ J.m}^2.\text{K}^{-1}.\text{s}^{-1/2}$.

Dans quasiment tous les cas testés, à l'exception de l'exemple détaillé dans le prochain paragraphe, cet effet seul est minime sur l'évolution des températures de surface et ne permet pas de pérenniser le givre saisonnier dans les hautes latitudes.

5.3.3 Divergence des simulations

Certaines simulations ne sont pas convergées au bout de 10 ans : c'est le cas de la simulation à 30° d'obliquité et $L_S(P)=90^\circ$, et des deux simulations à 35° d'obliquité et $L_S(P)=(0^\circ, 90^\circ)$. Le fait que ces simulations soient encore en transition est visible par exemple dans la figure 5.2 pour les simulations à 30° d'obliquité, où le contenu global moyen en vapeur d'eau augmente progressivement chaque année.

En examinant les caractéristiques saisonnières du cycle de l'eau, il apparaît que des nuages sont présents au-dessus de la calotte polaire Nord pendant le solstice d'été (figures 5.3 bas gauche et 5.9⁴). La boucle de rétroaction exercée par l'effet radiatif des nuages est renforcée.

Dans la dixième année de la simulation à 35° d'obliquité et $L_S(P)=90^\circ$, la planète bascule brutalement dans un état entièrement recouvert de nuages. Le cycle de l'eau dans les 3 dernières années de simulation est représenté dans la figure 5.9 (6 panneaux du bas). Dans cette simulation, les nuages sont de plus en plus épais jusqu'à être omniprésents à toutes les latitudes pendant toute l'année.

À partir du moment où la planète bascule dans le régime nuageux, le taux de précipitations neigeuses dans l'hémisphère d'hiver est multiplié par 5 par rapport aux simulations de référence, avec plus de 10 millimètres de givre saisonnier. À l'été suivant, l'épaisseur de givre est suffisamment importante pour qu'une partie soit préservée grâce au refroidissement induit par la chaleur latente de la sublimation, sans modifier les propriétés thermophysiques de la glace. La carte du taux d'accumulation de givre interannuel et saisonnier est représentée dans la figure 5.10. La localisation et la taille de ces dépôts sont susceptibles d'évoluer avec les années de simulation

4. Les échelles de couleurs sont différentes.

successives, puisque cet état exotique n'a été simulé qu'un an avec le modèle et est donc loin d'être convergé.

On obtient le même résultat à 30° d'obliquité et $L_S(P)=90^\circ$, mais dans la simulation qui prend en compte la rétroaction de l'inertie thermique de la glace dans le sous-sol. Cette expérience a convergé pendant 3 ans. Le cycle de l'eau diverge vers l'état nuageux dès la première année. L'effet combiné de la chaleur latente et de l'augmentation de l'inertie thermique permet également l'accumulation pérenne de glace dans les hautes latitudes, mais la répartition de ce manteau de givre est très différente de la simulation représentée dans la figure 5.10.

L'évolution de la température de surface, de l'épaisseur des dépôts de givre et du flux de chaleur latente sont représentés pour les simulations discutées dans la figure 5.12.

5.4 Cycle du CO_2 et de la pression atmosphérique

Les études historiques réalisées avec des modèles énergétiques sur les climats à haute obliquité prévoient la formation de larges calottes saisonnières de CO_2 dans l'hémisphère d'hiver (Toon et al., 1980). Ces résultats ont été appuyés par l'exploration des climats possibles à plus haute obliquité dans les modèles numériques de climat (Haberle et al., 2003 ; Mischna et al., 2003), qui prédisent l'augmentation du cycle saisonnier de la pression.

Cependant, là encore, ces modèles ne prenaient pas en compte l'effet radiatif des nuages de glace d'eau. Dans nos expériences, l'effet de serre des nuages atténue la chute de température dans l'hémisphère d'hiver, et ainsi l'extension des calottes saisonnières de CO_2 et l'amplitude des variations du cycle de la pression.

En revanche, toutes les simulations prévoient une augmentation de la pression atmosphérique moyenne globale. Le climat actuel est modélisé avec un point froid au pôle Sud, qui favorise l'accumulation du CO_2 sur la calotte polaire Sud. En augmentant l'obliquité, on relâche cette contrainte de température et les dépôts accumulés sont libres d'interagir avec l'atmosphère. L'augmentation de l'obliquité s'accompagne d'une augmentation de l'insolation polaire moyenne, qui déstabilise le CO_2 accumulé dans le modèle. À l'exception des simulations avec un albédo du givre élevé (qui refroidit grandement les régions polaires par diminution du flux solaire absorbé), les simulations prévoient la sublimation rapide de l'entièreté des dépôts polaires sud de CO_2 . L'augmentation associée de la pression atmosphérique totale est d'environ ~ 70 Pa. Ce chiffre étant uniquement dépendant des conditions initiales du modèle, où la quantité totale de CO_2 est prescrite. En réalité, la sublimation de la totalité de la glace carbonique piégée sous la surface près du pôle sud pourrait doubler la pression à haute obliquité (Phillips et al., 2011). Les variations à long terme de la pression atmosphérique totale peuvent intervenir dans les rétroactions qui impliquent les nuages de glace d'eau, et sont donc à explorer plus avant dans de futures expériences numériques.

5.5 Eau liquide et chaleur latente

L'effet de la chaleur latente des dépôts de glace de moyenne latitude a été décrit et quantifié dans le chapitre 3 (voir figure 3.11), pour des dépôts situés à 46° de latitude Nord. L'augmentation de l'obliquité à 30° ou 35° est équivalent sensiblement à translater les calculs respectivement à 50° et 55° de latitude Nord. À ces latitudes, le givre ne s'accumule pas de manière pérenne dans nos simulations. La sublimation saisonnière du givre est intense à la fin de l'été et induit des taux de refroidissement associés importants, qui confinent la température de surface bien en deçà du point de fusion de l'eau. Dans chacune de nos simulations, l'action de la chaleur latente interdit l'approche du point de fusion de l'eau partout où il y a du givre, comme illustré dans

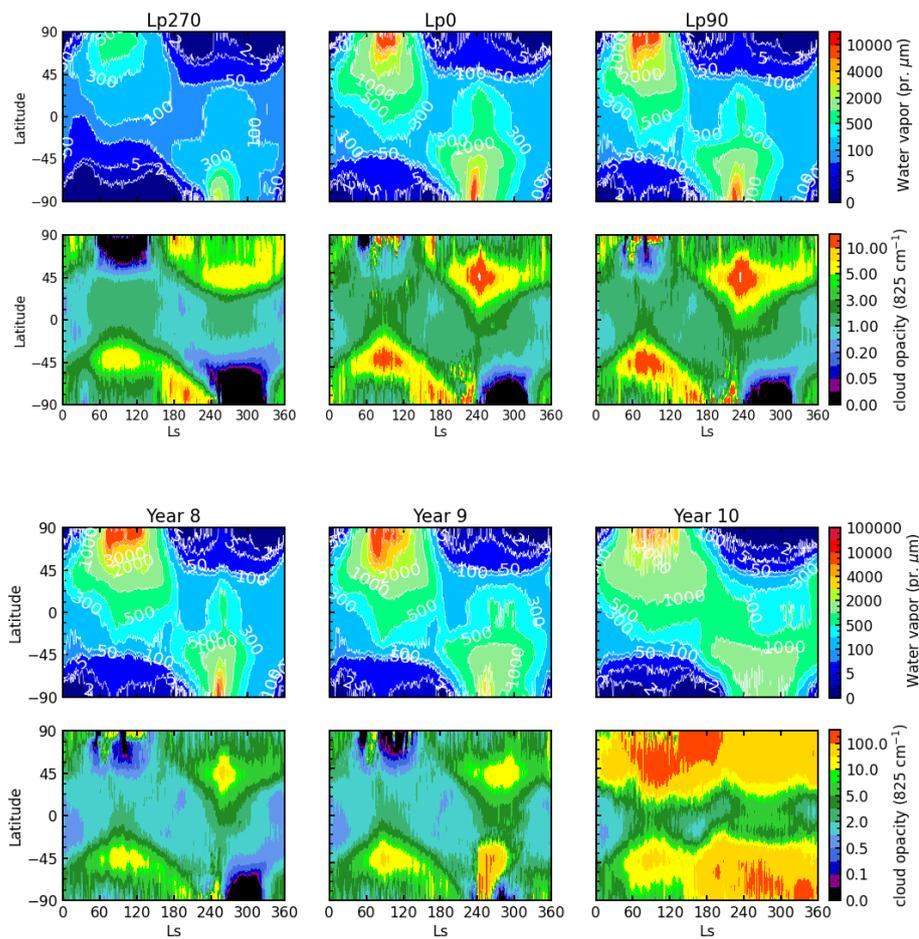


FIGURE 5.9 – Évolution de la quantité moyenne globale de vapeur d'eau dans l'atmosphère pour les 5 dernières années de simulation des trois expériences à 30° d'obliquité avec $L_S(P)=(270^\circ, 0^\circ, 90^\circ)$.

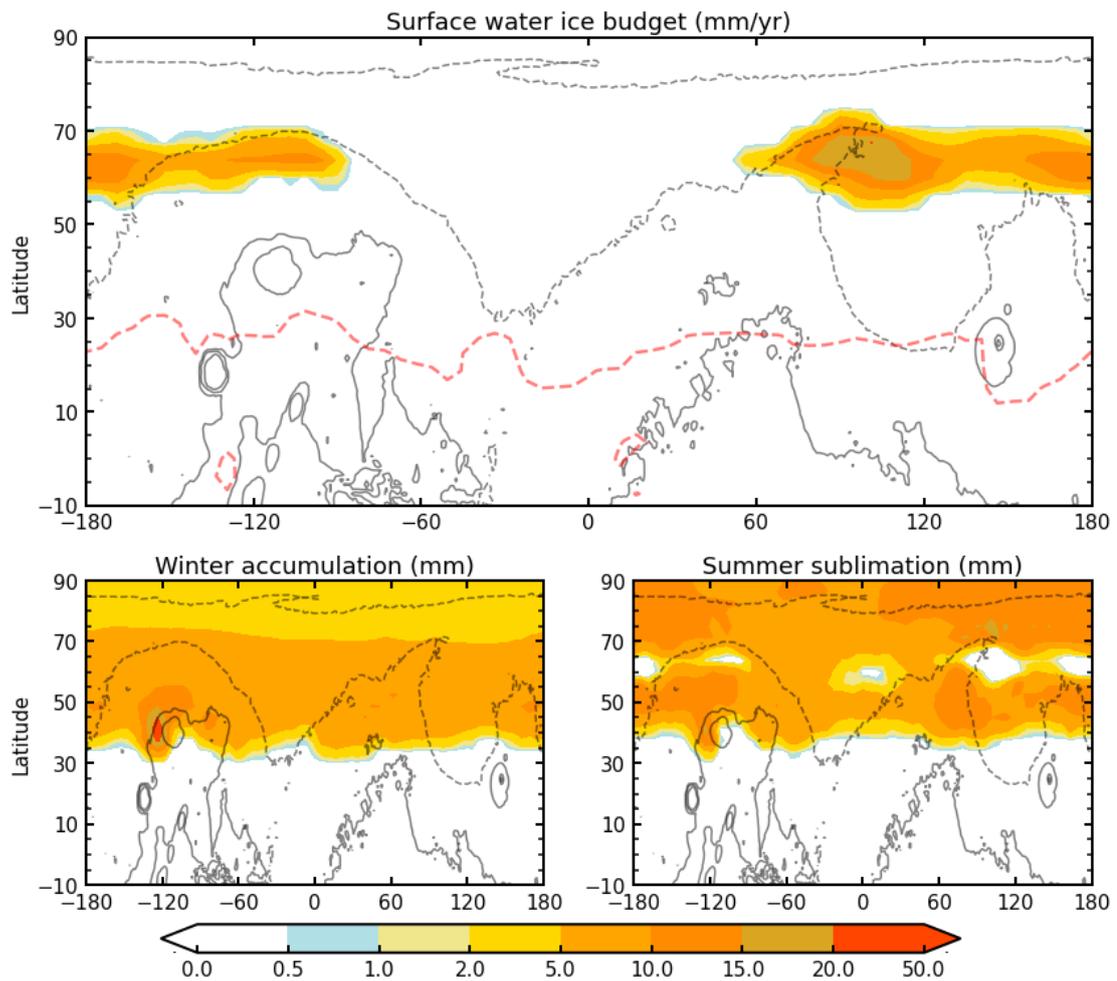


FIGURE 5.10 – **Haut** : Taux d’accumulation pérenne de la glace dans l’hémisphère Nord pour la simulation à 35° d’obliquité, $L_S(P)=90^\circ$, sans considérer la rétroaction de l’albédo ni de l’inertie thermique de la couche de la glace au sol. Le taux d’accumulation est calculé à partir de l’épaisseur minimum de givre pour deux années successives. **Bas** : Déposition et sublimation saisonnière du givre, évaluée à partir des moyennes journalières de l’épaisseur de glace aux équinoxes.

la figure 5.12. L’apparition de l’eau par fonte directe des dépôts de glace de surface semble donc hautement improbable dans nos simulations climatiques à haute obliquité.

5.6 L’effet radiatif de la vapeur d’eau

Nos simulations suggèrent que la quantité de vapeur d’eau présente dans l’atmosphère martienne à haute obliquité a pu être beaucoup plus élevée qu’aujourd’hui. L’effet radiatif de la vapeur d’eau sur la planète Mars actuelle est négligeable (Savijarvi, 1991), et il n’est pas pris en compte dans le PCM martien utilisé ici. Peut-on le négliger à haute obliquité? Pour répondre à cette question, nous avons pu utiliser le code de transfert radiatif développé pour le PCM “gé-

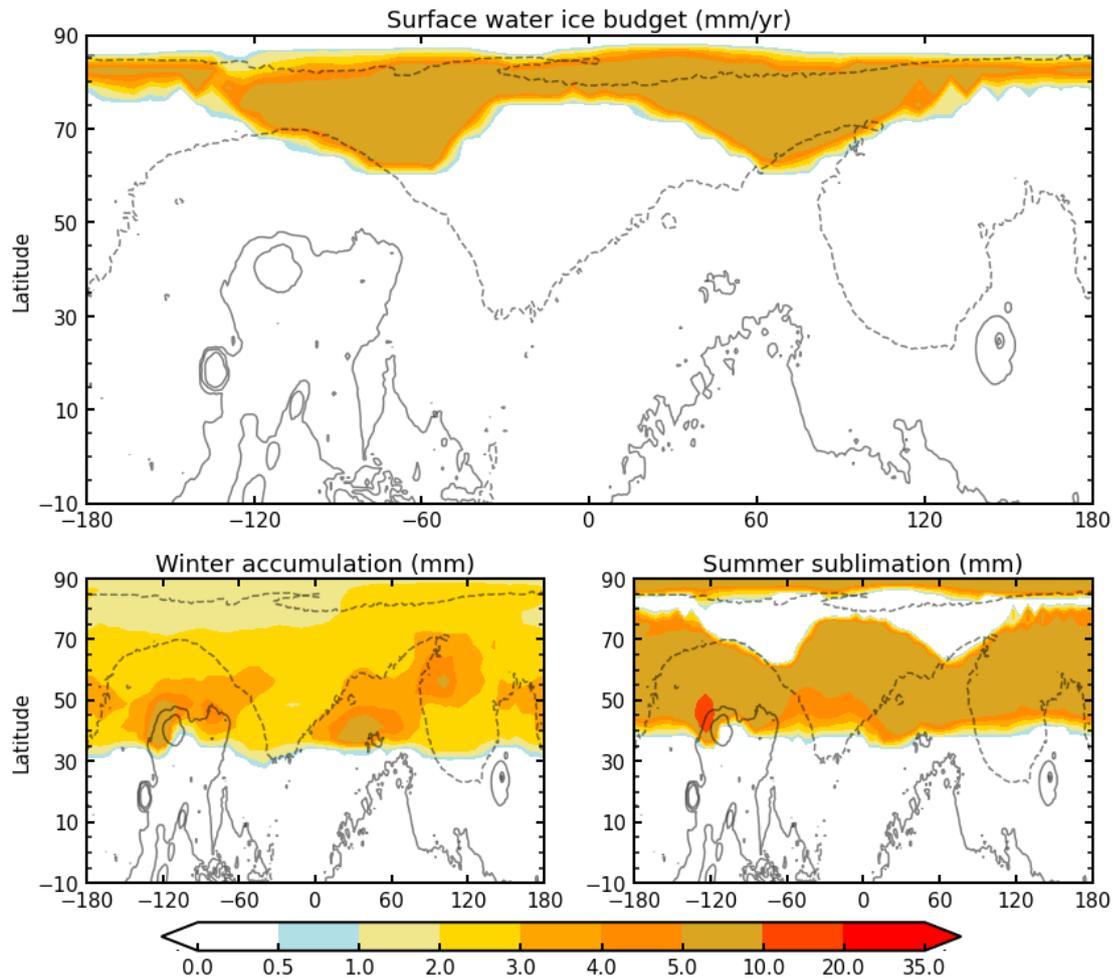


FIGURE 5.11 – **Haut** : Taux d'accumulation pérenne de la glace dans l'hémisphère Nord pour la simulation à 30° d'obliquité, $L_S(P)=90^\circ$ et avec la rétroaction de l'inertie thermique de la glace. Le taux d'accumulation est calculé à partir de l'épaisseur minimum de givre pour deux années successives. **Bas** : Déposition et sublimation saisonnière du givre, évaluée à partir des moyennes journalières de l'épaisseur de glace aux équinoxes.

nérique" développé au LMD, notamment pour simuler le climat sur Mars primitif et prenant en compte l'effet de serre de la vapeur d'eau en plus du CO_2 (e.g., Wordsworth et al., 2013). Nous avons effectué des calculs radiatifs-convectifs 1D simplifiés de la température moyenne globale d'une planète Mars idéalisée en supposant une atmosphère de CO_2 pur et contenant diverses quantités de vapeur d'eau (rapport de mélange en volume fixé à 10^{-3} , 10^{-2} , 10^{-1}) sans tenir compte de la condensation de l'eau.

Ce calcul surestime fortement l'effet de serre car la condensation de l'eau est négligée (la vapeur d'eau dans la haute atmosphère froide est donc surestimée), et parce que l'atmosphère n'est pas réchauffée par la présence de nuages (pour une composition donnée, des profils de température plus chauds correspondent à un effet de serre plus faible). Ces calculs idéalisés

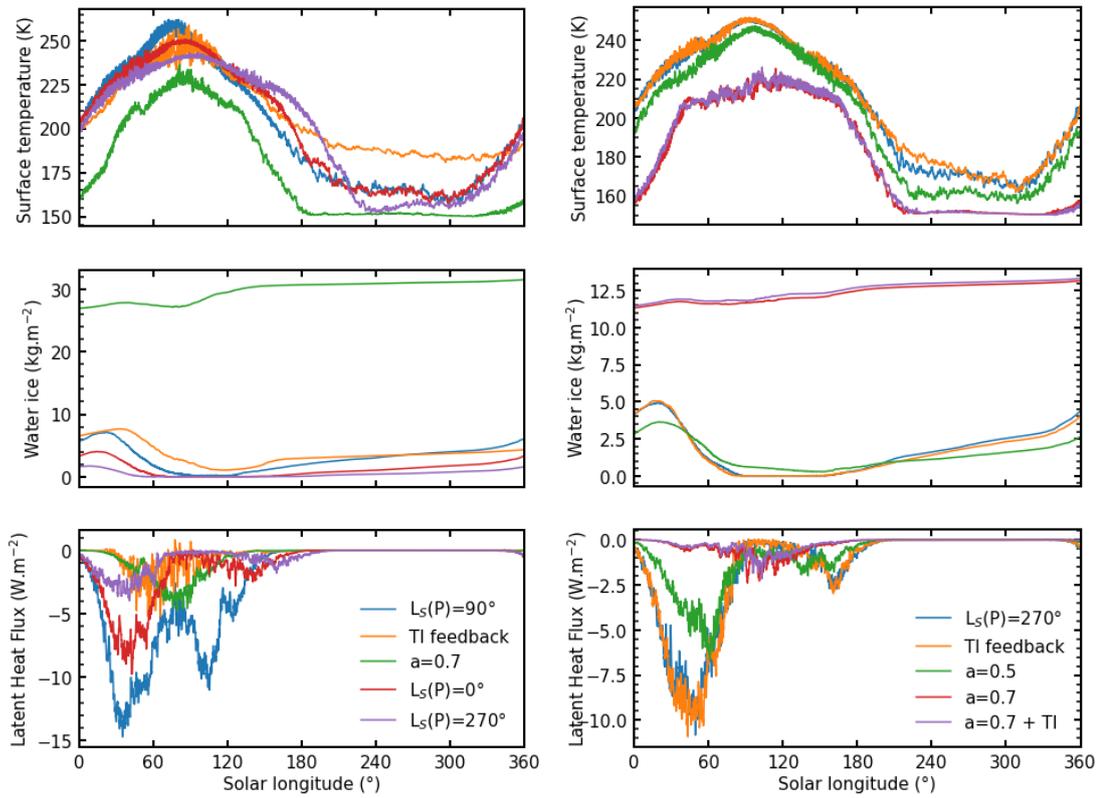


FIGURE 5.12 – Évolution de la température de surface (panneaux hauts), de la quantité de glace au sol (milieu) et flux instantané de chaleur latente (bas) pour une sélection de simulations. **Gauche** : simulations à 30° d'obliquité avec $L_S(P)=(270^\circ, 0^\circ, 90^\circ)$ (10ème année de simulation), et les deux rétroactions thermophysiques de l'albédo et de l'inertie thermique à partir de la 10ème année à $L_S(P)=90^\circ$. Moyenne régionale sur un patch compris entre les latitudes 56.25 et 67.5, où la glace s'accumule dans la simulation en régime nuageux extrême (figure 5.11). **Droite** : Simulation de référence à 35° d'obliquité et $L_S(P)=270^\circ$, avec l'ensemble des rétroactions de la glace et leur combinaison. Même localisation que les panneaux de gauche. Pour la glace en surface, $1 \text{ kg.m}^{-2}=1 \text{ mm}$ d'épaisseur. Les températures de surface fixes dans la deuxième partie de l'année dénotent la présence du givre saisonnier de CO_2 .

suggèrent que l'effet de serre de la vapeur d'eau devrait être faible pour un rapport de mélange de 0,01 mol/mol (correspondant à environ 1000 pr- μm pour une atmosphère bien mélangée de 610 Pa), de deux ordres de grandeur supérieur aux valeurs martiennes actuelles typiques. Cependant, nos simulations présentent souvent des concentrations de vapeur plus élevées (voir figures 5.3 et 5.9), avec de fortes variations saisonnières. La prise en compte de l'effet radiatif de la vapeur d'eau est donc susceptible d'interagir avec les boucles de rétroactions liées à l'effet radiatif des nuages, et donc de modifier les résultats de nos simulations à plus haute obliquité.

Conclusion

Dans ce chapitre, on a mené une série d'expériences numériques avec l'ensemble des nouvelles paramétrisations et améliorations numériques détaillées dans les chapitres précédents. Nous avons changé le forçage orbital de la planète, en explorant des configurations qui correspondent au dernier basculement d'obliquité à 30° il y a environ 400 000 ans, puis des configurations plus lointaines à 35° d'obliquité.

Dans ces expériences, le climat calculé par le modèle est environ 20 K plus chaud qu'à l'actuel et entre un et deux ordres de grandeur plus humide. Ce régime est le résultat de la compétition entre l'effet de serre des nuages et le refroidissement par la chaleur latente de sublimation de la calotte. Ces deux mécanismes s'équilibrent pour donner un cycle de l'eau dont le comportement saisonnier est similaire à celui que l'on observe aujourd'hui, mais quantitativement plus intense.

L'effet de serre positif des nuages augmente la pression de vapeur saturante de l'atmosphère, et la quantité totale d'eau qu'elle peut contenir. Ainsi, le surplus de sublimation de la calotte par rapport au climat actuel est stocké dans l'atmosphère. L'activité des nuages est intensifiée, et l'épaisseur du givre saisonnier augmente. Avec une paramétrisation idéalisée de l'albédo élevé de la neige fraîche, le modèle prévoit l'accumulation définitive de glace aux latitudes supérieures à 60° de l'hémisphère Nord. Les taux d'accumulations trouvés sont de l'ordre de 10 millimètres par an, compatibles avec la formation de dépôts de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur pendant la durée des excursions à plus haute obliquité.

Dans certaines simulations pour lesquelles le forçage orbital favorise la déstabilisation de la calotte, la planète bascule brutalement dans un régime climatique différent. La planète se couvre alors de nuages, et l'épaisseur du givre d'eau saisonnier est décuplée par les précipitations hivernales de ces nuages. Dès lors que ce dépôt de glace est suffisamment épais, le seul refroidissement de la chaleur latente permet de préserver une partie de la glace de la sublimation pendant l'été. Ces résultats sont toutefois préliminaires, les simulations numériques correspondantes n'étant pas convergées.

L'intérêt majeur de ces résultats est de fournir une explication physique simple quant à la formation d'un manteau de glace aux hautes latitudes dans les dernières centaines de milliers d'années sur Mars. Ce manteau est visible dans les traces géologiques et géomorphologiques, et son âge inféré par comptage de cratères est de moins d'un million d'années (Head et al., 2003; Kreslavsky et al., 2006). Dans les études précédentes, qui ne prenaient pas en compte l'effet radiatif des nuages ni la chaleur latente de la glace, le seul moyen de former de tels dépôts était par la déstabilisation de sources de glace tropicale, hypothétiquement mises en place plusieurs millions d'années auparavant et préservées, puis réactivées des millions d'années plus tard. Nos simulations proposent une explication plus vraisemblable et directe de la mise en place du "Latitude-Dependent Mantle" il y a 400 000 ans.

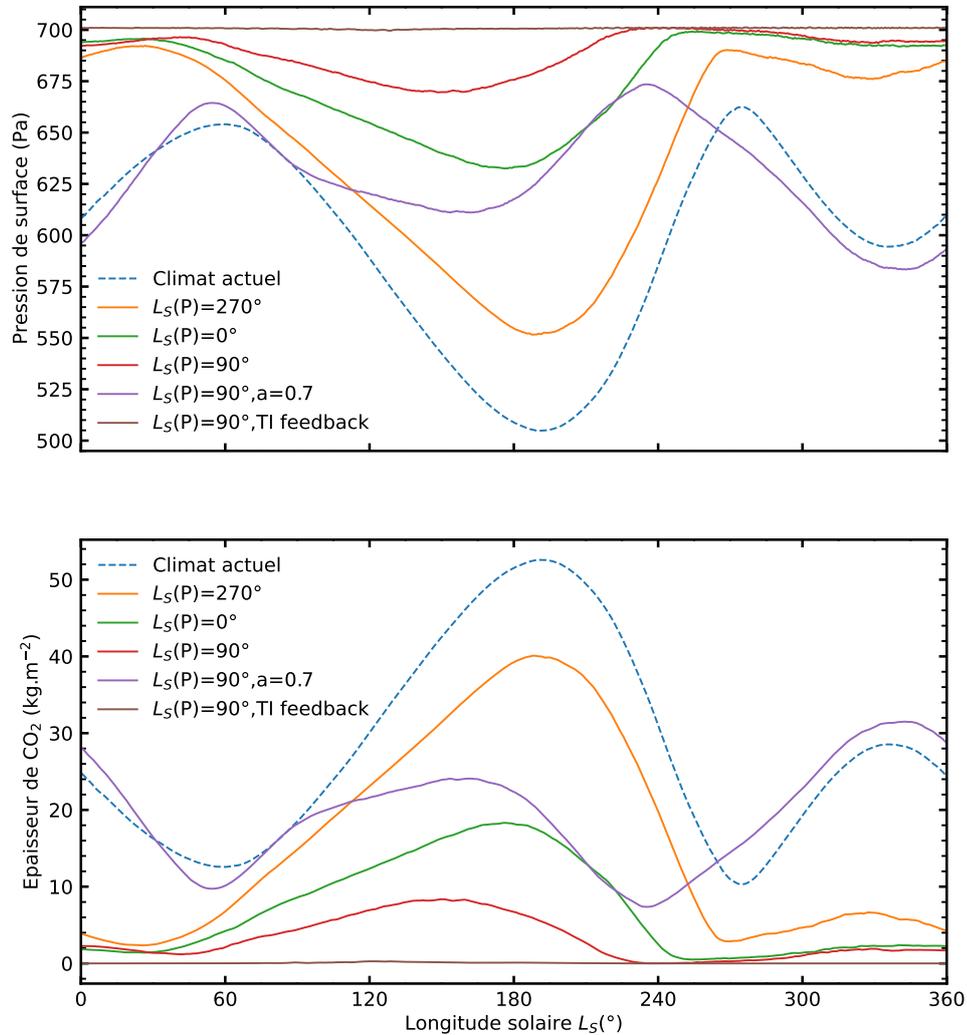


FIGURE 5.13 – **Haut** : Variations saisonnières de la pression atmosphérique moyenne dans les différentes simulations à 30° d'obliquité. **Bas** : Quantité correspondante de dépôts de givre de CO₂ (moyenne globale). Lorsque le système climatique bascule en régime nuageux (simulation $L_S(P)=90^\circ$, en marron sur les figures) la formation de givre hivernal de CO₂ est totalement empêchée par l'effet de serre des nuages. Le décalage temporel avec la simulation du climat actuel est lié au changement d'excentricité et de longitude solaire du périhélie.

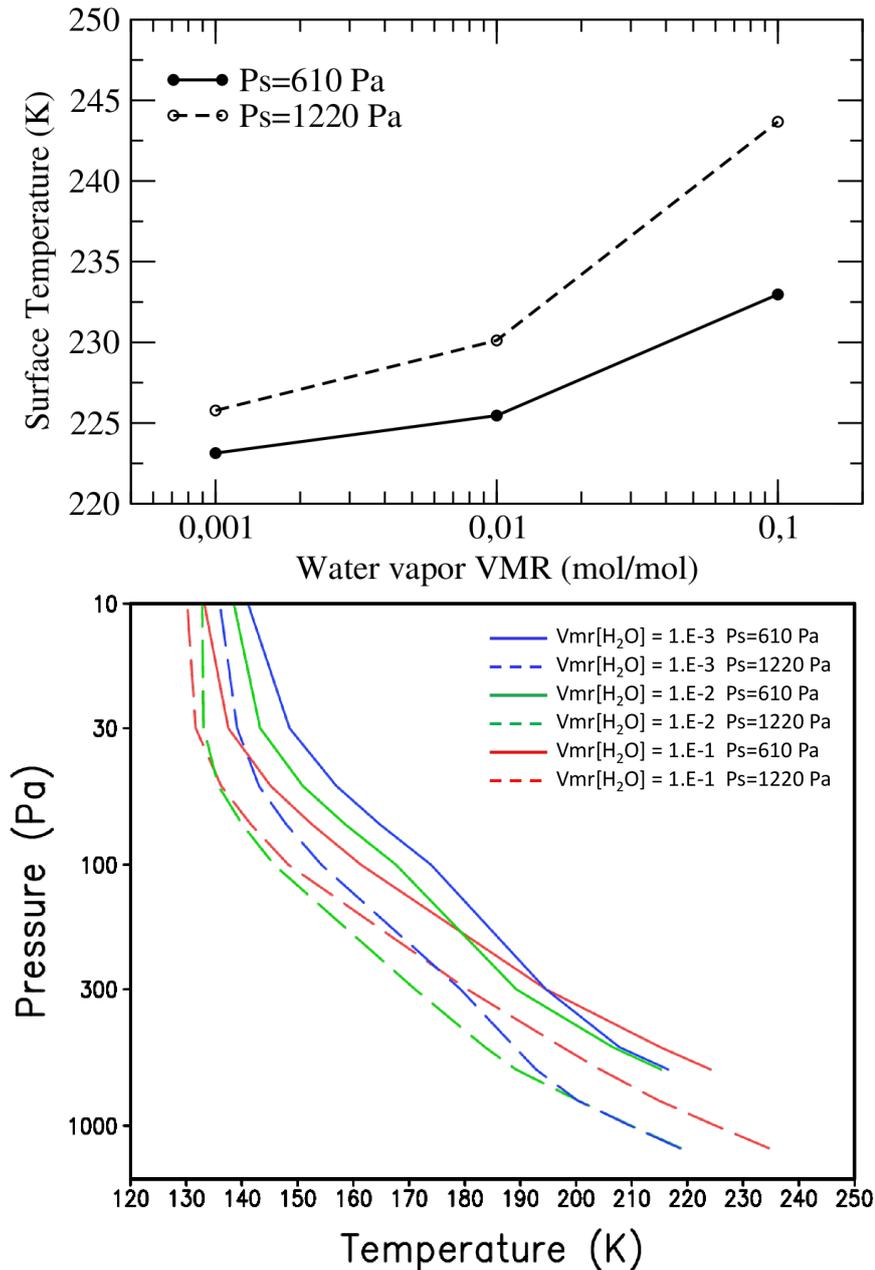


FIGURE 5.14 – **Haut** : Température moyenne à la surface de Mars en fonction d'une concentration fixe de vapeur d'eau dans une atmosphère de CO₂, calculée avec le modèle radiatif-convectif générique du LMD ("Generic PCM", utilisé pour Mars primitif, Wordsworth et al., 2013) en supposant l'insolation moyenne sur Mars, un angle zénithal solaire de 60°, un albédo de surface de 0,2, l'absence de nuages et une opacité visible de la poussière de 0,2 ("clear sky conditions"). **Bas** : profils de température atmosphérique correspondant aux températures de surface présentées. Ces simulations et analyses ont été conduites par F. Forget et M. Maurice.

Chapitre 6

Conclusions et perspectives

Sommaire

6.1 Conclusions de la thèse	132
6.1.1 Rappel du contexte et des enjeux	132
6.1.2 Le modèle de climat martien	132
6.1.3 Paléoclimats et âges glaciaires récents	134
6.2 Perspectives de travail et de réflexion	135
6.2.1 Discrétisation temporelle	135
6.2.2 Amélioration de la physique du modèle actuel	136
6.2.3 Le cycle de l'eau à haute obliquité	136
6.2.4 Le "Planetary Evolution Model"	139

- Mais tu vas pleurer! dit le petit prince.
- Bien sûr! dit le renard.
- Alors tu n'y gagnes rien!
- J'y gagne, dit le renard, à cause de la couleur du blé.

Antoine de Saint-Exupéry, *Le Petit Prince* (1943)

6.1 Conclusions de la thèse

6.1.1 Rappel du contexte et des enjeux

Ce travail de thèse fait partie du projet de recherche européen *Mars Through Time*, qui vise à la modélisation des paléo-environnements et paléoclimats martiens. Un des axes majeurs du projet est l'étude de l'Amazonien tardif, c'est-à-dire des derniers millions d'années, dont les variations climatiques sont enregistrées dans la stratigraphie de la calotte polaire Nord et dont les variations des paramètres orbitaux peuvent être calculées avec une bonne précision.

Ces variations climatiques récentes sont liées à l'évolution des paramètres orbitaux de Mars, et en particulier de son obliquité. La valeur actuelle de l'obliquité de Mars est de $25,19^\circ$, avec des excursions à 35° au cours des 5 derniers millions d'années, et 45° au-delà. Les phases de montée d'obliquité sont propices à la mise en place de périodes glaciaires, par la déstabilisation de la calotte polaire Nord. Ces régimes climatiques ont été dûment étudiés à l'aide de modèles numériques de climat, mais qui n'étaient pas adaptés à ces environnements.

Un développement récent des modèles de climat martien est l'ajout de l'effet radiatif des nuages de glace d'eau, qui modifie la structure thermique de l'atmosphère. Cet effet rend les modèles de climat, et en particulier le modèle utilisé au Laboratoire de Météorologie Dynamique, particulièrement sensible à la paramétrisation et au "tuning" du cycle de l'eau. Il est également prépondérant dans la modélisation du climat à plus haute obliquité, dans lequel les nuages sont plus abondants en raison de la sublimation accrue de la calotte polaire Nord.

Le travail présenté dans cette thèse a donc dans un premier temps consisté à la domestication des nuages de glace d'eau dans le modèle, pour pouvoir par la suite étudier les paléoclimats à plus haute obliquité.

6.1.2 Le modèle de climat martien

L'étude du cycle de l'eau actuel sur Mars et les diverses améliorations apportées au modèle pendant cette thèse sont présentées sous la forme d'une publication double dans les chapitres 3 et 4.

Les principaux résultats de ces deux chapitres peuvent être résumés de la manière suivante :

1. De nouvelles paramétrisations physiques sont ajoutées dans le modèle du cycle de l'eau martien actuel : la chaleur latente de sublimation/condensation de la glace au sol, la différenciation de l'albédo du givre saisonnier et de la glace pérenne, ainsi que la dépendance en température du paramètre de contact dans le calcul de la nucléation des nuages de glace d'eau.
2. La chaleur latente de la glace a un effet minime (de l'ordre de 1 W.m^{-2}) dans le climat martien actuel (c'est la raison pour laquelle elle était négligée jusqu'à maintenant). Cela est dû aux basses températures de la calotte polaire Nord, le principal réservoir d'eau qui sublime pendant l'été Nord. Mais nos études préliminaires montrent que dans les conditions martiennes actuelles ou récentes, le refroidissement induit par la chaleur latente lors de la sublimation du givre est important et affecte la persistance du givre en dehors des régions polaires.
3. La différenciation de l'albédo du givre et de la glace pluriannuelle permet d'introduire une complexité supplémentaire dans la modélisation de la sublimation de la calotte polaire Nord, et ainsi de corriger la surestimation de vapeur d'eau à ce moment de l'année, un biais important du modèle.
4. L'amélioration du paramètre de contact d'une valeur constante à une relation de dépendance avec la température a deux effets principaux. Son effet direct est d'inhiber la forma-

tion de nuages dans la nuit polaire. La surabondance de nuages de glace d'eau dans la nuit polaire était un biais bien identifié du modèle. Son effet indirect est d'affecter le transport méridional d'eau, par l'influence qu'il exerce sur la distribution de la taille des particules de glace dans les nuages. Le modèle souffrait également d'un biais sec de contenu de vapeur d'eau tropicale pendant la deuxième moitié de l'année.

5. Le lessivage des aérosols par le CO₂ dans la nuit polaire est paramétrisé, en attendant que le modèle complet de microphysique des nuages de CO₂ (déjà développé et validé) soit opérationnel. Les aérosols qui peuvent servir de noyau de condensation aux nuages de CO₂ sont les particules de poussière en suspension, et les cristaux de glace d'eau. L'effet du lessivage est amoindri par la modélisation du cycle des poussières, qui est prescrit et re-normalisé aux observations. En attendant l'implémentation d'un cycle des poussières auto-consistant, cette paramétrisation est mise de côté dans le modèle.
6. Les paramètres de calibration de toutes les paramétrisations sont accordés et permettent de reproduire les principales caractéristiques du cycle de l'eau dans le modèle et de corriger certains biais majeurs, en accord avec les observations de l'instrument TES¹. Certains biais connus du modèle ne sont cependant pas améliorés par les nouvelles paramétrisations, comme la surestimation de la taille des particules de glace dans les nuages.
7. Le cycle de l'eau dans le modèle est sensible à la résolution temporelle d'intégration des équations de la physique, du fait de l'effet radiatif des nuages de glace d'eau et de leur couplage avec les différentes paramétrisations physiques du modèle.
8. La modélisation du cycle de l'eau converge à mesure que l'on réduit le pas de temps physique. L'écart entre les résultats de deux simulations avec une résolution de 3.75 minutes et 7.5 minutes est plus faible que l'écart entre deux simulations avec une résolution de 7.5 minutes et 15 minutes.
9. L'architecture du code du modèle et les ressources informatiques à disposition ne nous permettent pas de diminuer le pas de temps en dessous de 7.5 minutes. Les paramétrisations du cycle de l'eau sont calibrées en conséquence.
10. L'effet radiatif des nuages est capable de produire de la convection nocturne et des couches mélangées, observées dans la ceinture de nuages d'aphélie, dans les tropiques de l'hémisphère nord pendant le printemps et l'été. Ces couches avaient été reproduites dans le modèle méso-échelle, et cela s'est avéré possible avec le modèle global par la seule diminution du pas de temps physique, sans que la résolution spatiale ne soit modifiée.
11. Le cycle de l'eau modélisé est sensible au pas de temps physique, mais également au sous-pas de temps physique spécifique aux paramétrisations de la microphysique des nuages. Cette sensibilité est causée par le couplage entre la nucléation, la croissance des cristaux de glace et l'évolution de la saturation dans l'environnement immédiat. Le calcul de la chaleur latente² liée au changement d'état lors de la phase de croissance/décroissance des grains cause des instabilités numériques si la résolution du sous-pas de temps microphysique n'est pas suffisamment élevée.
12. Un sous-pas de temps adaptatif est mis au point de manière semi-empirique en utilisant la "condensation potentielle", et permet de s'affranchir de ce problème. Son implémentation corrige le calcul de la microphysique, qui se répercute sur l'ensemble du cycle de l'eau. La relation de dépendance de la température avec le paramètre de contact est modifiée pour accommoder les changements et produire une version de référence définitive du cycle de l'eau.

1. Thermal Emission Spectrometer, à bord de la sonde Mars Global Surveyor.

2. Il s'agit ici de la chaleur latente de la glace dans les nuages, qui est incluse dans les modèles de climat depuis longtemps, à l'inverse de la chaleur latente de la glace au sol.

Les paramétrisations sont généralement mises au point dans la version 1d du modèle, qui consiste en une colonne atmosphérique simple mais flexible et permet de tester en profondeur le comportement et la robustesse des implémentations.

La principale difficulté de ce travail se situe dans l'évaluation de l'effet des paramétrisations sur le climat dans son ensemble. Une fois validées, ces paramétrisations sont employées par le modèle global de climat, dont le temps d'équilibrage caractéristique est d'environ 10 années martiennes. Dans la configuration du modèle, qui utilise une grille de $64 \times 48 \times 26^3$ points, la durée de calcul d'une année martienne est d'environ 8h sur les centres de calcul nationaux à disposition au Laboratoire de Météorologie Dynamique. De plus, l'effet individuel de chaque paramétrisation et surtout la sensibilité du cycle de l'eau global aux paramètres de tuning est particulièrement difficile à évaluer. Cela est dû aux rétroactions très marquées entre l'effet radiatif des nuages de glace d'eau et tous les autres composants du système martien, qui rendent très difficiles toutes les analyses.

Cette première partie de l'étude a néanmoins permis d'aboutir à une version finalisée et satisfaisante de la calibration du cycle de l'eau, et d'appréhender la complexité de l'effet radiatif des nuages dans le modèle. L'ensemble de ces résultats sont ensuite mis à contribution dans la modélisation des paléoclimats à plus haute obliquité.

6.1.3 Paléoclimats et âges glaciaires récents

Les phases de plus haute obliquité augmentent l'insolation moyenne de la calotte polaire Nord en été. Dans nos simulations, deux effets principaux jouent sur la stabilité de la calotte polaire. 1) Les nuages de glace d'eau ont un effet de serre net qui tend à amplifier la sublimation de la calotte et à alimenter une boucle de rétroaction positive. 2) Le refroidissement induit par la chaleur latente de sublimation de la calotte exerce une boucle de rétroaction négative qui atténue l'effet de serre des nuages aux pôles.

Les expériences menées à haute obliquité prédisent un climat global plus chaud d'environ 20 K, et dix à cent fois plus humide que les simulations de référence pour le climat actuel. Au bout de 10 années de simulation, le cycle de l'eau est équilibré. La sublimation saisonnière de la calotte polaire Nord est démultipliée. La grande quantité d'eau injectée dans le système climatique martien est en partie accommodée par l'atmosphère, dont l'augmentation de température accroît la capacité de stockage de la vapeur d'eau et le taux de formation de nuages. L'autre partie de la grande quantité d'eau sublimée se retrouve sous la forme d'un épais (quelques millimètres, en comparaison avec les quelques micromètres dans le climat actuel) givre saisonnier dans l'hémisphère d'hiver, formé par précipitations neigeuses.

Les propriétés thermophysiques d'une telle épaisseur de neige sont sensiblement différentes du givre martien actuel. En considérant que ces dépôts puissent avoir un albédo et une inertie thermique plus élevée, le modèle prédit l'accumulation pérenne de cette glace dans les hautes latitudes, jusqu'à 60° environ. Dans les précédentes études de modèle de climat numérique, une telle accumulation n'était possible que par la déstabilisation de sources de glace tropicales, qui se seraient mises en places au cours de phases de plus haute obliquité, au-delà de 40° .

Ces phases d'obliquité extrêmes ont eu lieu au-delà des 5 derniers millions d'années. Pourtant, un faisceau d'indices géologiques pointe vers le recouvrement périodique des hautes et moyennes latitudes par un "Latitude-Dependent Mantle", dont la dernière occurrence aurait quelques centaines de milliers d'années à peine. Cet âge correspond à une excursion à seulement 30° d'obliquité. Les taux d'accumulation de glace pérenne dans les hautes latitudes, calculés dans nos expériences où le modèle est dans cette configuration orbitale, impliquent que plusieurs

3. 64 niveaux de longitude, 48 niveaux de latitude et 26 niveaux verticaux

dizaines de mètres de glace peuvent être déposés en quelques milliers d'années, en accord avec les observations géologiques.

À 30° et 35° d'obliquité certaines configurations orbitales, pour lesquelles la saison de la sublimation de la calotte Nord coïncide avec le périhélie de Mars, sont particulièrement favorables à la rétroaction de l'effet de serre des nuages. Dans ces simulations, Mars bascule brusquement vers un autre régime climatique dans lequel elle se couvre de nuages épais tout au long de l'année. Dans ces conditions, le manteau neigeux hivernal est suffisamment épais pour être préservé de manière pluriannuelle par le seul refroidissement de la chaleur latente, sans prescrire d'albédo ou d'inertie thermique élevée. Dans ces cas exotiques, l'effet de serre important des nuages entraîne la disparition des grandes calottes saisonnières de CO₂, dont le volume était auparavant supposé être plus important que dans le climat actuel.

6.2 Perspectives de travail et de réflexion

6.2.1 Discrétisation temporelle

Une des faiblesses majeures du modèle non surmontée pendant la thèse est la dépendance au choix de la discrétisation temporelle quant au climat modélisé. Ce problème est à la fois d'ordre pratique et philosophique : la diminution du pas de temps dans les simulations semble converger vers un état de plus en plus stable, qui suggère qu'une résolution très fine permet de résoudre correctement le couplage entre les différentes paramétrisations impliquées. Mais, une augmentation de la résolution temporelle induit une augmentation de temps de calcul important. L'état actuel de parallélisation du code permet de conduire une simulation d'un an en environ 8-10h de temps de calcul réel⁴ et l'augmentation de la résolution est une solution peu attrayante qui, en plus de ralentir le code, démultiplie l'impact environnemental des calculs.

Ce point avait été identifié dans les travaux de thèse antérieurs (Vals, 2019) et une première démarche de "super-pas de temps" ("supercycling" en anglais) avait déjà fait l'objet de plusieurs mois de développements par Antoine Bierjon, ingénieur de recherche dans l'équipe. La méthode consiste à attribuer une fréquence d'appel individuelle à chaque paramétrisation physique, qui correspond en théorie à la valeur optimisée. Le transfert radiatif est déjà inclus dans le supercycling, ainsi que la chimie de la haute atmosphère. L'effet du supercycling sur le cycle de l'eau a été très brièvement exploré avec la sédimentation des cristaux de glace, avant que son développement ne soit délaissé (au profit de chantiers plus urgents vis-à-vis des contrats industriels).

Une première amélioration sur ce plan est la paramétrisation d'un sous-pas de temps **adaptatif**, qui ne concerne les processus inclus dans la microphysique des nuages, désormais implémenté et détaillé dans le chapitre 4. La méthodologie semi-empirique choisie et les résultats très satisfaisants qu'elle produit offrent de bonnes perspectives pour la réhabilitation du "supercycling" à moyen-long terme. Si l'on réussit à identifier les conditions déterminantes au bon couplage des différents compartiments du système climatique, on peut imaginer de mettre au point un "super-pas de temps" intelligent et adaptatif pour à la fois mieux résoudre ces intrications clés et optimiser le temps de calcul.

À court terme, cette méthodologie peut également être appliquée à d'autres routines de calcul du modèle. En particulier, une paramétrisation complète de la microphysique des nuages de CO₂ a été développée à partir des nuages de glace d'eau en lien avec le LATMOS (Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales) notamment par Anni Määttänen, Joachim Audouard

4. Dans le cas des simulations présentées dans cette thèse, c'est-à-dire les plus optimisées possibles pour le cycle de l'eau troposphérique (le toit du modèle est à 0,2 Pa, environ 80 km d'altitude), avec un pas de temps de 7.5 minutes. L'inclusion de la haute atmosphère pour étudier l'échappement atmosphérique, par exemple, peut facilement doubler ou tripler le temps de calcul, tout comme l'augmentation de la résolution temporelle.

et Christophe Mathé pendant plusieurs années (Mathé et al., 2020; Mathé et al., 2021; Mathé et al., 2022), avant d'être validée et publiée (Määttä et al., 2022). La formation et l'évolution des nuages de CO₂ suivent les mêmes processus que les nuages de glace d'eau (voir section 2.2.2), à l'aide d'un sous-pas de temps dédié analogue ("imicroCO₂"). Ces nuages sont très mal connus mais semblent jouer un rôle important dans le cycle de l'eau et des poussières, particulièrement au niveaux des pôles⁵. La paramétrisation du lessivage par le CO₂ présentée au chapitre 3 en est une simplification développée en parallèle, beaucoup moins coûteuse en ressources que le schéma complet. La mise en place d'un sous-pas de temps adaptatif sur la base de celui développé dans cette thèse pourrait permettre l'inclusion efficace de ce schéma, explicitement couplé avec les autres composants du système climatique martien.

6.2.2 Amélioration de la physique du modèle actuel

Même si la nouvelle version du modèle reproduit bien les principales caractéristiques saisonnières du cycle de l'eau identifiées par les observations spatiales, plusieurs propriétés locales restent mal modélisées. Un exemple connu et discuté au chapitre 3 est la surestimation importante de la taille des particules de glace dans le modèle, ou encore la sous-estimation systématique de l'altitude de formation des nuages par rapport aux observations (Stcherbinine et al., 2022).

La comparaison entre les sorties de modèles et les relevés de missions spatiales requiert de faire du traitement de données, par exemple avec des simulateurs d'observables développés au LMD. Même sans avoir de champs comparables parfaitement équivalents, ces sorties de modèles sont difficilement plausibles et requièrent l'amélioration des paramétrisations physiques impliquées. Pour cet exemple précis, le traitement de la routine de sédimentation du modèle est actuellement à l'étude dans l'équipe. Ces améliorations peuvent avoir un effet substantiel dans les simulations à plus haute obliquité, typiquement en affectant le taux de précipitations neigeuses qui forment le manteau de glace hivernal discuté précédemment.

Certains processus ne sont tout simplement pas modélisés. Par exemple, la diffusion de la vapeur d'eau dans le régolithe n'est pas prise en compte, alors qu'un module physique correspondant a été développé (Meslin et al., 2008), et devrait être intégré dans les mois à venir. Le raffinement progressif de la modélisation des processus à l'œuvre dans le climat martien permet d'aborder les questions scientifiques d'actualité, mais aussi de renforcer la robustesse du modèle et sa légitimité pour l'exploration des paléoclimats.

6.2.3 Le cycle de l'eau à haute obliquité

Les travaux réalisés au cours de cette thèse soulignent l'influence prépondérante de l'effet radiatif des nuages de glace d'eau dans le climat martien à plus haute obliquité, déjà pressentie par (Madeleine et al., 2012a) et mise en évidence par (Madeleine et al., 2014).

Les précédentes études scientifiques conduites à l'aide du GCM martien du LMD sans prendre en compte cet effet (Levrard et al., 2004; Forget et al., 2006; Madeleine et al., 2009) sous-estimaient d'environ un ordre de grandeur la quantité de vapeur d'eau présente dans l'atmosphère par le biais de la déstabilisation de la calotte polaire Nord, avec une valeur moyenne de l'ordre de 100 ppm, contre environ 1900 ppm dans (Madeleine et al., 2014). Dans les travaux de cette thèse, la prise en compte de la chaleur latente de sublimation de la glace, dérisoire aujourd'hui mais dominante à plus haute obliquité (voir chapitre 3.2.2), diminue fortement la sublimation de la calotte et conduit à une valeur moyenne d'environ 1000 ppm de vapeur d'eau pour une simulation de référence à 35° d'obliquité.

5. L'effet radiatif des nuages de CO₂ n'est pas encore implémenté.

Lorsque l'effet radiatif des nuages est pris en compte, la disponibilité de l'eau dans l'atmosphère gouverne l'intensité de la circulation atmosphérique qui influe sur l'ensemble des processus climatiques. Les mécanismes climatiques identifiés dans les travaux précédents liés au cycle de l'eau sont donc entièrement à réévaluer à la lumière de l'effet radiatif des nuages et de la chaleur latente. En particulier, nos simulations prévoient la mise en place d'un manteau de glace dans les hautes latitudes sans nécessiter des sources d'eau tropicales. Il est alimenté directement par le produit de la sublimation de la calotte polaire Nord. Les modèles conceptuels qui tentent d'élucider la mise en place de la stratigraphie de la calotte polaire Nord doivent considérer ce flux, qui n'était pas pris en compte dans les études précédentes (Levrard et al., 2007).

Cycle des poussières autonome

Toutes nos simulations sont conduites avec un cycle des poussières prescrit avec une opacité visible de la poussière de 0,2, qui correspond à la saison claire martienne typique ($L_S=0^\circ-180^\circ$). La deuxième partie de l'année sur Mars est plus poussiéreuse, en raison de la configuration orbitale de Mars : la longitude solaire du périhélie est de $L_S=251^\circ$, proche du solstice d'été Sud. La circulation atmosphérique interhémisphérique (cellule de Hadley) en provenance de l'hémisphère Sud est donc comparativement plus intense que son homologue boréale.

Cependant, une partie de l'asymétrie Nord/Sud de la cellule de Hadley est provoquée par la dichotomie hémisphérique martienne, c'est-à-dire la forte différence d'élévation moyenne des deux hémisphères. Cette composante est indépendante de l'évolution des paramètres orbitaux (Richardson et al., 2002a).

Le cycle des poussières n'est pas encore auto-consistant dans le modèle martien. Des efforts de développement en ce sens sont menés au laboratoire au sein du projet *Mars Through Time*, par les travaux de thèse de Thomas Pierron. Les précédentes études sur le sujet montrent que les variations saisonnières de la concentration de poussière dans l'atmosphère sont susceptibles d'affecter la persistance des dépôts de glace en dehors des régions polaires (Montmessin et al., 2007; Madeleine et al., 2009). Une des conséquences directes d'un cycle annuel de la poussière peut être de diminuer l'amplitude du chauffage des hautes et moyennes latitudes pendant l'été Nord, et donc la sublimation du givre saisonnier. Par exemple, la figure 5.6 montre que seule une fraction du manteau de givre saisonnier est préservée par l'effet de l'albédo, entre les latitudes 60° et 80° , mais que le givre s'étend jusqu'à environ 45° de latitude Nord. C'est le cas dans plusieurs de nos simulations, avec différentes configurations orbitales. L'effet du cycle des poussières pourrait être de préserver le givre de moyenne latitude, dont la mise en place est suspectée dans les divers dépôts géologiques (Head et al., 2003).

Cycle du CO_2 et de la pression atmosphérique

Le CO_2 est le composant majoritaire de l'atmosphère martienne, qui se condense de manière saisonnière et fait la pression atmosphérique moyenne d'environ 30% (voir figure 1.6). Si la calotte polaire Nord est composée principalement de glace d'eau, la calotte polaire Sud abrite des grands réservoirs de CO_2 (d'épaisseur kilométrique, Phillips et al., 2011; Smith et al., 2022), qui sont isolés du système climatique martien. Avec l'augmentation de l'obliquité, donc de l'insolation polaire, ces glaciers peuvent être réactivés comme sources de CO_2 pour l'atmosphère martienne. La conséquence de la déstabilisation de ces réservoirs au cours de l'Amazonien tardif est une multiplication par 2 de la pression atmosphérique totale, soit une pression atmosphérique moyenne de 1200 Pa (Phillips et al., 2011). L'augmentation de la pression atmosphérique affecte la quantité totale d'eau qu'elle peut contenir, et donc la formation de nuages et la boucle de rétroaction de leur effet radiatif.

Le cycle saisonnier du CO₂ affecte également les variations saisonnières de pression dans nos simulations. L'augmentation de l'obliquité induit une augmentation du flux solaire incident dans les régions de haute et moyenne latitude pendant l'été, mais aussi une diminution équivalente pendant l'hiver. L'épaisseur et la surface des dépôts de givre saisonnier de CO₂ sont donc plus importantes dans nos simulations que dans le climat actuel de Mars (voir figure 5.13). La conséquence de l'épaisseur accrue des dépôts saisonniers de CO₂ sur leurs propriétés thermophysiques, par analogie avec le cycle de l'eau, est un des axes d'étude du projet *Mars Through Time*.

Stabilité de la glace de sous-surface et formation de "lag layers"

Les variations des paramètres orbitaux affectent la stabilité à long terme de la glace dans le sous-sol martien, qui peut combler les interstices poreux du régolithe et ainsi modifier l'inertie thermique du sous-sol martien. La paramétrisation simplifiée de la rétroaction de l'inertie thermique du modèle montre l'effet important qu'elle peut avoir sur le devenir des réservoirs de glace d'eau de surface (Madeleine et al., 2009).

La concentration de glace dans le sous-sol est déterminée par l'onde de chaleur saisonnière, mais aussi par l'équilibre dynamique avec la vapeur d'eau en surface (Schorg:07 ; Schorghofer et al., 2012). La bonne modélisation de cet effet requiert donc de coupler la distribution en surface de la vapeur d'eau calculée par le modèle avec des modèles d'équilibrage de la glace en sous-surface, pour pouvoir prendre en compte l'évolution de l'inertie thermique du sous-sol qui participe à la stabilisation des réservoirs de glace.

Un autre processus physique susceptible d'affecter la stabilité de la glace est la formation de couches de poussières protectrices ("dust lag layers"). La poussière atmosphérique, omniprésente, contamine invariablement les diverses couches de glace qui se forment à la surface de Mars. Lors des phases de sublimation de ces couches, la concentration de poussière (qui elle ne se sublime pas) augmente jusqu'à éventuellement former des couches très concentrées, qui isolent en pratique la glace sous-jacente de l'atmosphère. Ce mécanisme peut ainsi préserver la glace dans le sous-sol même dans les cas où elle serait théoriquement instable en fonction des conditions de surface (Mischna et al., 2005). Ce phénomène est encore très peu étudié mais joue probablement un rôle majeur dans la formation de la stratification de la calotte polaire Nord et dans le bilan des flux entre les différents réservoirs d'eau surfaciques (Levrard et al., 2007).

Le développement de paramétrisations pour ces deux processus est également un des axes majeurs du projet Mars Through Time, et fait l'objet des travaux de Eran Vos, Jean-Baptiste Clément et Lucas Lange.

L'effet radiatif de la vapeur d'eau

Les simulations idéalisées présentées au chapitre précédent (section 5.6) suggèrent que l'augmentation drastique de la quantité de vapeur d'eau obtenue dans nos simulations est à même de modifier la structure thermique de l'atmosphère et la température de surface. Le code de transfert radiatif du modèle est spécifiquement construit pour l'atmosphère martienne typique, dans laquelle la concentration de vapeur d'eau est négligeable. L'inclusion de l'effet radiatif de la vapeur d'eau dans le modèle martien du LMD présente donc un défi numérique important, mais nécessaire à la bonne modélisation des climats possibles à plus haute obliquité.

La présence d'eau liquide au cours des derniers 10 millions d'années

La possibilité de la présence d'eau liquide présente ou passée sur Mars est un sujet brûlant pour les implications qu'elle peut avoir dans les champs de la géophysique, de la géochimie ou de la biologie. Certains écoulements contemporains ont été identifiés comme potentiellement formés

en présence d'eau liquide (Costard et al., 2002 ; Conway et al., 2015 ; Conway et al., 2019). Les analogues terrestres de ces écoulements, les "gullies", impliquent la plupart du temps de l'eau liquide. D'autres mécanismes exotiques spécifiques à la planète Mars ont toutefois été proposés, qui fournissent des explications plus directes au vu des conditions environnementales (Pilorget et al., 2016 ; Dundas et al., 2017).

La présence d'eau liquide dans le passé récent de Mars est classiquement examinée à l'aide de modèles numériques de climat. Si l'eau liquide est forcément instable au vu de la pression atmosphérique et de sa contenance en vapeur d'eau (voir figure 1.8), elle peut théoriquement exister en surface de manière transitoire par la fonte de dépôts de glace Haberle et al. (2001).

Cependant, les études existantes sur le sujet ne prennent pas en compte la chaleur latente de ces dépôts de glace ni le refroidissement associé. Dans nos simulations, ce refroidissement est particulièrement important sur les dépôts de glace localisés dans les hautes et moyennes latitudes, où les gullies sont observés. La température de surface des dépôts n'atteint ainsi jamais 273 K, le point de fusion de la glace. Nos résultats prévoient donc que l'eau liquide ne peut pas apparaître par la fonte directe de glace à la surface de Mars. Il reste cependant à investiguer les possibilités de fusion de la glace souterraine, dont les taux de sublimation peuvent être sensiblement différents s'il existe des "lag layers" de poussière (Costard et al., 2002).

De plus, les écoulements martiens observés et pour lesquels la formation en présence d'eau liquide reste une question ouverte sont principalement localisés sur les pentes. Les pentes martiennes sont le siège de microclimats locaux, en raison des propriétés radiatives de l'atmosphère. Une paramétrisation statistique de la représentation des pentes sous-maille, importante pour la représentation des glaciers de CO₂ à plus basse obliquité, a été développée et validée dans le modèle martien (Lange et al., 2023a). L'investigation systématique des conditions locales sur les pentes à haute obliquité pourrait apporter un éclairage supplémentaire sur la question, même si les études théoriques montrent la quasi-impossibilité de ce mode d'apparition de l'eau liquide là encore en raison de la chaleur latente de sublimation (Schorghofer, 2020).

6.2.4 Le "Planetary Evolution Model"

Les expériences menées avec les modèles numériques de climat ont consisté à changer brutalement les paramètres orbitaux de Mars. Les climats modélisés sont alors le résultat de quelques années de simulation à partir de l'état initial en réponse au changement de forçage externe du modèle.

Les climats modélisés sont profondément dépendants des conditions initiales des simulations numériques : en fonction de l'emplacement des différents réservoirs d'eau au sol, le climat simulé (circulation atmosphérique, humidité, température globale, bilan de masse des différents réservoirs) change du tout au tout (Levrard et al., 2004 ; Levrard et al., 2007 ; Madeleine et al., 2009). Comment choisir l'emplacement de ces réservoirs ? En réalité, pour une configuration (orbite, obliquité) et un historique donnés, les réservoirs de glace d'eau ne peuvent pas être prescrits arbitrairement. En effet, les glaces se stabilisent dans des endroits spécifiques (typiquement les zones les plus froides). Il est donc nécessaire de simuler la migration des glaces vers ces zones de stabilité pour modéliser le climat de manière réaliste⁶.

Cependant la migration des glaces vers ces zones de stabilités se fait sur des échelles de temps longues, trop longues pour être simulées par un modèle de climat global. Plus généralement, nous avons vu que, parmi les processus physiques à considérer dans l'étude des variations climatiques de l'Amazonien tardif sur Mars, figurent la déstabilisation des glaciers de CO₂ et les variations associées de pression atmosphérique totale, la stabilité de la glace en sous-surface, la modification

6. Sinon on risque d'obtenir des résultats aussi absurdes que si l'on modélisait le climat terrestre en supposant une calotte polaire à la place du Sahara

des bilans de flux entre les différents réservoirs par formation de "dust lag layers", etc. Ces processus ont eux-mêmes des échelles de temps caractéristiques longues, pour lesquelles le modèle numérique de climat n'est pas un outil de modélisation adapté.

Il faut donc pouvoir modéliser le climat sur des milliers, voire des millions d'années. Cela permettrait même, par exemple, de reconstituer la stratigraphie de la calotte polaire Nord.

Pour cela, un modèle couplé asynchrone est en développement au laboratoire dans le cadre du projet *Mars Through Time*, par l'ensemble de l'équipe et particulièrement Romain Vandemeulebrouck et Jean-Baptiste Clément. Ce modèle est appelé "Planetary Evolution Model" (développé spécifiquement pour Mars mais également adaptable à l'étude de l'évolution de l'environnement de surface des autres planètes). Il utilise le modèle numérique de climat comme condition aux limites pour modéliser les autres processus qui agissent à l'échelle des temps géologiques, pour enfin avoir accès à des scénarios complets d'évolution de la surface de Mars.

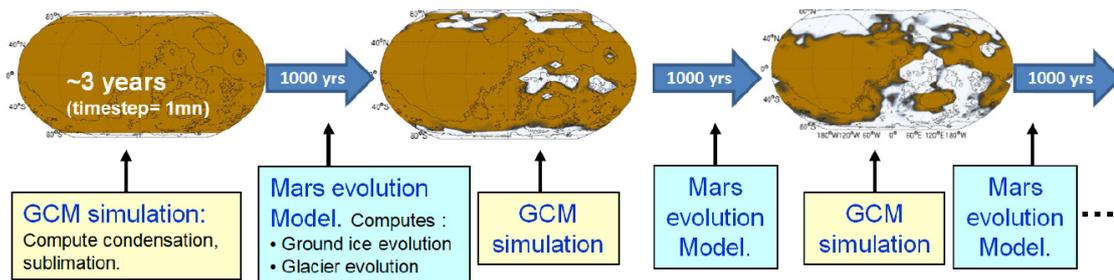


FIGURE 6.1 – Fonctionnement théorique du "Planetary Evolution Model" qui modélise l'évolution long-terme de la surface de la planète Mars en faisant appel au GCM martien de manière asynchrone. Crédit : François Forget.

Communication scientifique

Publications en premier auteur

Les trois derniers chapitres de la thèse constituent une suite d'articles scientifiques en cours de publication ou de finalisation.

- **J. Naar**, F. Forget, A. Bierjon, M. Vals, E. Millour, M. Wolff, F. González-Galindo, B. Richard, Global climate modeling of the Martian water cycle. I) Improved parameterizations of physical processes, *en révisions pour Earth and Space Science*
- **J. Naar**, F. Forget, A. Bierjon, M. Vals, E. Millour, M. Wolff, Global climate modeling of the Martian water cycle. II) The challenge of the time discretization, *soumis à Earth and Space Science*
- **J. Naar**, F. Forget, E. Vos, E. Millour, Formation of very recent mid-latitude ice mantle on Mars by destabilization of the Northern Polar Cap at moderate obliquity, *en préparation pour une revue à fort impact*

Publications en co-auteur

Les trois dernières publications sont issues de travaux de stage effectués avant le début de ma thèse.

- G. Gilli, F. Gonzalez-Galindo, J.-Y. Chaufray, E. Millour, F. Forget, F. Montmessin, F. Lefèvre, **J. Naar**, M. Vals, L. Rossi, M. A. López-Valverde, A. Brines, Increased Hydrogen escape from Mars atmosphere during periods of high obliquity, *submitted to Nature Astronomy*
- Liu, J., E. Millour, F. Forget, G. Gilli, F. Lott, D. Bardet, F. González Galindo, A. Bierjon, **J. Naar**, A. Martinez, S. Lebonnois, S. Fan, T. Pierron, and R. Vandemeulebrouck A Surface to Exosphere Non-Orographic Gravity Wave Parameterization for the Mars Planetary Climate Model. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 2023
- Mousis, O., M. Deleuil, A. Aguichine, E. Marcq, **J. Naar**, L. A. Aguirre, B. Brugger, and T. Gonçalves, Irradiated Ocean Planets Bridge Super-Earth and Sub-Neptune Populations. *The Astrophysical Journal*, 2020
- Kwiatkowski, L., **J. Naar**, L. Bopp, O. Aumont, D. DeFrance, and D. Couespel Decline in Atlantic Primary Production Accelerated by Greenland Ice Sheet Melt. *Geophysical Research Letters*, 2019
- Turbet, M., E. Bolmont, J. Leconte, F. Forget, F. Selsis, G. Tobie, A. Caldas, **J. Naar**, and M. Gillon Modeling climate diversity, tidal dynamics and the fate of volatiles on TRAPPIST-1 planets. *Astronomy and Astrophysics*, 2018

Conferences et colloques scientifiques

- **Naar, J.**, F. Forget, E. Millour, A. Bierjon, L. Lange, E. Vos, and R. Vandemeulebrouck Modeling the recent (<5 Myrs) martian Ice Ages, *SF2A-2023 : Proceedings of the Annual meeting of the French Society of Astronomy and Astrophysics, 2023*
- González Galindo, F., G. Gilli, J.-Y. Chaufray, M. Vals, F. Lefèvre, F. Montmessin, L. Rossi, **J. Naar**, F. Forget, E. Millour, M. Á. López-Valverde, and A. Brines Hydrogen Escape in Current and Past Mars, *Planetary Sciences and Exploration of the Solar System (7th CPESS), 2023*
- Gilli, G., F. Gonzalez-Galindo, F. Forget, E. Millour, **J. Naar**, and J.-Y. Chaufray On the effect of the orbital parameters of Mars to the H escape and the fate of water in the last millions of years, *European Planetary Science Congress, 2022*
- Forget, F., E. Millour, A. Bierjon, A. Delavois, S. Fan, L. Lange, J. Liu, C. Mathe, **J. Naar**, T. Pierron, R. Vandemeulebrouck, A. Spiga, L. Montabone, J.-Y. Chaufray, F. Lefèvre, A. Mättänen, F. Montmessin, L. Rossi, M. Vals, F. Gonzalez-Galindo, and 5 colleagues Challenges in Mars Climate Modelling with the LMD Mars Global Climate Model, Now Called the Mars "Planetary Climate Model" (PCM), *Seventh International Workshop on the Mars Atmosphere : Modelling and Observations, 2022*
- Vandemeulebrouck, R., F. Forget, L. Lange, E. Millour, A. Spiga, A. Bierjon, A. Delavois, and **J. Naar** Modeling the Evolution of Climates over Long Period : the Planetary Evolution Model, *Seventh International Workshop on the Mars Atmosphere : Modelling and Observations, 2022*
- Bierjon, A., F. Forget, E. Millour, M. Vals, R. Vandemeulebrouck, **J. Naar**, T. Pierron, A. Spiga, L. Montabone, M. Wolff, and T. Bertrand Modeling the Dust Cycle in LMD Mars GCM V6, *Seventh International Workshop on the Mars Atmosphere : Modelling and Observations, 2022*
- Lange, L., F. Forget, R. Vandemeulebrouck, E. Millour, E. Dupont, A. Spiga, A. Bierjon, A. Delavois, and **J. Naar** Climate Simulations of Mars at Low Obliquity, *Seventh International Workshop on the Mars Atmosphere : Modelling and Observations, 2022*
- Gilli, G., F. Gonzalez-Galindo, F. Forget, **J. Naar**, E. Millour, and J.-Y. Chaufray On the Effect of the Obliquity of Mars to the Hydrogen Escape and the Fate of Water in the Last Millions of Years, *Seventh International Workshop on the Mars Atmosphere : Modelling and Observations, 2022*
- Lange, L., F. Forget, R. Vandemeulebrouck, E. Millour, A. Delavois, **J. Naar**, A. Spiga, A. Bierjon, and E. Dupont Climate Simulations of Mars at Low Obliquity, *EGU General Assembly Conference Abstracts, 2022*
- Vandemeulebrouck, R., F. Forget, L. Lange, E. Millour, A. Delavois, A. Bierjon, **J. Naar**, and A. Spiga Simulating long term climate variation with a planetary evolution model, *EGU General Assembly Conference Abstracts, 2022*
- **Naar, J.**, F. Forget, M. Vals, E. Millour, A. Bierjon, F. González-Galindo, and B. Richard Modeling the global water cycle on Mars with improved physical parametrization, *European Planetary Science Congress, 2021*
- **Naar, J.**, F. Forget, J.-B. Madeleine, E. Millour, A. Spiga, M. Vals, A. Bierjon, and L. Benedetto de Assis Formation and stability of martian mid-latitude water ice deposits at high obliquity, *European Planetary Science Congress, 2020*
- **Naar, J.**, F. Forget, J.-B. Madeleine, E. Millour, A. Spiga, M. Vals, A. Bierjon, and L. Benedetto de Assis Recent Formation of Ice-Rich Latitude-Dependent Mantle from Polar

Ice Reservoirs, *Seventh International Conference on Mars Polar Science and Exploration, 2020*

Enseignement et vulgarisation

- Monitorat doctoral à Sorbonne Université niveau L2-M1 : introduction aux géosciences, mathématiques, modélisation numérique du climat, géomorphologie planétaire, projets bibliographiques en planétologie. Total : ~ 128 heures.
- Encadrement de stage de L3 de Brunehilde Richard, sur la modélisation 1d des paléoclimats martiens et de la possibilité d'eau liquide à haute obliquité
- Projet associatif F93 <https://www.f93.fr> : interventions dans des collèges du département Seine-Saint-Denis pour promouvoir la culture scientifique. Projet "Prénom Mars" (2023) et "La Vie dans l'Univers" (2024), 2×15 heures.
- Co-crédation, organisation et administration (LOC+SOC) du colloque annuel iner-laboratoires de l'IPSL : Ma Thèse en 5 Memes (MT5M). Une demi-journée de réunion avec environ 50 participants, 20 présentations et comptabilisé pour 5 heures de formation sur ADUM.

Posters

Durant la pandémie de COVID-19, les conférences qui n'étaient pas annulées se sont tenues en ligne. J'ai participé à l'*European Planetary Science Congress* en 2020 et 2021 avec des posters virtuels, pour lesquels le mode de présentation était très peu enthousiasmant.

Par ailleurs j'ai également eu la chance d'aller au Symposium organisé par l'*European Space Agency's Directorate of Science* (ESLAB) en Mars 2023 pour présenter un poster de résultats préliminaires : le poster parle déjà des résultats du chapitre 5 mais sans avoir les ajouts au modèle détaillés dans le chapitre 4. Il est reproduit sur la page suivante.

MARTIAN WATER ICE LATITUDE DEPENDENT MANTLE PREDICTED BY IMPROVED CLIMATE MODEL

Joseph Naar¹, François Forget¹, Ehouarn Millour¹ and Antoine Bierjon¹

¹Laboratoire de Météorologie Dynamique, UMR CNRS 8539, Institut Pierre-Simon Laplace, Sorbonne Universités, UPMC Univ Paris 06, 4 place Jussieu, 75005, Paris, France.



Introduction

Converging geomorphological evidences point to the deposition of a "Latitude-Dependent Mantle" (LDM) of water ice on Mars up to ~30° latitude in both hemispheres, of age consistent with the latest obliquity rise to 35°. GCM studies can't explain how ice would accumulate outside the polar regions assuming a permanent reservoir at the north pole like today. We present our simulations at 35° obliquity with the latest improvements of the Mars PCM, with a focus on albedo and thermal inertia.

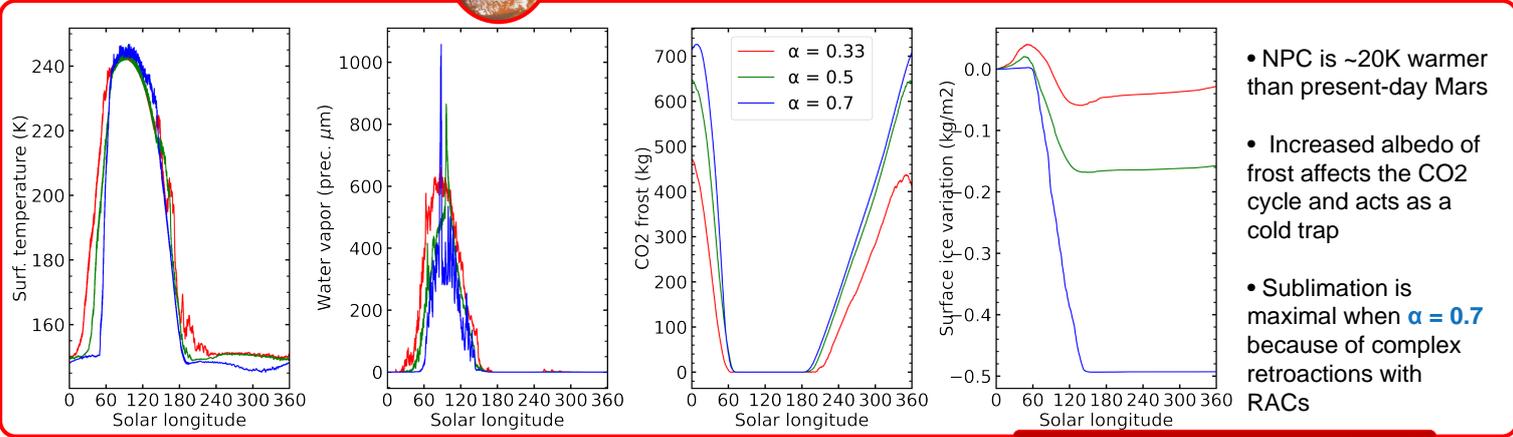
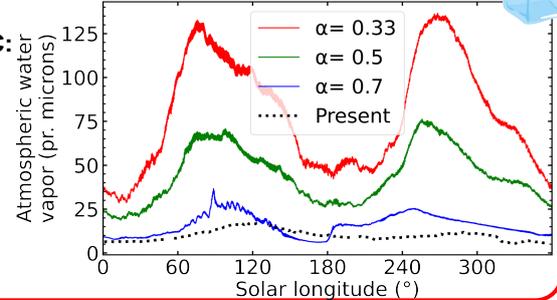
Mars PCM settings

- 0.08 ecc., Lp=270° mild northern summer
- TI feedback with ice accumulation [2]
- **Radiatively active H₂O clouds (RACs) with improved nucleation scheme [1]**
- **Latent heat of ground water ice sublimation /condensation [1]**
- Sensivity of water frost albedo :
 $\alpha = 0.33$; $\alpha = 0.5$; $\alpha = 0.7$

Atmospheric humidity limited by latent heat of ground ice

Excursion to 35° obliquity increases insolation and sublimation of the NPC:

- Water vapor content is 10 times higher than present [2], or even 100 times higher with RACs [3]
- Latent heat of ground ice reduces the NPC sublimation and limits atmospheric water vapor



- NPC is ~20K warmer than present-day Mars
- Increased albedo of frost affects the CO₂ cycle and acts as a cold trap
- Sublimation is maximal when $\alpha = 0.7$ because of complex retroactions with RACs

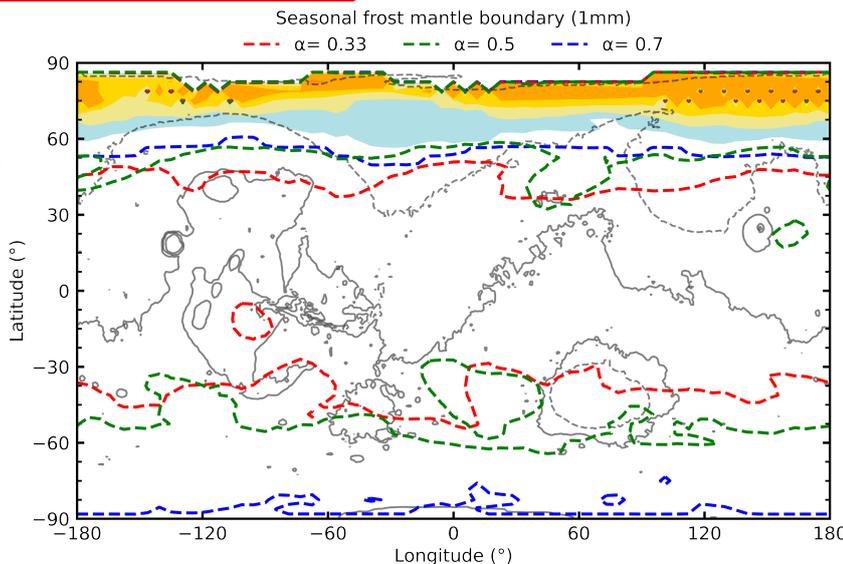
Frost deposition outside the polar regions

$\alpha = 0.33$:

- No ice accumulation outside the NPC
- Latent heat cooling isn't sufficient to prevent summertime sublimation

$\alpha = 0.5$:

- Ice accumulates outside the NPC at high latitudes in both hemispheres (not shown)



$\alpha = 0.7$:

- Multi-annual frost deposition down to ~60° latitude North
- Thermal inertia feedback enhances ice accumulation

Thermal inertia (TI) :

- Set to 800 J.m⁻².K⁻¹. s^{-1/2} in the PCM (lower limit for ice)
- TI feedback alone doesn't allow ice accumulation outside the Northern Polar Cap

Main results :

- First GCM simulations to compute RACs and latent heat of ground ice at 35° obliquity : « only » ten times more humid than present
- Using the NPC as an initial ice reservoir, ice can accumulate outside the polar region if summer sublimation is dampened, by higher frost albedo (e.g. due to snowfall) or increased thermal inertia (pore filling or consolidated subsurface ice)

Future developments

- CO₂ albedo parametrization
- Improved H₂O albedo parametrization : snowfall
- Different orbital forcing
- Sensitivity to the dust cycle
- Planetary Evolution Model (PEM) : evolution of subsurface ice table and thermal inertia
- PEM : Microclimate of slopes within PCM cells

Contact me (please) : joseph.naar@lmd.ipsl.fr
I would be glad to work with you !

References:

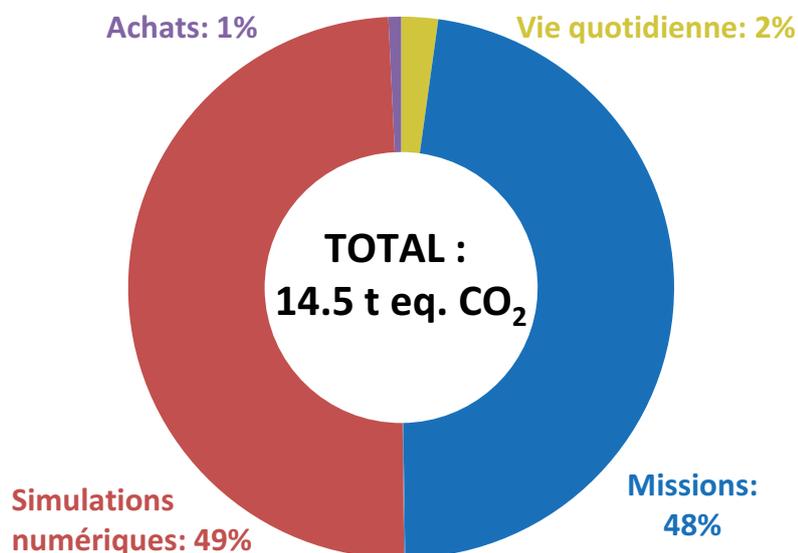
- [1] Naar et al., (2021) 10.5194/epsc2021-559
- [2] Madeleine, JB., et al. (2009), [10.1016/j.icarus.2009.04.037](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2009.04.037)
- [3] Madeleine, JB., et al. (2014), [10.1002/2014GL059861](https://doi.org/10.1002/2014GL059861)



Bilan carbone

J'ai prié pour mes potes, ils ont prié pour moi
Ne me laissez pas voir le printemps, si c'est pour mourir en été

SCH



Le Laboratoire de Météorologie Dynamique, et de nombreux laboratoires de l'Institut Pierre-Simon Laplace sont impliqués dans le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC) et consacrent une partie de leur activité à l'étude du réchauffement climatique. L'ensemble des travaux de la communauté souligne depuis plus de 30 ans le caractère imminent des changements profonds à imprimer à l'ensemble de la société pour endiguer l'augmentation du réchauffement. En dépit du rythme imperceptible (dans le meilleur des cas) de ces transitions initiées par les instances politiques, une partie courageuse de la communauté scientifique se consacre à cette question structurelle au sein de notre monde professionnel. Le collectif LMD-Climaction (<https://climactions.ipsl.fr/>) a voté en 2019 pour une diminution de 50% des émissions carbone du laboratoire à l'horizon 2030. En utilisant les ressources à disposition (<https://labos1point5.org/>), j'ai évalué le coût carbone des différents postes de dépense de

cette thèse (sans compter ma vie personnelle, ni les dépenses au niveau du laboratoire comme le chauffage). Pour rappel, respecter les accords de Paris ratifiés en 2015 signifie que l’empreinte carbone individuelle de chaque français doit être réduite à 2t/an.

Ayant choisi de vivre à proximité du laboratoire, l’empreinte carbone liée au transport est négligeable (~ 10 kg équivalent CO_2 sur toute la thèse, pour la carte vélib). Le reste des émissions est réparti en 4 catégories : les achats, la vie quotidienne, les simulations numériques (qui constituent l’essentiel de mon travail de thèse) et les déplacements professionnels.

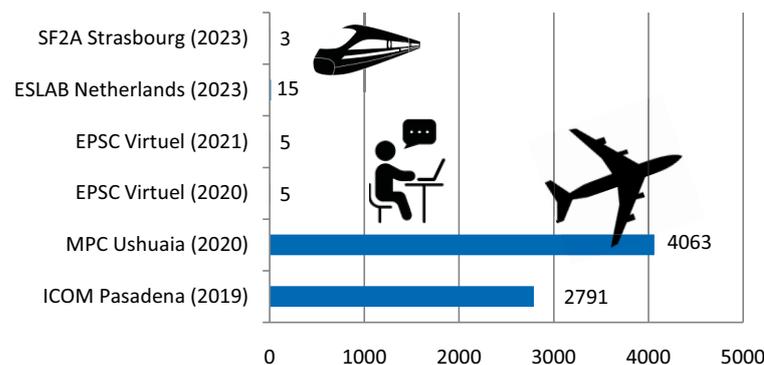
Le seul achat est mon ordinateur sur lequel je travaille tous les jours, dont le bilan carbone est estimé par le constructeur à 315 ± 65 kg eq. CO_2 , construction et livraison comprises.

Le deuxième poste de dépense le plus faible est la vie quotidienne, majoritairement des impressions de papier. En ordre de grandeur, l’impression d’une feuille représente 10 g eq. CO_2 (Wernet et al., 2016). L’impression d’un manuscrit de thèse coûte donc environ 2 kg eq. CO_2 .

Les principales dépenses sont les simulations numériques, très coûteuses (environ ~ 7.2 t eq. CO_2). Le chiffre correspondant est calculé à partir d’une estimation haute de l’ensemble des heures CPU consommées pour mon propre travail : environ 550 000 h CPU toutes plateformes confondues. Un ordre de grandeur conservatif de 4 g eq. CO_2 par hCPU est appliqué (Berthoud et al., 2020), même si les chiffres avancés pour les grands calculateurs français sont plutôt de l’ordre de 1.6 g eq. CO_2 . Pour approfondir ces réflexions, il convient de souligner que ce chiffre *individuel* n’a pas vraiment de sens mais qu’il est un ordre de grandeur moyenné sur la totalité de la consommation collective. Plusieurs postes de dépense très différents sont amalgamés dans ces estimations. De plus, la consommation électrique (donc carbone) des centres de calculs est loin d’être proportionnelle au nombre de simulations numériques, mais dépend aussi par exemple de la fabrication et l’entretien des centres ou bien du taux d’usage (Guennebaud, 2022).

Le deuxième poste le plus important concerne les déplacements en conférence, pour un total d’environ ~ 6.9 t eq. CO_2 . Sur les 6 conférences ayant nécessité un déplacement, l’écrasante majorité du coût carbone est contenu dans les deux missions sur le continent américain directement du fait des vols en avion.

Bilan carbone (kg eq. CO_2)



La modification des pratiques de la recherche en accord avec l’éthique environnementale est un sujet brûlant dans les laboratoires, en particulier d’astrophysique et de physique du climat. Il convient de continuer à réfléchir collectivement aux manières d’orienter nos modes de vie et de travail en accord avec nos ambitions sociétales. Le débat est houleux, et s’invite sur les terrains

de l'engagement politique, mais aussi de la déontologie professionnelle et des valeurs personnelles. Dans mon cas, les deux postes de dépense principaux de cette thèse sont des exemples bien identifiés de diminution possible des coûts. De nombreuses propositions d'amélioration du rendement des centres de calcul permettraient de commencer à diminuer le bilan carbone, mais conduire toutes ces simulations numériques est absolument indispensable pour mon travail de recherche. Les voyages en avion ne sont pas eux un besoin primaire de la thèse, mais ne pas se rendre aux conférences signifie pour moi passer à côté du sens général de la recherche, de l'esprit de groupe.

En général, la réduction de l'empreinte carbone est difficile à mettre en œuvre dans le système de recherche à forte compétitivité internationale qui existe actuellement. À l'image des débats sociétaux en cours, la réduction des émissions carbone de la communauté scientifique passe par la réflexion et l'engagement collectif (moins de déplacements en avion ? Réflexion préalable et identification des bonnes pratiques pour les centres de calcul ?). Des discussions en cours dans les laboratoires, je conclus qu'il existe deux types de réduction de carbone à implémenter. Tout d'abord celles qui relèvent du gaspillage, ou de la mauvaise optimisation. Réduire activement ces émissions est un simple apprentissage des bonnes pratiques, comme la manière d'utiliser les centres de calcul pour réduire la consommation sans renoncer à la quantité de simulations (ou d'autres actions plus basiques, comme supprimer ses mails). Pour atteindre les objectifs ratifiés aux accords de Paris, ces adaptations qui ne modifient pas en profondeur la pratique semblent largement insuffisantes, comme l'illustre cette annexe dans le cas de ma propre thèse. La modification profonde de la pratique quotidienne de la recherche paraît indispensable si l'on souhaite parvenir à respecter les objectifs annoncés. Cependant, le choix d'abandonner certaines pratiques semble contradictoire avec la mission des scientifiques français qui est, par décret, « Identifier, effectuer ou faire effectuer toutes les recherches présentant un intérêt pour la science ainsi que pour le progrès technologique, social et culturel du pays. »⁷.

En attendant que ces questions de fond avancent au rythme de la communauté scientifique et des décideurs politiques, il est important de collecter des données sur les émissions carbone de nos activités de recherche pour pouvoir prendre des décisions éclairées.

7. <https://www.cnrs.fr/fr/le-cnrs/missions>

Annexe A

Description du schéma de chaleur latente pour la glace de surface

Sommaire

A.1 La chaleur latente dans les GCMs	150
A.1.1 Définition et abus de langage	150
A.1.2 Un défi de modélisation	150
A.1.3 Implémentation et validation	152
A.2 Mode d'emploi de "l'infâme" vdifc	158
A.2.1 Fundamental equations	158
A.2.2 Discretization in the PCM	159
A.2.3 Detailed case for different variables	161

Quand on s'y met au sommet

A.1 La chaleur latente dans les GCMs

A.1.1 Définition et abus de langage

Le terme « chaleur latente » est un raccourci de langage pour l'enthalpie de changement d'état d'un corps¹. En effet, le mot chaleur désigne précisément les flux d'énergie mis en jeu lors d'un transfert thermique. Lors du changement d'état d'un corps, par exemple dans le cas de l'eau, les liaisons intermoléculaires changent de nature (dans le cas de la sublimation elles se brisent, tandis qu'elles se renforcent pour la condensation). L'énergie associée à la modification de ces liaisons fait varier l'enthalpie du corps. Cette énergie est **par la suite** échangée avec le milieu extérieur sous la forme de chaleur, d'où le raccourci.

On parle donc dans la suite de ce chapitre, ainsi que dans les chapitres précédents, de la chaleur latente de fusion/condensation de l'eau comme de l'énergie nécessaire pour faire changer cette eau d'état. On arrive là encore à un raccourci de langage : l'équation 3.1 détaille l'expression de la chaleur latente *spécifique*, c'est-à-dire pour une quantité unitaire d'eau (1 kg). Pour avoir la chaleur latente effective est donc la chaleur latente spécifique multipliée par le taux de changement d'état de l'eau (en kg/s).

La chaleur latente joue un rôle prépondérant en météorologie sur Terre, via le changement de phase de l'eau dans les nuages : la condensation de l'humidité ambiante lors de la formation de nuages induit un réchauffement de la parcelle locale et modifie donc sa flottabilité. A plus grande échelle, elle intervient de manière conséquente dans le bilan énergétique "climatique" de la Terre, pour lequel elle contribue significativement au transfert de chaleur vers l'atmosphère (voir figure A.1). Sur Terre, l'eau est le seul composant du système climatique pour lequel l'énergie de changement d'état intervient de manière significative dans les flux énergétiques, à toutes les échelles. En revanche, sur Mars, le CO₂ est le principal gaz atmosphérique et sa condensation est un des aspects majeurs du cycle saisonnier du climat martien (voir chapitre 1.2). Des travaux très récents ont montré que, dans la nuit polaire martienne, la convection de nuages de CO₂ est alimentée par le dégagement de chaleur latente, à la manière des nuages d'eau sur Terre (Caillé, 2023)!

A.1.2 Un défi de modélisation

Les flux de chaleur latente sont donc importants à considérer lorsque l'on s'intéresse à certains phénomènes météorologiques ou climatiques. Dans le cadre de ce travail de thèse, on se retrouve confronté à ce processus à la fois lorsque l'on s'intéresse à la sublimation de la glace en surface et lorsque l'on tente de peaufiner le schéma microphysique des nuages. Dans les deux cas, la prise en compte de la chaleur latente est problématique pour la même raison : elle varie en fonction de la température (voir figure A.2).

Cette variation de la chaleur latente en fonction de la température pose un problème numérique désagréable. Le modèle calcule des tendances pour l'évolution de toutes les quantités, qui sont ensuite propagées au pas de temps suivant. Le changement de phase de l'eau est calculé à partir de la différence entre la quantité de vapeur dans une maille et la quantité théorique à l'équilibre, calculée de la manière suivante :

1. Jusqu'au XIX^e siècle, la chaleur était vue comme un fluide et le mot "latente" désignait la quantité *cachée* de ce fluide mise en jeu dans les changements d'état.

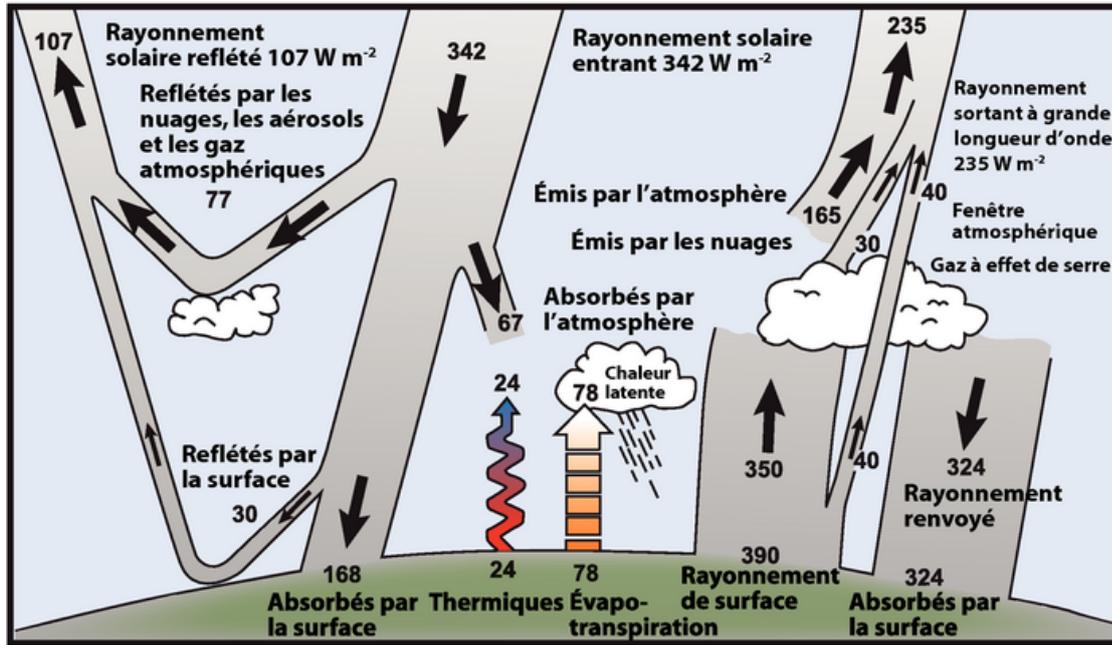


FIGURE A.1 – Bilan énergétique "à l'équilibre" de la Terre. Figure modifiée d'après les estimations chiffrées de Kiehl et al. (1997)

$$P_{sat} = 100.0 \times 10^{(2.07023 - 0.00320991 \times T - \frac{2484.896}{T} + 3.56654 \times \log_{10}(T))}$$

$$Q_{sat} = \frac{M_{H_2O}}{M_{CO_2}} \times P_{sat} / (P - (1 - \frac{M_{H_2O}}{M_{CO_2}}) \times P_{sat})$$

Ensuite, le flux de sublimation est calculé à partir de cette quantité de vapeur d'eau théorique via le flux turbulent de surface (Forget et al., 1999; Montmessin et al., 2004b; Navarro et al., 2014) :

$$E_w = \rho C_d u_* (q_{sat} - q)$$

Le refroidissement associé à la chaleur latente est directement lié au flux turbulent, comme détaillé au chapitre 3 (équation 3.1) :

$$L_v = E_w \times 1000 \times (2834.3 - 0.28 \times (T_s - 273.15) - 0.004 \times (T_s - 273.15)^2)$$

Ainsi, le refroidissement lié à la chaleur latente affecte la température localement, qui en retour modifie q_{sat} , donc le flux turbulent d'eau à la surface, et donc la chaleur latente dégagée. Le fait que le terme de chaleur latente dépende lui aussi de la température (mais peu!) nous empêche de procéder à la résolution implicite de ces équations. Plusieurs méthodes sont employées dans les différents modèles numériques de climat (ou autres) pour pallier à ce problème. L'utilisation d'un sous-pas de temps est classique car simple et efficace, même si elle présente le désavantage d'être coûteuse. C'est la solution retenue et employée pour le givre d'eau dans *vdifc*, également

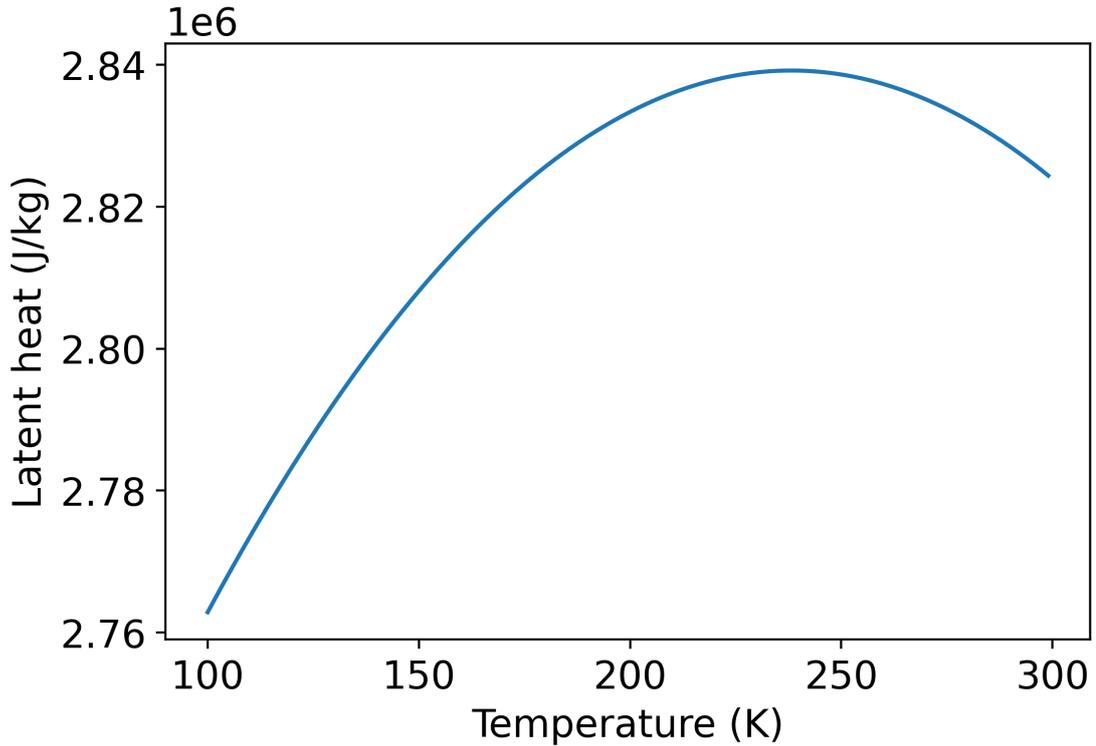


FIGURE A.2 – Expression de la chaleur latente de condensation/sublimation de l'eau détaillée au chapitre 3 (équation 3.1, utilisée à la fois pour la glace à la surface et dans les nuages.

mise en œuvre dans les nuages au chapitre 4.

A.1.3 Implémentation et validation

La chaleur latente de la glace au sol est négligée dans les différents GCM martiens de la communauté, en raison du très faible flux d'énergie impliqué. Du fait de ce faible flux, une implémentation explicite du dégagement de chaleur latente a été précédemment déployée par Margaux Vals (Vals, 2019). Elle consistait simplement au calcul de ce flux L_v et à son incrément dans la tendance de variation de la température de surface à la fin du pas de temps. Ce schéma numérique présentait l'avantage de la simplicité au prix d'oscillations numériques et de fortes instabilités dans les conditions les plus extrêmes du modèle, et notamment dans les premières simulations à plus haute obliquité.

Les flux des traceurs sont calculés de manière implicite dans vdfc (voir le mode d'emploi dans la section suivante). La méthode finalement retenue pour le calcul de la chaleur latente est donc de subdiviser en sous-pas de temps le calcul du flux de la vapeur d'eau, afin d'accommoder la tendance liée au changement d'état. Les différentes étapes d'implémentation et de validation sont décrites dans les paragraphes ci-dessous. Pour cela, on fait appel à des simulations 1d qui présentent des conditions extrêmes quant à la sublimation du givre dans le modèle : au moment du solstice d'été Sud, à 45° de latitude Sud avec un albédo de 0.3, une inertie thermique de 300

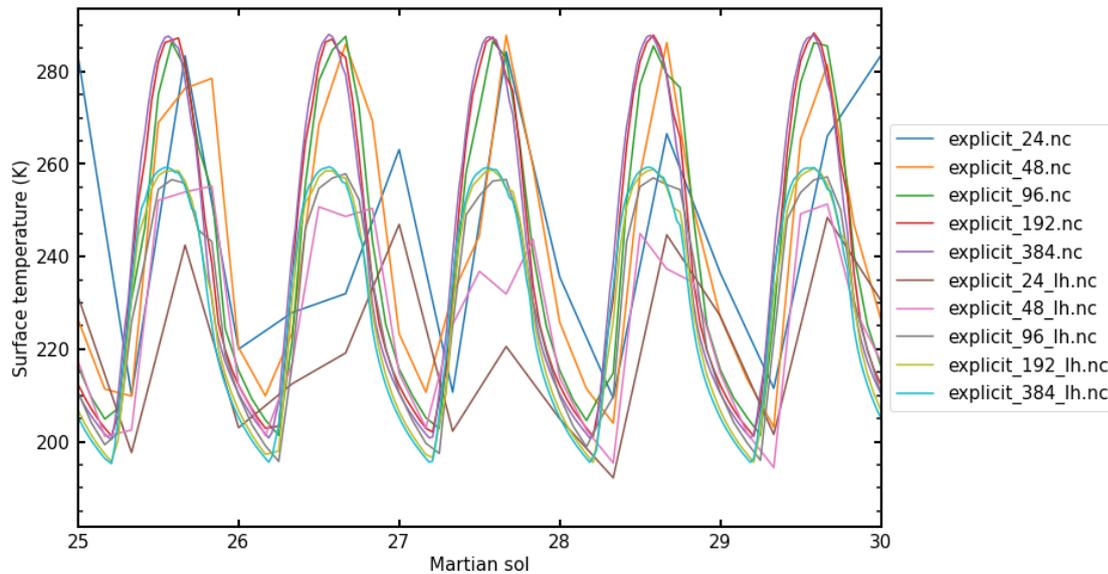


FIGURE A.3 – Évolution de la température de surface dans une simulation 1d avec et sans chaleur latente de sublimation et en fonction du nombre d'appels à la physique par sol martien.

$J.m^2.K^{-1}.s^{-1/2}$, une atmosphère sèche et un vent de 10 m/s avec sublimation infinie. Les cinq derniers sols de la simulation sont montrés.

Schéma explicite vs implicite

La figure A.3 présente l'effet de la sensibilité au pas de temps dans une simulation idéalisée sur la température de surface. Le nom des simulations correspond au nombre d'appels à la physique par jour martien. La configuration du modèle présentée dans les chapitres précédents décrit et analyse cette sensibilité, et présente la version de référence actuellement utilisée avec un pas de temps physique de 7.5 minutes, qui correspond à 192 appels par jour. Les noms des courbes correspondent au schéma appliqué (explicite ou implicite), au nombre de pas de temps par jour et à l'utilisation ou non de la chaleur latente.

Dans ces conditions extrêmes, le modèle prédit un refroidissement associé à la chaleur latente d'environ 25 K. Tout comme les chapitres précédents le laissent à penser, augmenter le pas de temps au delà de la valeur actuelle ne montre pas de divergence des résultats, un comportement sain du modèle. Ainsi, une métrique de validation pour l'implémentation du schéma implicite est qu'il tende au même résultat que le schéma explicite, avec un moins grand nombre de pas de temps et une stabilité accrue.

La figure A.4 illustre cette métrique et montre les résultats donnés par les deux schémas dans les mêmes conditions. Même si leur comportement se rapproche, les deux schémas ne convergent pas vers la même exacte solution en augmentant le nombre d'appels à la physique.

Sous-pas de temps

Même si le schéma de sublimation implicite est supposément plus stable que le précédent, il se trouvait toujours des problèmes numériques dans les cas les plus extrêmes, certainement par

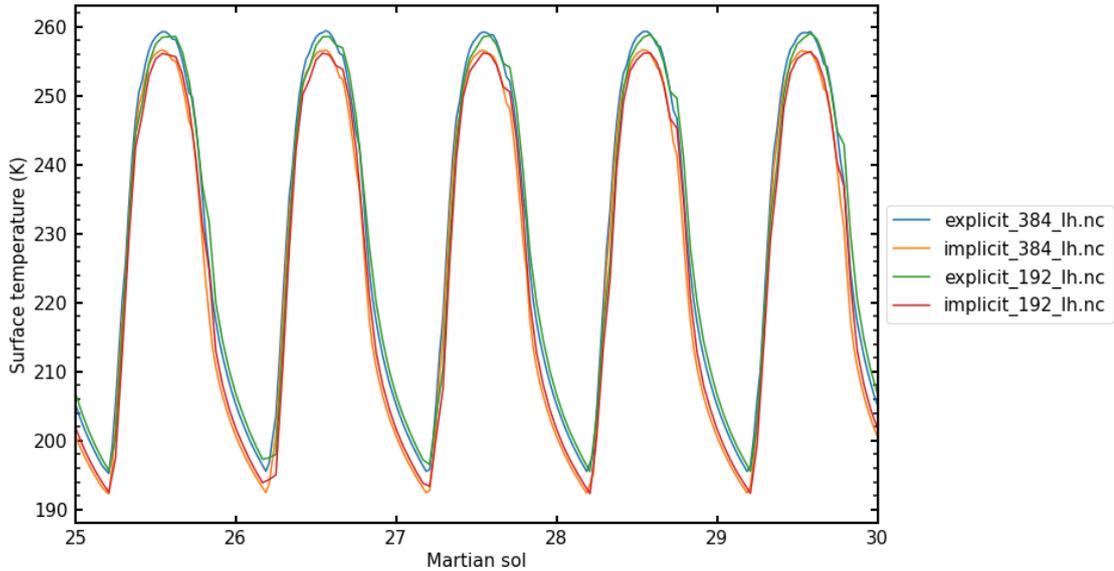


FIGURE A.4 – Évolution de la température de surface dans une simulation 1d en fonction du schéma numérique utilisé dans vdfc et du nombre d'appels à la physique par sol martien.

l'incrément de température lié à la chaleur latente. Le critère retenu pour décider de la subdivision en sous-pas de temps est simplement la tendance de température de surface précédemment calculée (au cours du même pas de temps, mais dans les précédentes routines de la physique avant d'arriver à vdfc). Étant donné que la variation de chaleur latente est directement liée à la variation de température de surface, une solution facile a été de subdiviser cette évolution en tendances suffisamment petites pour que l'incrément de chaleur latente soit correctement accommodé et ne crée pas d'oscillation numérique trop forte².

En pratique, nous avons décidé d'un seuil **dtmax** dans la variation de température de surface. Le nombre de sous-pas de temps alloué au calcul de la sublimation est simplement $\Delta T_{surf}/dtmax$. Cette méthode brutale nécessite de choisir et d'écrire un critère figé dans le modèle.

Le choix de ce seuil **dtmax** doit être le meilleur compromis possible entre la rapidité de calcul (le moins d'opération possible) et la précision et la stabilité du résultat. Pour ce faire, nous avons étudié l'évolution de la vapeur d'eau dans la colonne 1d dans les mêmes conditions que précédemment, à l'exception que l'on ne force plus l'atmosphère sèche, pour différentes valeurs de **dtmax**. Ces simulations sont présentées dans la figure A.5.

Dans les conditions de cette simulation, jamais atteintes sur Mars actuellement, mais éventuellement plausibles à haute obliquité, descendre sous un seuil de **dtmax=0.5 K** ne montre pas d'évolution des profils d'eau. C'est donc cette valeur qui est retenue et appliquée dans les points de grille avec présence de glace d'eau à la surface pour permettre la meilleure évaluation possible du dégagement de chaleur latente.

2. Lorsque la température de surface augmente, la glace au sol se sublime et l'incrément de température lié à la chaleur latente est donc négatif, et vice-versa

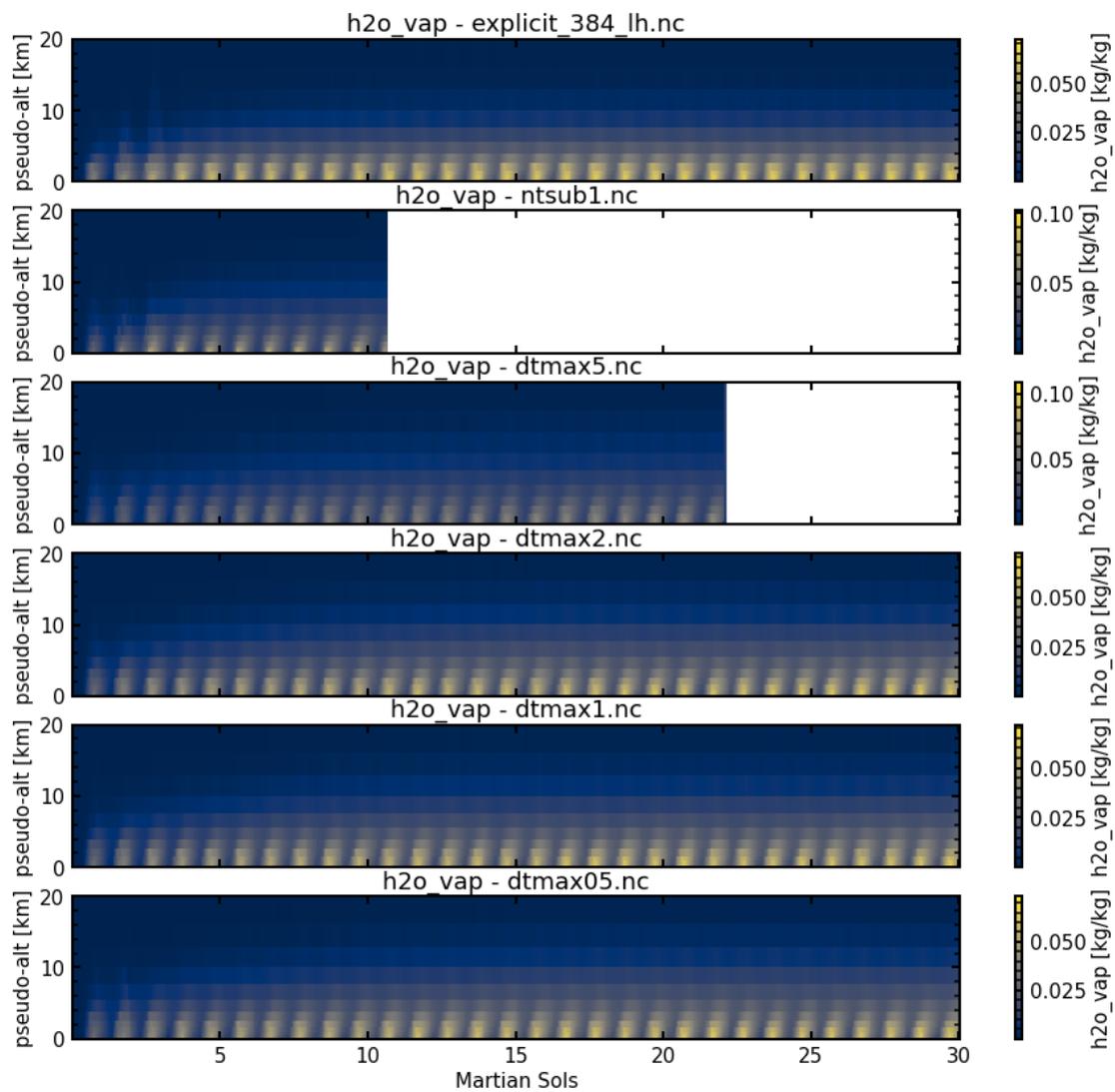


FIGURE A.5 – Évolution de la vapeur d'eau dans le cas explicite et avec plusieurs seuils **dtmax** permettant de déterminer le nombre de sous-pas de temps du calcul de la sublimation de l'eau dans vdfc.

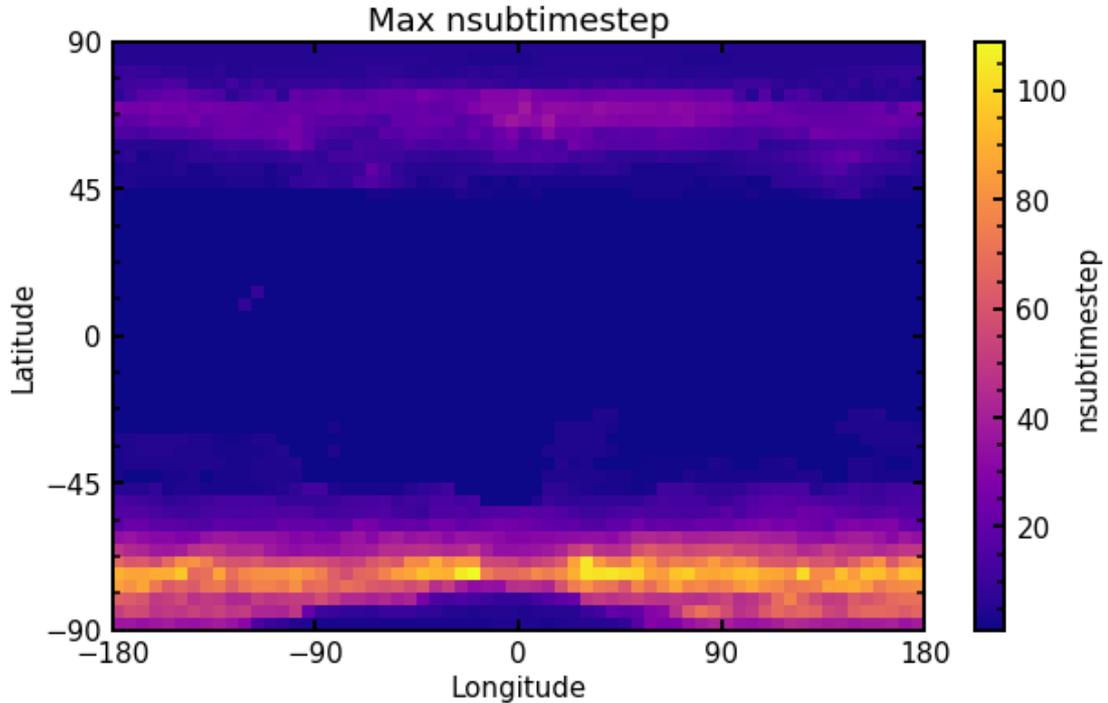


FIGURE A.6 – Nombre maximal de sous-pas de temps ($n_{\text{subtimestep}}$) en instantané pour chaque point de grille sur une année martienne standard du modèle.

Effet dans le modèle

À présent que l'implémentation a été testée et validée avec le modèle 1d, il convient d'examiner le comportement du modèle 3d. La figure A.6 montre le nombre maximal de sous-pas de temps de vd_{ifc} sur une année martienne classique. Le sous-pas de temps n'est pas utilisé s'il n'y a pas de glace au sol dans la maille, avec le même seuil que pour l'albédo du givre de $5 \mu\text{m}$ (voir chapitre 3). Ainsi, la carte de la figure A.6 suit l'emplacement du givre saisonnier, avec une asymétrie hémisphérique liée à l'excentricité de la planète : l'été Sud étant proche du périhélie de l'orbite de Mars, le chauffage de la température de surface est plus important que pendant l'été Nord.

Pour avoir une idée un peu plus précise du coût en temps de calcul des sous-pas de temps, la figure A.7 montre des cartes de différents seuils de nombre de sous-pas de temps atteints au cours de l'année. Dans les hautes à moyennes latitude ($45\text{-}90^\circ$), plus des deux tiers de l'année nécessitent plus d'un sous-pas de temps dans l'hémisphère Sud, contre seulement moins d'un tiers dans l'hémisphère Nord. Ce chiffre descend très rapidement, puisque seule une étroite bande de haute latitude dans l'hémisphère Sud fait appel à au moins 5 sous-pas de temps au cours d'une journée pendant la moitié de l'année. Finalement, ce schéma de sous-pas de temps *brutal* respecte relativement bien le critère d'optimisation et de minimisation du nombre d'opérations.

En complément, la figure A.8 présente le flux de chaleur latente mesuré à la fin du pas de temps, c'est-à-dire intégré le long des sous-pas de temps dans vd_{ifc} . Cette figure illustre un propos implicite tout au long de ce chapitre, dans lequel les critères physiques et numériques sont focalisés sur la sublimation et non sur la condensation du givre. En effet, ces deux changements

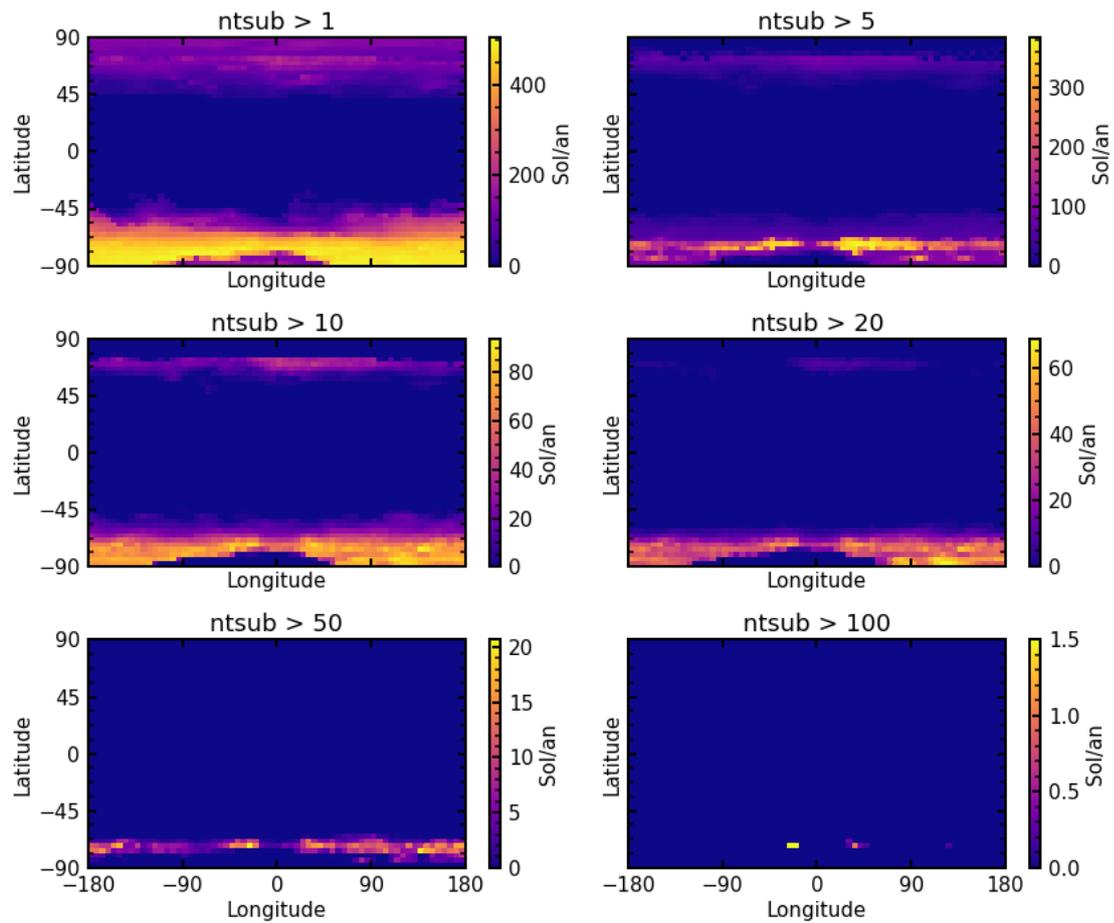


FIGURE A.7 – Nombre de sols/an avec au moins une valeur instantanée de différents minimums de sous-pas de temps atteints pour chaque point de grille sur une année martienne standard du modèle.

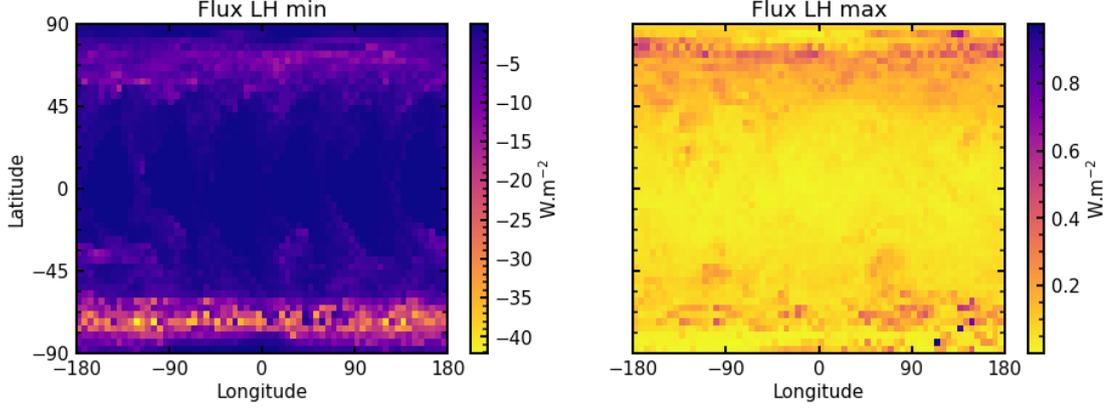


FIGURE A.8 – Nombre maximal instantané lié à la chaleur latente au cours d'un pas de temps lors de la sublimation (gauche) ou de la condensation (droite) de l'eau à la surface dans le modèle.

d'état sont régis par les mêmes équations, mais ne se produisent pas dans les mêmes conditions sur Mars. Le givre se condense à la surface principalement pendant la nuit en hiver, mais les niveaux d'humidité atmosphérique sont si bas que les flux d'énergie mis en jeu sont complètement négligeables devant la sublimation du givre saisonnier chaud. Par ailleurs, l'asymétrie entre les hémisphères est non seulement la conséquence de l'excentricité déjà visible dans la figure A.6 mais aussi de la variation de la chaleur latente avec la température de la glace (figure A.2).

A.2 Mode d'emploi de "l'infâme" `vdifc`

Ce mode d'emploi est une retranscription d'un document manuscrit écrit par F. Forget au sujet de la routine fortran `vdifc`, qui permet d'interfacer le premier niveau d'atmosphère dans le modèle avec la surface de la planète. Il est destiné à être incorporé au manuel d'utilisation du GCM ou bien au wiki du modèle : <https://lmdz-forge.lmd.jussieu.fr/mediawiki/Planets/index.php/>. Les différentes variables en lien avec la chaleur latente sont explicitées dans la sous-section A.2.3.

A.2.1 Fundamental equations

Lets start with a tracer q (in mass mixing ratio : kg_q/kg_{air}) like water.

The diffusion fluxes F ($kg.m^{-2}.s^{-1}$; >0 when downward) are given by the equations

— At the surface :

$$F_s = \rho C_d |U| (q_1 - q_0) \text{ with : } \begin{cases} C_d \text{ drag coefficient} \\ \rho \text{ air density } (kg.m^{-3}) \\ |U| = \sqrt{u^2 + v^2} \\ \text{the wind velocity } (m.s^{-1}) \end{cases} \quad (\text{A.1})$$

— In the atmosphere :

$$F = \rho K \frac{\partial q}{\partial z} \text{ with : } \begin{cases} K \text{ turbulent mixing coefficient } (m^2.s^{-1}) \end{cases} \quad (\text{A.2})$$

— Evolution of q :

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial F}{\partial z} \quad (\text{A.3})$$

These equations are rewritten in pressure coordinates using the hydrostatic equation

$$dz = -\frac{dp}{\rho g} \quad (\text{A.4})$$

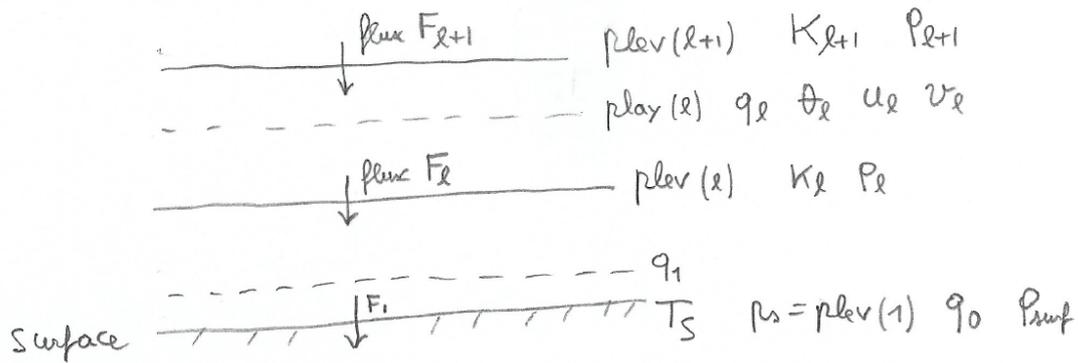
Equations A.2 and A.3 thus translate into :

$$F = -\rho^2 g K \frac{\partial q}{\partial p} \quad (\text{A.5})$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -g \frac{\partial F}{\partial p} \quad (\text{A.6})$$

A.2.2 Discretization in the PCM

- In time with timestep Δt (s)
- In space with N layers and $N+1$ levels



— At the surface : equation A.1 gives :

$$F_1 = \rho_{surf} C_d |U_1| (q_1 - q_0) \quad (\text{A.7})$$

We note :

$$B_1 = C_d |U_1| \rho_{surf} \Delta t \quad (\text{A.8})$$

And thus :

$$F_1 = \frac{B_1}{\Delta t} (q_1 - q_0) \quad (\text{A.9})$$

In Fortran code vdifc_mod.F :

```

ptimestep = Δt
zcdh_true = Cd
zcdh = Cd|U1|
zb(ig,1) = B1

```

$$\begin{aligned} \text{zb0}(\text{ig},1) &= \Delta t \rho_{surf} \\ \implies \text{zb}(\text{ig},1) &= \text{zcdh} \cdot \text{zb}(\text{ig},1) \end{aligned}$$

— In the atmosphere : Equation A.5 is discretized :

$$F_l = -\rho_l^2 g K_l \frac{q_{l-1} - q_l}{\text{play}_{l-1} - \text{play}_l} \quad (\text{A.10})$$

We set :

$$B(l) = K_l \Delta t g \rho_l^2 \frac{1}{\text{play}_{l-1} - \text{play}_l} [\text{kg.m}^{-2}] \quad (\text{A.11})$$

And thus :

$$F_l = -\frac{1}{\Delta t} B_l (q_{l-1} - q_l) \quad (\text{A.12})$$

In Fortran code `vdifc_mod.F` :

$$\begin{aligned} \text{zkh}(\text{ig},1) &= K_l \text{ (calculated in subroutine } \text{vdifc_kc}) \\ \text{zb}(\text{ig},1) &= B_l \text{ (pour } l=2, l > 2) \\ \text{zb}(\text{ig},1) &= \Delta t g \rho_l^2 \frac{1}{\text{play}_{l-1} - \text{play}_l} \implies \text{zb}(\text{ig},1) = K_l \text{ zb0}(\text{ig},1) \end{aligned}$$

— Evolution of q : Discretizing equation A.6 yields :

$$\frac{q_l - q_l^{t-1}}{\Delta t} = -\frac{F_l - F_{l+1}}{\text{play}_l - \text{play}_{l+1}} \quad (\text{A.13})$$

With q_l^{t-1} the known value of q_l at the beginning of the timestep. We set :

$$A_l = \frac{\text{play}_l - \text{play}_{l+1}}{g} \quad (\text{A.14})$$

\implies

$$\frac{q_l - q_l^{t-1}}{\Delta t} = -\frac{F_l - F_{l+1}}{A_l} \quad (\text{A.15})$$

In Fortran code `vdifc_mod.F` :

$$\text{za}(\text{ig},1) = A_l$$

Combining equation A.12 and A.15 we can write the equation for unknown q_l at the end of the timestep with fluxes F_l also calculated at the end of the timestep using q_l (implicit scheme) :

$$\frac{q_l - q_l^{t-1}}{\Delta t} = -\frac{1}{A_l \Delta t} [-B_l (q_{l-1} - q_l) + B_{l+1} (q_{l+1} - q_l)] \quad (\text{A.16})$$

$$\iff A_l q_l = A_l q_l^{t-1} + B_l (q_{l-1} - q_l) - B_{l+1} (q_{l+1} - q_l) \quad (\text{A.17})$$

With N layers, we have N unknown q_l with N equations A.17. This is a linear triangular system of equations. Let's look for coefficients C_l and D_l that yield a solution like :

$$q_l = C_l + D_l Q_{l-1} \quad (\text{A.18})$$

— Starting from the top, since $F_{N+1} = 0$ equation A.17 at $l=N$ is :

$$\begin{aligned} A_N q_N &= A_N q_N^{t-1} + B_N (q_{N-1} - q_N) \\ \iff (A_N + B_N) q_N &= A_N q_N^{t-1} + B_N q_{N-1} \end{aligned} \quad (\text{A.19})$$

$$\begin{cases} \Rightarrow C_N = \frac{A_N q_N^{t-1}}{A_N + B_N} \\ \Rightarrow D_N = \frac{B_N}{A_N + B_N} \end{cases} \quad (\text{A.20})$$

— At any level l below :

$$A_l q_l = A_l q_l^{t-1} + B_l q_{l-1} - B_l q_l - B_{l+1} q_l + B_{l+1} (C_{l+1} + D_{l+1} q_l) \quad (\text{A.21})$$

$$\Leftrightarrow (A_l + B_l + B_{l+1} - B_{l-1} D_{l+1}) q_l = A_l t_l^{t-1} + B_{l+1} C_{l+1} + B_l q_{l-1} \quad (\text{A.22})$$

$$\begin{cases} \Rightarrow C_l = \frac{A_l t_l^{t-1} + B_{l+1} C_{l+1}}{A_l + B_l + B_{l+1} (1 - D_{l+1})} \\ \Rightarrow D_l = \frac{B_l}{A_l + B_l + B_{l+1} (1 - D_{l+1})} \end{cases} \quad (\text{A.23})$$

In the code we do :

1. A downward loop to compute C and D :
 - first compute C_N and D_N with equation [A.20](#)
 - from $l = N-1$ to $l = 1$ compute C_l and D_l with equation [A.23](#)
2. Then an upward loop from $l = 1$ to $l = N$ to compute

$$q_l = C_l + D_l q_{l-1} \quad (\text{A.24})$$

In Fortran code `vdifc_mod.F` :

```
zc(ig,l) = C_l
zd(ig,l) = D_l
```

A.2.3 Detailed case for different variables

For tracers with a prescribed flux to the surface F_1 (F , in $kg.m^{-2}.s^{-1}$ e.g. for dust lifting) or no exchange with the surface ($F_1 = 0$) :

In the first layer equation [A.17](#) becomes :

$$A_1 q_1 = A_1 q_1^{t-1} - F_1 - B_2 (q_1 - q_2) \quad (\text{A.25})$$

Therefore everything is like above, except that :

$$\begin{cases} C_1 = \frac{A_1 t_1^{t-1} + B_2 C_2 - F_1 \Delta t}{A_1 + B_1 + B_2 (1 - D_2)} \\ D_1 = 0 \end{cases} \quad (\text{A.26})$$

In Fortran code `vdifc_mod.F` :

```
pdqsdif = F_1
```

For water vapor (and HDO, etc) :

It is assumed that $q_0 = q_{sat}(T_s)$ with T_s the surface temperature (K). In case of sublimation and not enough ice available (or no ice at all) :

$$\begin{cases} \text{if : } -F_1 \Delta t > q_{surface} \\ \text{then } F_1 = -\frac{q_{surface}}{\Delta t} \end{cases} \quad (\text{A.27})$$

The sublimation of water vapor is computed within a subimestep in grid points with surface ice (either frost or permanent reservoirs). The number of subimesteps is a integer computed in a dedicated subroutine as follow :

$$ntsub = \Delta T_{surf} * \Delta t / dtmax \quad (A.28)$$

During the subimestep, the heat release is computed in Kelvin using the following equation :

$$\Delta T_{surf,Latent} = \Delta q_{surface} \times 1000 \times (2834.3 - 0.28 \times (T_s - 273.15) - 0.004 \times (T_s - 273.15)^2) / C_s \quad (A.29)$$

The variation of surface temperature originating from latent heat release is then incorporated to the surface temperature variation which translates in a modified tendency for the next subimesteps.

In Fortran code `vdifc_mod.F` :

```
make_tsub = subroutine to compute ntsub
pdtsrf =  $\Delta T_{surf}$  at the beginning of timestep
zdtsrf =  $\Delta T_{surf}$  inside the subimesteps (encompasses Latent Heat)
zdqsdif_surf =  $\Delta q_{surf,ice}$  inside the subimesteps
pcapcal =  $C_s$  surface heat capacity ( $J.m^{-2}.K^{-1}$ )
```

The subimesteps is specific to water vapor in all the tracers. In the case of HDO, which is computed from the water vapor flux, the integrated flux over the entirety of the subimesteps is used.

For zonal wind u and meridional wind v :

It is the momentum pu and pv (vector components) that are mixed and otherwise it is the same. It is assumed that $u_0 = v_0 = 0$ at the surface.

Example for v :

$$\begin{cases} F_1 &= \rho C_d |U| v \\ F_l &= \rho K \frac{\partial v}{\partial z} \end{cases} \quad (A.30)$$

In Fortran code `vdifc_mod.F` for u et v :

```
zkv = K
zcvd_true =  $C_d$ 
zcvd =  $C_d |U|$ 
```

For heat (ie temperature and potential temperature, enthalpy) :

θ is the potential temperature (`zh` in `vdifc_mod.F`) with $\theta_{surf} = T_s$ (p_s is the reference pressure). We mix θ :

$$\begin{cases} F_l &= \rho K \frac{\partial \theta}{\partial z} \text{ (in } K.kg^{-1}.m^{-2}.s^{-1}) \\ F_1 &= \rho C_d |U_1| (\theta_1 - T_s) = B_1 \frac{(\theta_1 - T_s)}{\Delta t} \text{ with } B_1 \text{ as before} \end{cases} \quad (A.31)$$

Warning : the turbulent heat (sensible) flux downward (to the surface) is actually : $C_p F$ (in $W.m^{-2}$) with C_p the specific heat at $p=cste$ ($J.kg^{-1}.K^{-1}$) otherwise everything is like with θ instead of q with $\theta_0 = T_s$ except that T_s is calculated semi-implicitly at time t (end of timestep) starting from the energy balance equation at the surface :

$$C_s \frac{\partial T_s}{\partial t} = -\epsilon\sigma T_s^4 + F_{surf} + C_p F_1 \quad (\text{A.32})$$

$$\text{with : } \left\{ \begin{array}{l} C_s \text{ surface heat capacity } (J.m^{-2}.K^{-1}) \\ \implies \text{pcapcal in vdifc_mod.F, provided by soil.F} \\ \epsilon \text{ emissivity} \\ \sigma \text{ Stefan-Boltzmann constant} \\ F_s \text{ Flux from subsurface and absorbed radiative flux } (W.m^{-2}) \end{array} \right. \quad (\text{A.33})$$

When discretizing in time, we linearize T_s^4 with the approximation :

$$\begin{aligned} (T_s^t)^4 &= [T_s^{t-1} + (T_s^t - T_s^{t-1})]^4 \\ &\sim (T_s^t)^4 + 4(T_s^t)^3(T_s^t - T_s^{t-1}) \end{aligned} \quad (\text{A.34})$$

with this, equation A.35 can be discretized :

$$\frac{C_s(T_s^t - T_s^{t-1})}{\Delta t} = -\epsilon\sigma(T_s^{t-1})^4 - 4\epsilon\sigma(T_s^{t-1})^3(T_s^t - T_s^{t-1}) + F_{surf} + C_p F_1 \quad (\text{A.35})$$

We write :

$$\left\{ \begin{array}{l} dplanck = 4\epsilon\sigma(T_s^{t-1})^3 \Delta t \\ F_1 = \frac{B_1(\theta_1 - T_s)}{\Delta t} \\ \theta_1 = C_1 + D_1 T_s \end{array} \right. \quad (\text{A.36})$$

In vdifc we compute :

$$T_s = \frac{C_s T_s^{t-1} + C_p B_1 C_1 + dplanck T_s^{t-1} + F_{surf} \Delta t}{C_s + C_p B_1 (1 - D_1) + dplanck} \quad (\text{A.37})$$

In Fortran code vdifc_mod.F :

```
zdplanck = dplanck
pfluxsrf = F_surf
```


Bibliographie

- Acuña, M. H., J. E. P. Connerney, N. F., Ness, R. P. Lin, D. Mitchell, C. W. Carlson, J. McFadden, K. A. Anderson, H. Rème, C. Mazelle, D. Vignes, P. Wasilewski et P. Cloutier (avr. 1999). “Global Distribution of Crustal Magnetization Discovered by the Mars Global Surveyor MAG/ER Experiment”. In : *Science* 284.5415, p. 790-793. DOI : [10.1126/science.284.5415.790](https://doi.org/10.1126/science.284.5415.790).
- Adhémar, Joseph (1842). *Révolutions de la Mer : Déluges périodiques*. Lacroix-Comon.
- Alsaed, N. R. et P. O. Hayne (2022). “Transport of Water Into the Polar Regions of Mars Through Scavenging by CO₂ Snowfall”. In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 127.11, e2022JE007386. ISSN : 2169-9100. DOI : [10.1029/2022JE007386](https://doi.org/10.1029/2022JE007386).
- Andrews-Hanna, Jeffrey C. et Kevin W. Lewis (2011). “Early Mars Hydrology : 2. Hydrological Evolution in the Noachian and Hesperian Epochs”. In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 116.E2. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/2010JE003709](https://doi.org/10.1029/2010JE003709).
- Ansan, V. et N. Mangold (mar. 2006). “New Observations of Warrego Valles, Mars : Evidence for Precipitation and Surface Runoff”. In : *Planetary and Space Science* 54.3, p. 219-242. ISSN : 0032-0633. DOI : [10.1016/j.pss.2005.12.009](https://doi.org/10.1016/j.pss.2005.12.009).
- (2013). “3D Morphometry of Valley Networks on Mars from HRSC/MEX DEMs : Implications for Climatic Evolution through Time”. In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 118.9, p. 1873-1894. ISSN : 2169-9100. DOI : [10.1002/jgre.20117](https://doi.org/10.1002/jgre.20117).
- Appéré, T., B. Schmitt, Y. Langevin, S. Douté, A. Pommerol, F. Forget, A. Spiga, B. Gondet et J.-P. Bibring (2011). “Winter and Spring Evolution of Northern Seasonal Deposits on Mars from OMEGA on Mars Express”. In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 116.E5. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/2010JE003762](https://doi.org/10.1029/2010JE003762).
- Arrhenius, Svante (avr. 1896). “On the Influence of Carbonic Acid in the Air upon the Temperature of the Ground”. In : *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science* 41.251, p. 237-276. ISSN : 1941-5982. DOI : [10.1080/14786449608620846](https://doi.org/10.1080/14786449608620846).
- Baker, David M. H. et James W. Head (nov. 2015). “Extensive Middle Amazonian Mantling of Debris Aprons and Plains in Deuteronilus Mensae, Mars : Implications for the Record of Mid-Latitude Glaciation”. In : *Icarus* 260, p. 269-288. ISSN : 0019-1035. DOI : [10.1016/j.icarus.2015.06.036](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2015.06.036).
- Baker, V. R., R. G. Strom, V. C. Gulick, J. S. Kargel, G. Komatsu et V. S. Kale (août 1991). “Ancient Oceans, Ice Sheets and the Hydrological Cycle on Mars”. In : *Nature* 352.6336, p. 589-594. ISSN : 1476-4687. DOI : [10.1038/352589a0](https://doi.org/10.1038/352589a0).
- Baker, Victor R. (juil. 2001). “Water and the Martian Landscape”. In : *Nature* 412.6843, p. 228-236. ISSN : 1476-4687. DOI : [10.1038/35084172](https://doi.org/10.1038/35084172).
- Balaji, V., Fleur Couvreur, Julie Deshayes, Jacques Gautrais, Frédéric Hourdin et Catherine Rio (nov. 2022). “Are General Circulation Models Obsolete?” In : *Proceedings of the National Academy of Sciences* 119.47, e2202075119. DOI : [10.1073/pnas.2202075119](https://doi.org/10.1073/pnas.2202075119).

- Baldwin, Raph B. (juin 1964). “Lunar Crater Counts”. In : *The Astronomical Journal* 69, p. 377. ISSN : 0004-6256. DOI : [10.1086/109289](https://doi.org/10.1086/109289).
- Bard, Edouard (juin 2004). “Greenhouse Effect and Ice Ages : Historical Perspective”. In : *Comptes Rendus Geoscience* 336.7, p. 603-638. ISSN : 1631-0713. DOI : [10.1016/j.crte.2004.02.005](https://doi.org/10.1016/j.crte.2004.02.005).
- Barlow, N. G. (mai 2010). “What We Know about Mars from Its Impact Craters”. In : *Geological Society of America Bulletin* 122.5-6, p. 644-657. ISSN : 0016-7606, 1943-2674. DOI : [10.1130/B30182.1](https://doi.org/10.1130/B30182.1).
- Barnola, J. M., D. Raynaud, A. Neftel et H. Oeschger (juin 1983). “Comparison of CO2 Measurements by Two Laboratories on Air from Bubbles in Polar Ice”. In : *Nature* 303.5916, p. 410-413. ISSN : 1476-4687. DOI : [10.1038/303410a0](https://doi.org/10.1038/303410a0).
- Becerra, Patricio, Ali Bramson, Adrian Brown, Shane Byrne, Andrea Coronato, Serina Diniega, Anna Grau Galofre, Paul Hayne, Briony Horgan, Christine Hvidberg, Margaret Landis, Rachel W. Obbard, Alyssa Pascuzzo, Jeffrey J. Plaut, Ganna Portyankina, Nathaniel Putzig, Jorge Rabassa, Isaac Smith, Michael Sori, Leslie Tamppari, Nicolas Thomas et Jennifer Whitten (mar. 2021). “The Importance of the Climate Record in the Martian Polar Layered Deposits”. In : *Bulletin of the AAS* 53.4. DOI : [10.3847/25c2cfcb.90c37f59](https://doi.org/10.3847/25c2cfcb.90c37f59).
- Benson, Jennifer L., David M. Kass et Armin Kleinböhl (2011). “Mars’ North Polar Hood as Observed by the Mars Climate Sounder”. In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 116.E3. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/2010JE003693](https://doi.org/10.1029/2010JE003693).
- Berthoud, Françoise, Bruno Bzeznik, Nicolas Gibelin, Myriam Laurens, Cyrille Bonamy, Maxence Morel et Xavier Schwindenhammer (avr. 2020). *Estimation de l’empreinte Carbone d’une Heure. Coeur de Calcul*. Research Report. UGA - Université Grenoble Alpes ; CNRS ; INP Grenoble ; INRIA.
- Bibring, Jean-Pierre, Yves Langevin, John F. Mustard, François Poulet, Raymond Arvidson, Aline Gendrin, Brigitte Gondet, Nicolas Mangold, P. Pinet, F. Forget, Michel Berthé, Jean-Pierre Bibring, Aline Gendrin, Cécile Gomez, Brigitte Gondet, Denis Jouglet, François Poulet, Alain Soufflot, Mathieu Vincendon, Michel Combes, Pierre Drossart, Thérèse Encrenaz, Thierry Fouchet, Riccardo Mercurio, GianCarlo Belluci, Francesca Altieri, Vittorio Formisano, Fabrizio Capaccioni, Pricilla Cerroni, Angioletta Coradini, Sergio Fonti, Oleg Koroblev, Volodia Kottsov, Nikolai Ignatiev, Vassili Moroz, Dimitri Titov, Ludmilla Zasova, Damien Loiseau, Nicolas Mangold, Patrick Pinet, Sylvain Douté, Bernard Schmitt, Christophe Sotin, Ernst Hauber, Harald Hoffmann, Ralf Jaumann, Uwe Keller, Ray Arvidson, John F. Mustard, Tom Duxbury, François Forget et G. Neukum (avr. 2006). “Global Mineralogical and Aqueous Mars History Derived from OMEGA/Mars Express Data”. In : *Science* 312.5772, p. 400-404. DOI : [10.1126/science.1122659](https://doi.org/10.1126/science.1122659).
- Bierjon, A., F. Forget, E. Millour, M. Vals, R. Vandemeulebrouck, J. Naar, T. Pierron, A. Spiga, L. Montabone, M. Wolff et T. Bertrand (juin 2022). “Modeling the Dust Cycle in LMD Mars GCM V6”. In : *Seventh International Workshop on the Mars Atmosphere : Modelling and Observations*, p. 1554.
- Bjerknes, Vilhelm (1904). “Das Problem Der Wettervorhersage, Betrachtet Vom Standpunkte Der Mechanik Und Der Physik”. In : *Meteor. Z.* 21, p. 1-7.
- Bony, Sandrine, Bjorn Stevens, Dargan M. W. Frierson, Christian Jakob, Masa Kageyama, Robert Pincus, Theodore G. Shepherd, Steven C. Sherwood, A. Pier Siebesma, Adam H. Sobel, Masahiro Watanabe et Mark J. Webb (avr. 2015). “Clouds, Circulation and Climate Sensitivity”. In : *Nature Geoscience* 8.4, p. 261-268. ISSN : 1752-0908. DOI : [10.1038/ngeo2398](https://doi.org/10.1038/ngeo2398).
- Böttger, H. M., S. R. Lewis, P. L. Read et F. Forget (sept. 2005). “The Effects of the Martian Regolith on GCM Water Cycle Simulations”. In : *Icarus* 177.1, p. 174-189. ISSN : 0019-1035. DOI : [10.1016/j.icarus.2005.02.024](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2005.02.024).

- Bouley, Sylvain, David Baratoux, Isamu Matsuyama, Francois Forget, Antoine Séjourné, Martin Turbet et Francois Costard (mar. 2016). "Late Tharsis Formation and Implications for Early Mars". In : *Nature* 531.7594, p. 344-347. ISSN : 1476-4687. DOI : [10.1038/nature17171](https://doi.org/10.1038/nature17171).
- Bramson, A. M., S. Byrne et J. Bapst (2017). "Preservation of Midlatitude Ice Sheets on Mars". In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 122.11, p. 2250-2266. ISSN : 2169-9100. DOI : [10.1002/2017JE005357](https://doi.org/10.1002/2017JE005357).
- Brandenburg, John E. (jan. 1987). "The Paleo-Ocean of Mars". In : p. 20.
- Brient, Florent (jan. 2020). "Reducing Uncertainties in Climate Projections with Emergent Constraints : Concepts, Examples and Prospects". In : *Advances in Atmospheric Sciences* 37.1, p. 1-15. ISSN : 1861-9533. DOI : [10.1007/s00376-019-9140-8](https://doi.org/10.1007/s00376-019-9140-8).
- Broecker, Wallace S. et Jan van Donk (1970). "Insolation Changes, Ice Volumes, and the O18 Record in Deep-Sea Cores". In : *Reviews of Geophysics* 8.1, p. 169-198. ISSN : 1944-9208. DOI : [10.1029/RG008i001p00169](https://doi.org/10.1029/RG008i001p00169).
- Byrne, Shane (2009). "The Polar Deposits of Mars". In : *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 37.1, p. 535-560. DOI : [10.1146/annurev.earth.031208.100101](https://doi.org/10.1146/annurev.earth.031208.100101).
- Byrne, Shane, Colin M. Dundas, Megan R. Kennedy, Michael T. Mellon, Alfred S. McEwen, Selby C. Cull, Ingrid J. Daubar, David E. Shean, Kimberly D. Seelos, Scott L. Murchie, Bruce A. Cantor, Raymond E. Arvidson, Kenneth S. Edgett, Andreas Reufer, Nicolas Thomas, Tanya N. Harrison, Liliya V. Posiolova et Frank P. Seelos (sept. 2009). "Distribution of Mid-Latitude Ground Ice on Mars from New Impact Craters". In : *Science* 325.5948, p. 1674-1676. DOI : [10.1126/science.1175307](https://doi.org/10.1126/science.1175307).
- Caillé, Vincent (jan. 2023). "Analyse de Données et Modélisation Méso-Échelle Des Nuages de CO2 Dans Les Nuits Polaires Martiennes". These de Doctorat. Sorbonne université.
- Cariolle, Daniel, Philippe Moinat, Hubert Teyssède, Luc Giraud, Béatrice Josse et Franck Lefèvre (2017). "ASIS v1.0 : An Adaptive Solver for the Simulation of Atmospheric Chemistry". In : *Geoscientific Model Development* 10, p. 1467. DOI : [10.5194/gmd-10-1467-2017](https://doi.org/10.5194/gmd-10-1467-2017).
- Carr, Michael H. et James W. Head III (2003). "Basal Melting of Snow on Early Mars : A Possible Origin of Some Valley Networks". In : *Geophysical Research Letters* 30.24. ISSN : 1944-8007. DOI : [10.1029/2003GL018575](https://doi.org/10.1029/2003GL018575).
- Chaffin, Michael S., Jean-Yves Chaufray, Ian Stewart, Franck Montmessin, Nicholas M. Schneider et Jean-Loup Bertaux (2014). "Unexpected Variability of Martian Hydrogen Escape". In : *Geophysical Research Letters* 41.2, p. 314-320. ISSN : 1944-8007. DOI : [10.1002/2013GL058578](https://doi.org/10.1002/2013GL058578).
- Chassefière, Eric et François Leblanc (sept. 2004). "Mars Atmospheric Escape and Evolution ; Interaction with the Solar Wind". In : *Planetary and Space Science* 52.11, p. 1039-1058. ISSN : 00320633. DOI : [10.1016/j.pss.2004.07.002](https://doi.org/10.1016/j.pss.2004.07.002).
- Clancy, R. T., B. J. Sandor, M. J. Wolff, P. R. Christensen, M. D. Smith, J. C. Pearl, B. J. Conrath et R. J. Wilson (2000). "An Intercomparison of Ground-Based Millimeter, MGS TES, and Viking Atmospheric Temperature Measurements : Seasonal and Interannual Variability of Temperatures and Dust Loading in the Global Mars Atmosphere". In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 105.E4, p. 9553-9571. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/1999JE001089](https://doi.org/10.1029/1999JE001089).
- Clancy, R. Todd, Michael J. Wolff et Philip R. Christensen (2003). "Mars Aerosol Studies with the MGS TES Emission Phase Function Observations : Optical Depths, Particle Sizes, and Ice Cloud Types versus Latitude and Solar Longitude". In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 108.E9. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/2003JE002058](https://doi.org/10.1029/2003JE002058).
- Colaïtis, A., A. Spiga, F. Hourdin, C. Rio, F. Forget et E. Millour (2013). "A Thermal Plume Model for the Martian Convective Boundary Layer". In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 118.7, p. 1468-1487. ISSN : 2169-9100. DOI : [10.1002/jgre.20104](https://doi.org/10.1002/jgre.20104).
- Colaprete, Anthony, Jeffrey R. Barnes, Robert M. Haberle et Franck Montmessin (fév. 2008). "CO2 Clouds, CAPE and Convection on Mars : Observations and General Circulation Mo-

- deling". In : *Planetary and Space Science*. Mars Polar Processes : Atmosphere-Surface Interactions 56.2, p. 150-180. ISSN : 0032-0633. DOI : [10.1016/j.pss.2007.08.010](https://doi.org/10.1016/j.pss.2007.08.010).
- Colaprete, Anthony, Robert M. Haberle et Owen B. Toon (2003). "Formation of Convective Carbon Dioxide Clouds near the South Pole of Mars". In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 108.E7. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/2003JE002053](https://doi.org/10.1029/2003JE002053).
- Colaprete, Anthony, Owen B. Toon et Julio A. Magalhães (1999). "Cloud Formation under Mars Pathfinder Conditions". In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 104.E4, p. 9043-9053. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/1998JE900018](https://doi.org/10.1029/1998JE900018).
- Connerney, J. E. P., M. H. Acuña, P. J. Wasilewski, G. Kletetschka, N. F. Ness, H. Rème, R. P. Lin et D. L. Mitchell (2001). "The Global Magnetic Field of Mars and Implications for Crustal Evolution". In : *Geophysical Research Letters* 28.21, p. 4015-4018. ISSN : 1944-8007. DOI : [10.1029/2001GL013619](https://doi.org/10.1029/2001GL013619).
- Conrath, Barney J., John C. Pearl, Michael D. Smith, William C. Maguire, Philip R. Christensen, Shymala Dason et Monte S. Kaelberer (2000). "Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer (TES) Observations : Atmospheric Temperatures during Aerobraking and Science Phasing". In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 105.E4, p. 9509-9519. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/1999JE001095](https://doi.org/10.1029/1999JE001095).
- Conway, Susan J., Matthew R. Balme, Mikhail A. Kreslavsky, John B. Murray et Martin C. Towner (juin 2015). "The Comparison of Topographic Long Profiles of Gullies on Earth to Gullies on Mars : A Signal of Water on Mars". In : *Icarus* 253, p. 189-204. ISSN : 0019-1035. DOI : [10.1016/j.icarus.2015.03.009](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2015.03.009).
- Conway, Susan J., Tjalling de Haas et Tanya N. Harrison (jan. 2019). "Martian Gullies : A Comprehensive Review of Observations, Mechanisms and Insights from Earth Analogues". In : *Geological Society, London, Special Publications* 467.1, p. 7-66. DOI : [10.1144/SP467.14](https://doi.org/10.1144/SP467.14).
- Corrente, Paola (déc. 2022). "Gods and Power in Mesopotamia : Nergal". In : *Revue des sciences religieuses* 96/4, p. 339-357. ISSN : 0035-2217. DOI : [10.4000/rsr.12774](https://doi.org/10.4000/rsr.12774).
- Costard, F., F. Forget, N. Mangold et J. P. Peulvast (2002). "Formation of Recent Martian Debris Flows by Melting of Near-Surface Ground Ice at High Obliquity". In : *Science* 295.5552, p. 110-113. ISSN : 0036-8075. JSTOR : [3075641](https://www.jstor.org/stable/3075641).
- Costard, Francois, Antoine Séjourné, Karim Kelfoun, Stephen Clifford, Franck Lavigne, Ilaria Di Pietro et Sylvain Bouley (2017). "Modeling Tsunami Propagation and the Emplacement of Thumbprint Terrain in an Early Mars Ocean". In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 122.3, p. 633-649. ISSN : 2169-9100. DOI : [10.1002/2016JE005230](https://doi.org/10.1002/2016JE005230).
- Couvreux, Fleur, Frédéric Hourdin, Daniel Williamson, Romain Roehrig, Victoria Volodina, Najda Villefranque, Catherine Rio, Olivier Audouin, James Salter, Eric Bazile, Florent Brient, Florence Favot, Rachel Honnert, Marie-Pierre Lefebvre, Jean-Baptiste Madeleine, Quentin Rodier et Wenzhe Xu (2021). "Process-Based Climate Model Development Harnessing Machine Learning : I. A Calibration Tool for Parameterization Improvement". In : *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 13.3, e2020MS002217. ISSN : 1942-2466. DOI : [10.1029/2020MS002217](https://doi.org/10.1029/2020MS002217).
- Cox, Peter M., Richard A. Betts, Chris D. Jones, Steven A. Spall et Ian J. Totterdell (nov. 2000). "Acceleration of Global Warming Due to Carbon-Cycle Feedbacks in a Coupled Climate Model". In : *Nature* 408.6809, p. 184-187. ISSN : 1476-4687. DOI : [10.1038/35041539](https://doi.org/10.1038/35041539).
- Croll, James (août 1864). "On the Physical Cause of the Change of Climate during Geological Epochs". In : *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*. DOI : [10.1080/14786446408643733](https://doi.org/10.1080/14786446408643733).
- Cull, Selby, R. E. Arvidson, R. V. Morris, M. Wolff, M. T. Mellon et M. T. Lemmon (2010). "Seasonal Ice Cycle at the Mars Phoenix Landing Site : 2. Postlanding CRISM and Ground

- Observations". In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 115.E5. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/2009JE003410](https://doi.org/10.1029/2009JE003410).
- Delavois, A., F. Forget, M. Turbet, E. Millour, R. Vandemeulebrouck, L. Lange et A. Bierjon (2023). "Water Supersaturation for Early Mars". In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 128.7, e2022JE007424. ISSN : 2169-9100. DOI : [10.1029/2022JE007424](https://doi.org/10.1029/2022JE007424).
- Dickson, J. L., A. M. Palumbo, J. W. Head, L. Kerber, C. I. Fassett et M. A. Kreslavsky (juin 2023). "Gullies on Mars Could Have Formed by Melting of Water Ice during Periods of High Obliquity". In : *Science* 380.6652, p. 1363-1367. DOI : [10.1126/science.abk2464](https://doi.org/10.1126/science.abk2464).
- Ducrocq, Véronique, François Bouttier, Sylvie Malardel, Thibault Montmerle et Yann Seity (mar. 2005). "The AROME Project". In : *La Houille Blanche* 91.2, p. 39-43. ISSN : 0018-6368. DOI : [10.1051/lhb:200502004](https://doi.org/10.1051/lhb:200502004).
- Dundas, Colin M. et Shane Byrne (avr. 2010). "Modeling Sublimation of Ice Exposed by New Impacts in the Martian Mid-Latitudes". In : *Icarus. Cassini at Saturn* 206.2, p. 716-728. ISSN : 0019-1035. DOI : [10.1016/j.icarus.2009.09.007](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2009.09.007).
- Dundas, Colin M., Alfred S. McEwen, Matthew Chojnacki, Moses P. Milazzo, Shane Byrne, Jim N. McElwaine et Anna Urso (déc. 2017). "Granular Flows at Recurring Slope Lineae on Mars Indicate a Limited Role for Liquid Water". In : *Nature Geoscience* 10.12, p. 903-907. ISSN : 1752-0908. DOI : [10.1038/s41561-017-0012-5](https://doi.org/10.1038/s41561-017-0012-5).
- Dundas, Colin M., Alfred S. McEwen, Serina Diniega, Candice J. Hansen, Shane Byrne et Jim N. McElwaine (jan. 2019). "The Formation of Gullies on Mars Today". In : *Geological Society, London, Special Publications* 467.1, p. 67-94. DOI : [10.1144/SP467.5](https://doi.org/10.1144/SP467.5).
- Ehlmann, B. L., F. S. Anderson, J. Andrews-Hanna, D. C. Catling, P. R. Christensen, B. A. Cohen, C. D. Dressing, C. S. Edwards, L. T. Elkins-Tanton, K. A. Farley, C. I. Fassett, W. W. Fischer, A. A. Fraeman, M. P. Golombek, V. E. Hamilton, A. G. Hayes, C. D. K. Herd, B. Horgan, R. Hu, B. M. Jakosky, J. R. Johnson, J. F. Kasting, L. Kerber, K. M. Kinch, E. S. Kite, H. A. Knutson, J. I. Lumine, P. R. Mahaffy, N. Mangold, F. M. McCubbin, J. F. Mustard, P. B. Niles, C. Quantin-Nataf, M. S. Rice, K. M. Stack, D. J. Stevenson, S. T. Stewart, M. J. Toplis, T. Usui, B. P. Weiss, S. C. Werner, R. D. Wordsworth, J. J. Wray, R. A. Yingst, Y. L. Yung et K. J. Zahnle (2016). "The Sustainability of Habitability on Terrestrial Planets : Insights, Questions, and Needed Measurements from Mars for Understanding the Evolution of Earth-like Worlds". In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 121.10, p. 1927-1961. ISSN : 2169-9100. DOI : [10.1002/2016JE005134](https://doi.org/10.1002/2016JE005134).
- Elkins-Tanton, Linda T. (2012). "Magma Oceans in the Inner Solar System". In : *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 40.1, p. 113-139. DOI : [10.1146/annurev-earth-042711-105503](https://doi.org/10.1146/annurev-earth-042711-105503).
- Farmer, C. B. et P. E. Doms (1979). "Global Seasonal Variation of Water Vapor on Mars and the Implications for Permafrost". In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 84.B6, p. 2881-2888. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/JB084iB06p02881](https://doi.org/10.1029/JB084iB06p02881).
- Fassett, Caleb I. et James W. Head (nov. 2008). "Valley Network-Fed, Open-Basin Lakes on Mars : Distribution and Implications for Noachian Surface and Subsurface Hydrology". In : *Icarus* 198.1, p. 37-56. ISSN : 0019-1035. DOI : [10.1016/j.icarus.2008.06.016](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2008.06.016).
- Fastook, James L. et James W. Head (fév. 2015). "Glaciation in the Late Noachian Icy Highlands : Ice Accumulation, Distribution, Flow Rates, Basal Melting, and Top-down Melting Rates and Patterns". In : *Planetary and Space Science* 106, p. 82-98. ISSN : 0032-0633. DOI : [10.1016/j.pss.2014.11.028](https://doi.org/10.1016/j.pss.2014.11.028).
- Fastook, James L., James W. Head, François Forget, Jean-Baptiste Madeleine et David R. Marchant (nov. 2011). "Evidence for Amazonian Northern Mid-Latitude Regional Glacial Landsystems on Mars : Glacial Flow Models Using GCM-driven Climate Results and Com-

- parisons to Geological Observations”. In : *Icarus* 216.1, p. 23-39. ISSN : 0019-1035. DOI : [10.1016/j.icarus.2011.07.018](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2011.07.018).
- Fastook, James L., James W. Head et David R. Marchant (jan. 2014). “Formation of Lobate Debris Aprons on Mars : Assessment of Regional Ice Sheet Collapse and Debris-Cover Armoring”. In : *Icarus* 228, p. 54-63. ISSN : 0019-1035. DOI : [10.1016/j.icarus.2013.09.025](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2013.09.025).
- Fastook, James L., James W. Head, David R. Marchant et Francois Forget (déc. 2008). “Tropical Mountain Glaciers on Mars : Altitude-dependence of Ice Accumulation, Accumulation Conditions, Formation Times, Glacier Dynamics, and Implications for Planetary Spin-Axis/Orbital History”. In : *Icarus* 198.2, p. 305-317. ISSN : 0019-1035. DOI : [10.1016/j.icarus.2008.08.008](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2008.08.008).
- Fedorova, Anna, Jean-Loup Bertaux, Daria Betsis, Franck Montmessin, Oleg Korablev, Luca Maltagliati et John Clarke (jan. 2018). “Water Vapor in the Middle Atmosphere of Mars during the 2007 Global Dust Storm”. In : *Icarus* 300, p. 440-457. ISSN : 0019-1035. DOI : [10.1016/j.icarus.2017.09.025](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2017.09.025).
- Forget, F., R. M. Haberle, F. Montmessin, B. Levrard et J. W. Head (jan. 2006). “Formation of Glaciers on Mars by Atmospheric Precipitation at High Obliquity”. In : *Science* 311.5759, p. 368-371. DOI : [10.1126/science.1120335](https://doi.org/10.1126/science.1120335).
- Forget, F., E. Millour, J. -B. Madeleine, A. Colaitis, A. Spiga, L. Montabone, F. Hourdin, F. Lefèvre, F. Montmessin, F. Gonzalez-Galindo, M. A. Lopez-Valverde, S. R. Lewis, P. R. Read et D. Mulholland (fév. 2011). *Back to The Basics : Improving the Prediction of Temperature, Pressure and Winds in the LMD General Circulation Model*, p. 64-67.
- Forget, F., E. Millour, L. Montabone et F. Lefevre (juil. 2009). “Non Condensable Gas Enrichment and Depletion in the Martian Polar Regions”. In : 1494, p. 15-16.
- Forget, Francois, E. Millour, A. Bierjon, A. Delavois, S. Fan, L. Lange, J. Liu, C. Mathe, J. Naar, T. Pierron, R. Vandemeulebrouck, Aymeric Spiga, L. Montabone, Jean-Yves Chaufray, Franck Lefèvre, Anni Määttänen, Franck Montmessin, Loïc Rossi, Margaux Vals, F. Gonzalez-Galindo, M.-A. Lopez-Valverde, M. J. Wolff, R. Young, S. R. Lewis et P. L. Read (2022). “Challenges in Mars Climate Modelling with the LMD Mars Global Climate Model, Now Called the Mars “Planetary Climate Model” (PCM)”. In : *Seventh International Workshop on the Mars Atmosphere : Modelling and Observations*.
- Forget, François, Shane Byrne, James W. Head, Michael A. Mischna et Norbert Schörghofer (2017). “Recent Climate Variations”. In : *The Atmosphere and Climate of Mars*. Sous la dir. de François Forget, Michael D. Smith, R. Todd Clancy, Richard W. Zurek et Robert M. Haberle. Cambridge Planetary Science. Cambridge : Cambridge University Press, p. 497-525. ISBN : 978-1-107-01618-7. DOI : [10.1017/9781139060172.016](https://doi.org/10.1017/9781139060172.016).
- Forget, François, Frédéric Hourdin, Frédéric Hourdin, Frédéric Hourdin, Richard Fournier, Christophe Hourdin, Olivier Talagrand, Matthew J. Collins, Matthew D. Collins, M. Collins, Stephen R. Lewis, Peter L. Read et J. P. Huot (oct. 1999). “Improved General Circulation Models of the Martian Atmosphere from the Surface to above 80 Km”. In : *Journal of Geophysical Research* 104, p. 24155-24175. DOI : [10.1029/1999je001025](https://doi.org/10.1029/1999je001025).
- Forget, François, Frédéric Hourdin et Olivier Talagrand (fév. 1998). “CO2 Snowfall on Mars : Simulation with a General Circulation Model”. In : *Icarus* 131.2, p. 302-316. DOI : [10.1006/icar.1997.5874](https://doi.org/10.1006/icar.1997.5874).
- Forget, François, E. Millour, Aymeric Spiga, J.-B. Madeleine, Alizée Pottier, T. Navarro, L. Montabone, A. Colaitis, L. Kerber, Franck Lefèvre, Franck Montmessin, Jean-Yves Chaufray, Francisco Gonzalez-Galindo, M.A. Lopez-Valverde, S.R. Lewis et P. L. Read (jan. 2014). “Simulating the Mars Climate with the LMD Mars Global Climate Model : Validation and Issues”. In : *The Fifth International Workshop on the Mars Atmosphere : Modelling and Observations*. Sous la dir. de F. Forget et M. Millour. Oxford, United Kingdom, p. id.1204.

- Gallagher, Colman J. et Rickbir Bahia (jan. 2021). “Chapter 2 - Outflow Channels on Mars”. In : *Mars Geological Enigmas*. Sous la dir. de Richard J. Soare, Susan J. Conway, Jean-Pierre Williams et Dorothy Z. Oehler. Elsevier, p. 13-40. ISBN : 978-0-12-820245-6. DOI : [10.1016/B978-0-12-820245-6.00002-1](https://doi.org/10.1016/B978-0-12-820245-6.00002-1).
- Gardner, Alex S. et Martin J. Sharp (2010). “A Review of Snow and Ice Albedo and the Development of a New Physically Based Broadband Albedo Parameterization”. In : *Journal of Geophysical Research : Earth Surface* 115.F1. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/2009JF001444](https://doi.org/10.1029/2009JF001444).
- Geikie, James (1894). *The Great Ice Age and Its Relation to the Antiquity of Man*. E. Stanford.
- Ghatan, Gil J. et James R. Zimelman (nov. 2006). “Paucity of Candidate Coastal Constructional Landforms along Proposed Shorelines on Mars : Implications for a Northern Lowlands-Filling Ocean”. In : *Icarus* 185.1, p. 171-196. ISSN : 0019-1035. DOI : [10.1016/j.icarus.2006.06.007](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2006.06.007).
- Giuranna, Marco, Paulina Wolkenberg, Davide Grassi, Alessandro Aronica, Shohei Aoki, Diego Scaccabarozzi, Bortolino Saggin et V. Formisano (jan. 2021). “The Current Weather and Climate of Mars : 12 years of Atmospheric Monitoring by the Planetary Fourier Spectrometer on Mars Express”. In : *Icarus*. From Mars Express to Exomars 353, p. 113406. ISSN : 0019-1035. DOI : [10.1016/j.icarus.2019.113406](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2019.113406).
- Gogoi, Mukunda M., S. Suresh Babu, Santosh K. Pandey, Vijayakumar S. Nair, Aditya Vaishya, I. A. Girach et N. Koushik (juin 2018). “Scavenging Ratio of Black Carbon in the Arctic and the Antarctic”. In : *Polar Science* 16, p. 10-22. ISSN : 1873-9652. DOI : [10.1016/j.polar.2018.03.002](https://doi.org/10.1016/j.polar.2018.03.002).
- Grau Galofre, Anna, A. Mark Jellinek et Gordon R. Osinski (oct. 2020). “Valley Formation on Early Mars by Subglacial and Fluvial Erosion”. In : *Nature Geoscience* 13.10, p. 663-668. ISSN : 1752-0908. DOI : [10.1038/s41561-020-0618-x](https://doi.org/10.1038/s41561-020-0618-x).
- Guennebaud, Gaël (oct. 2022). “Empreinte Carbone Des Heures de Calculs : Limites et Paradoxes”. In : *JSMCIA 2022 - Journée Scientifique 2022 Du Mésocentre de Calcul Intensif Aquitain*. Talence, France.
- Guillemot (2021a). *Les Cinq Mondes de La Modélisation Numérique - Média - Encyclopædia Universalis- Encyclopædia Universalis*. <https://www.universalis.fr/media/les-cinq-mondes-de-la-modelisation-numerique-de210250/>.
- (2021b). *MODÉLISATION DU CLIMAT, Modéliser Le Système Climatique - Encyclopædia Universalis*. <https://www.universalis.fr/encyclopedie/modelisation-du-climat/4-modeliser-le-systeme-climatique/>.
- Haberle, R. M., F. Montmessin, M. A. Kahre, J. L. Hollingsworth, J. Schaeffer, M. J. Wolff et R. J. Wilson (fév. 2011). *Radiative Effects of Water Ice Clouds on the Martian Seasonal Water Cycle*, p. 223-226.
- Haberle, Robert M., James R. Murphy et James Schaeffer (jan. 2003). “Orbital Change Experiments with a Mars General Circulation Model”. In : *Icarus* 161.1, p. 66-89. ISSN : 0019-1035. DOI : [10.1016/S0019-1035\(02\)00017-9](https://doi.org/10.1016/S0019-1035(02)00017-9).
- Haberle, Robert M., Manoj M. Joshi, James R. Murphy, Jeffrey R. Barnes, John T. Schofield, Greg Wilson, Miguel Lopez-Valverde, Jeffery L. Hollingsworth, Alison F. C. Bridger et James Schaeffer (1999). “General Circulation Model Simulations of the Mars Pathfinder Atmospheric Structure Investigation/Meteorology Data”. In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 104.E4, p. 8957-8974. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/1998JE900040](https://doi.org/10.1029/1998JE900040).
- Haberle, Robert M., Melinda A. Kahre, Jeffery L. Hollingsworth, Franck Montmessin, R. John Wilson, Richard A. Urata, Amanda S. Brecht, Michael J. Wolff, Alexandre M. Kling et James R. Schaeffer (nov. 2019). “Documentation of the NASA/Ames Legacy Mars Global Climate Model : Simulations of the Present Seasonal Water Cycle”. In : *Icarus* 333, p. 130-164. ISSN : 0019-1035. DOI : [10.1016/j.icarus.2019.03.026](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2019.03.026).

- Haberle, Robert M., Christopher P. McKay, James Schaeffer, Nathalie A. Cabrol, Edmon A. Grin, Aaron P. Zent et Richard Quinn (2001). "On the Possibility of Liquid Water on Present-Day Mars". In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 106.E10, p. 23317-23326. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/2000JE001360](https://doi.org/10.1029/2000JE001360).
- Hadley, Geo. (jan. 1735). "Concerning the Cause of the General Trade-Winds : By Geo. Hadley, Esq; F. R. S." In : *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series I* 39, p. 58-62.
- Hale, A. Snyder, D.S. Bass et L.K. Tamppari (avr. 2005). "Monitoring the Perennial Martian Northern Polar Cap with MGS MOC". In : *Icarus* 174.2, p. 502-512. ISSN : 00191035. DOI : [10.1016/j.icarus.2004.10.033](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2004.10.033).
- Harish, S. Vijayan, N. Mangold et Anil Bhardwaj (2020). "Water-Ice Exposing Scarps Within the Northern Midlatitude Craters on Mars". In : *Geophysical Research Letters* 47.14, e2020GL089057. ISSN : 1944-8007. DOI : [10.1029/2020GL089057](https://doi.org/10.1029/2020GL089057).
- Harrison, Tanya N., Gordon R. Osinski, Livio L. Tornabene et Eriita Jones (mai 2015). "Global Documentation of Gullies with the Mars Reconnaissance Orbiter Context Camera and Implications for Their Formation". In : *Icarus* 252, p. 236-254. ISSN : 0019-1035. DOI : [10.1016/j.icarus.2015.01.022](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2015.01.022).
- Hartmann, William K. et Gerhard Neukum (2001). "Cratering Chronology and the Evolution of Mars". In : *Chronology and Evolution of Mars*. Sous la dir. de Reinald Kallenbach, Johannes Geiss et William K. Hartmann. Space Sciences Series of ISSI. Dordrecht : Springer Netherlands, p. 165-194. ISBN : 978-94-017-1035-0. DOI : [10.1007/978-94-017-1035-0_6](https://doi.org/10.1007/978-94-017-1035-0_6).
- Hays, J. D., John Imbrie et N. J. Shackleton (déc. 1976). "Variations in the Earth's Orbit : Pacemaker of the Ice Ages". In : *Science* 194.4270, p. 1121-1132. DOI : [10.1126/science.194.4270.1121](https://doi.org/10.1126/science.194.4270.1121).
- Head, J. W., G. Neukum, R. Jaumann, H. Hiesinger, E. Hauber, M. Carr, P. Masson, B. Foing, H. Hoffmann, M. Kreslavsky, S. Werner, S. Milkovich et S. van Gasselt (mar. 2005). "Tropical to Mid-Latitude Snow and Ice Accumulation, Flow and Glaciation on Mars". In : *Nature* 434.7031, p. 346-351. ISSN : 1476-4687. DOI : [10.1038/nature03359](https://doi.org/10.1038/nature03359).
- Head, James (avr. 2013). "The Early Climate History of Mars : "Warm and Wet" or "Cold and Icy" ?" In : *EGU General Assembly Conference Abstracts*, EGU2013-10106.
- Head, James W., John F. Mustard, Mikhail A. Kreslavsky, Ralph E. Milliken et David R. Marchant (déc. 2003). "Recent Ice Ages on Mars". In : *Nature* 426.6968, p. 797-802. ISSN : 1476-4687. DOI : [10.1038/nature02114](https://doi.org/10.1038/nature02114).
- Hecht, Michael H. (avr. 2002). "Metastability of Liquid Water on Mars". In : *Icarus* 156.2, p. 373-386. ISSN : 0019-1035. DOI : [10.1006/icar.2001.6794](https://doi.org/10.1006/icar.2001.6794).
- Hepburn, A. J., F. S. L. Ng, S. J. Livingstone, T. O. Holt et B. Hubbard (2020). "Polyphase Mid-Latitude Glaciation on Mars : Chronology of the Formation of Superposed Glacier-Like Forms from Crater-Count Dating". In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 125.2, e2019JE006102. ISSN : 2169-9100. DOI : [10.1029/2019JE006102](https://doi.org/10.1029/2019JE006102).
- Herschel, William (jan. 1784). "On the Remarkable Appearances at the Polar Regions of the Planet Mars, the Inclination of Its Axis, the Position of Its Poles, and Its Spheroidal Figure ; With a Few Hints Relating to Its Real Diameter and Atmosphere. By William Herschel, Esq. F. R. S." In : *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series I* 74, p. 233-273.
- Hildebrand, Alan R., Glen T. Penfield, David A. Kring, Mark Pilkington, Antonio Camargo Z., Stein B. Jacobsen et William V. Boynton (sept. 1991). "Chicxulub Crater : A Possible Cretaceous/Tertiary Boundary Impact Crater on the Yucatán Peninsula, Mexico". In : *Geology* 19.9, p. 867-871. ISSN : 0091-7613. DOI : [10.1130/0091-7613\(1991\)019<0867:CCAPCT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0867:CCAPCT>2.3.CO;2).

- Hinson, D. P. et R. J. Wilson (2004). "Temperature Inversions, Thermal Tides, and Water Ice Clouds in the Martian Tropics". In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 109.E1. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/2003JE002129](https://doi.org/10.1029/2003JE002129).
- Hinson, David, Huiqun Wang, John Wilson et Aymeric Spiga (jan. 2022). "Nighttime Convection in Water-Ice Clouds at High Northern Latitudes on Mars". In : *Icarus* 371, p. 114693. ISSN : 0019-1035. DOI : [10.1016/j.icarus.2021.114693](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2021.114693).
- Hinson, David P., Sami W. Asmar, Daniel S. Kahan, Varoujan Akopian, Robert M. Haberle, Aymeric Spiga, John T. Schofield, Armin Kleinböhl, Wedad A. Abdou, Stephen R. Lewis, Meegyong Paik et Sami G. Maalouf (nov. 2014). "Initial Results from Radio Occultation Measurements with the Mars Reconnaissance Orbiter : A Nocturnal Mixed Layer in the Tropics and Comparisons with Polar Profiles from the Mars Climate Sounder". In : *Icarus* 243, p. 91-103. ISSN : 0019-1035. DOI : [10.1016/j.icarus.2014.09.019](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2014.09.019).
- Holmes, J. A., S. R. Lewis, M. R. Patel, J. Alday, S. Aoki, G. Liuzzi, G. L. Villanueva, M. M. J. Crismani, A. A. Fedorova, K. S. Olsen, D. M. Kass, A. C. Vandaele et O. Korabiev (2022). "Global Variations in Water Vapor and Saturation State Throughout the Mars Year 34 Dusty Season". In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 127.10, e2022JE007203. ISSN : 2169-9100. DOI : [10.1029/2022JE007203](https://doi.org/10.1029/2022JE007203).
- Hourdin, Frédéric (jan. 1992). "Etude et Simulation Numerique de La Circulation Generale Des Atmospheres Planetaires". These de Doctorat. Paris 7.
- Hourdin, Frédéric, Thorsten Mauritsen, Andrew Gettelman, Jean-Christophe Golaz, Venkatramani Balaji, Qingyun Duan, Doris Folini, Duoying Ji, Daniel Klocke, Yun Qian, Florian Rauser, Catherine Rio, Lorenzo Tomassini, Masahiro Watanabe et Daniel Williamson (mar. 2017). "The Art and Science of Climate Model Tuning". In : *Bulletin of the American Meteorological Society* 98.3, p. 589-602. ISSN : 0003-0007, 1520-0477. DOI : [10.1175/BAMS-D-15-00135.1](https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00135.1).
- Hourdin, Frédéric, Phu Le Van, François Forget et Olivier Talagrand (nov. 1993). "Meteorological Variability and the Annual Surface Pressure Cycle on Mars". In : *Journal of the Atmospheric Sciences* 50.21, p. 3625-3640. ISSN : 0022-4928, 1520-0469. DOI : [10.1175/1520-0469\(1993\)050<3625:MVATAS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1993)050<3625:MVATAS>2.0.CO;2).
- Hourdin, Frédéric, Daniel Williamson, Catherine Rio, Fleur Couvreur, Romain Roehrig, Najda Villefranque, Ionela Musat, Laurent Fairhead, F. Binta Diallo et Victoria Volodina (2021). "Process-Based Climate Model Development Harnessing Machine Learning : II. Model Calibration From Single Column to Global". In : *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 13.6, e2020MS002225. ISSN : 1942-2466. DOI : [10.1029/2020MS002225](https://doi.org/10.1029/2020MS002225).
- Howard, Alan D., Jeffrey M. Moore et Rossman P. Irwin III (2005). "An Intense Terminal Epoch of Widespread Fluvial Activity on Early Mars : 1. Valley Network Incision and Associated Deposits". In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 110.E12. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/2005JE002459](https://doi.org/10.1029/2005JE002459).
- Hudson, Troy L., Oded Aharonson, Norbert Schorghofer, Crofton B. Farmer, Michael H. Hecht et Nathan T. Bridges (2007). "Water Vapor Diffusion in Mars Subsurface Environments". In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 112.E5. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/2006JE002815](https://doi.org/10.1029/2006JE002815).
- Imbrie, J., A. Berger, E. A. Boyle, S. C. Clemens, A. Duffy, W. R. Howard, G. Kukla, J. Kutzbach, D. G. Martinson, A. McIntyre, A. C. Mix, B. Molino, J. J. Morley, L. C. Peterson, N. G. Pisias, W. L. Prell, M. E. Raymo, N. J. Shackleton et J. R. Toggweiler (1993). "On the Structure and Origin of Major Glaciation Cycles 2. The 100,000-Year Cycle". In : *Paleoceanography* 8.6, p. 699-735. ISSN : 1944-9186. DOI : [10.1029/93PA02751](https://doi.org/10.1029/93PA02751).

- Imbrie, J., J. D. Hays, D. G. Martinson, A. McIntyre, A. C. Mix, J. J. Morley et N. G. Pisias (1984). “The Orbital Theory of Pleistocene Climate : Support From a Revised Chronology of the Marine $\delta^{18}O$ Record”. In : *Milankovitch and Climate*. T. 1.
- IPCC (2023). *Glossary — Global Warming of 1.5 °C*.
- Iraci, Laura T., Bruce D. Phebus, Bradley M. Stone et Anthony Colaprete (déc. 2010). “Water Ice Cloud Formation on Mars Is More Difficult than Presumed : Laboratory Studies of Ice Nucleation on Surrogate Materials”. In : *Icarus* 210.2, p. 985-991. ISSN : 0019-1035. DOI : [10.1016/j.icarus.2010.07.020](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2010.07.020).
- Jaffrezo, Jean-Luc, Jean-Louis Colin et Jean-Michel Gros (jan. 1990). “Some Physical Factors Influencing Scavenging Ratios”. In : *Atmospheric Environment. Part A. General Topics* 24.12, p. 3073-3083. ISSN : 0960-1686. DOI : [10.1016/0960-1686\(90\)90486-7](https://doi.org/10.1016/0960-1686(90)90486-7).
- Jakosky, B. M., R. P. Lin, J. M. Grebowsky, J. G. Luhmann, D. F. Mitchell, G. Beutelschies, T. Priser, M. Acuna, L. Andersson, D. Baird, D. Baker, R. Bartlett, M. Benna, S. Bougher, D. Brain, D. Carson, S. Cauffman, P. Chamberlin, J.-Y. Chaufray, O. Cheatom, J. Clarke, J. Connerney, T. Cravens, D. Curtis, G. Delory, S. Demcak, A. DeWolfe, F. Eparvier, R. Ergun, A. Eriksson, J. Espley, X. Fang, D. Folta, J. Fox, C. Gomez-Rosa, S. Habenicht, J. Halekas, G. Holsclaw, M. Houghton, R. Howard, M. Jarosz, N. Jedrich, M. Johnson, W. Kasprzak, M. Kelley, T. King, M. Lankton, D. Larson, F. Leblanc, F. Lefevre, R. Lillis, P. Mahaffy, C. Mazelle, W. McClintock, J. McFadden, D. L. Mitchell, F. Montmessin, J. Morrissey, W. Peterson, W. Possel, J.-A. Sauvaud, N. Schneider, W. Sidney, S. Sparacino, A. I. F. Stewart, R. Tolson, D. Toubanc, C. Waters, T. Woods, R. Yelle et R. Zurek (déc. 2015). “The Mars Atmosphere and Volatile Evolution (MAVEN) Mission”. In : *Space Science Reviews* 195.1-4, p. 3-48. ISSN : 0038-6308, 1572-9672. DOI : [10.1007/s11214-015-0139-x](https://doi.org/10.1007/s11214-015-0139-x).
- Jakosky, Bruce M. et Michael H. Carr (juin 1985). “Possible Precipitation of Ice at Low Latitudes of Mars during Periods of High Obliquity”. In : *Nature* 315.6020, p. 559-561. ISSN : 1476-4687. DOI : [10.1038/315559a0](https://doi.org/10.1038/315559a0).
- Jeandel, Catherine et Remy Mosseri (oct. 2017). *Le climat à découvert*. CNRS Éditions via OpenEdition. ISBN : 978-2-271-11916-2.
- Jons, H. -P. (mar. 1987). “Large Fossil Mud Lakes or Giant Mud Sheet Floods in Syrtis Major (Isidis Planitia) and Mare Australe, Mars”. In : *Lunar and Planetary Science Conference*. T. 18, p. 470.
- Joussaume, Sylvie (1990). “Three-Dimensional Simulations of the Atmospheric Cycle of Desert Dust Particles Using a General Circulation Model”. In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 95.D2, p. 1909-1941. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/JD095iD02p01909](https://doi.org/10.1029/JD095iD02p01909).
- Kageyama, Masa et Didier Paillard (nov. 2013). “4 La modélisation en paléoclimatologie”. In : *4 La modélisation en paléoclimatologie*. EDP Sciences, p. 139-184. ISBN : 978-2-7598-1152-6. DOI : [10.1051/978-2-7598-1152-6.c006](https://doi.org/10.1051/978-2-7598-1152-6.c006).
- Kahre, R. M. Haberle, J. L. Hollingsworth, F. Montmessin, A. S. Brecht, R. Urata, D. R. Klassen et M. J. Wolff (jan. 2017a). *Updates on Modeling the Water Cycle with the NASA Ames Mars Global Climate Model*, p. 3209.
- Kahre, M. A., R. M. Haberle, J. L. Hollingsworth, A. S. Brecht, R. A. Urata et F. Montmessin (déc. 2017b). “Simulating the Current Water Cycle with the NASA Ames Mars Global Climate Model”. In : 2017, P23D-2751.
- Kahre, M. A., R. M. Haberle, R. J. Wilson, R. A. Urata, K. E. Steakley, A. S. Brecht, T. Bertrand, A. Kling, C. M. Batterson, V. Hartwick, C. E. Harman et L. Gkouvelis (août 2023). “The NASA Ames Legacy Mars Global Climate Model : Radiation Code Error Correction and New Baseline Water Cycle Simulation”. In : *Icarus* 400, p. 115561. ISSN : 0019-1035. DOI : [10.1016/j.icarus.2023.115561](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2023.115561).

- Kawamiya, Michio, Tomohiro Hajima, Kaoru Tachiiri, Shingo Watanabe et Tokuta Yokohata (oct. 2020). “Two Decades of Earth System Modeling with an Emphasis on Model for Interdisciplinary Research on Climate (MIROC)”. In : *Progress in Earth and Planetary Science* 7.1, p. 64. ISSN : 2197-4284. DOI : [10.1186/s40645-020-00369-5](https://doi.org/10.1186/s40645-020-00369-5).
- Kieffer, Hugh H et Timothy N Titus (nov. 2001). “TES Mapping of Mars’ North Seasonal Cap”. In : *Icarus* 154.1, p. 162-180. ISSN : 0019-1035. DOI : [10.1006/icar.2001.6670](https://doi.org/10.1006/icar.2001.6670).
- Kiehl, J. T. et Kevin E. Trenberth (fév. 1997). “Earth’s Annual Global Mean Energy Budget”. In : *Bulletin of the American Meteorological Society* 78.2, p. 197-208. ISSN : 0003-0007, 1520-0477. DOI : [10.1175/1520-0477\(1997\)078<0197:EAGMEB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078<0197:EAGMEB>2.0.CO;2).
- Kite, Edwin S. (jan. 2019). “Geologic Constraints on Early Mars Climate”. In : *Space Science Reviews* 215.1, p. 10. ISSN : 1572-9672. DOI : [10.1007/s11214-018-0575-5](https://doi.org/10.1007/s11214-018-0575-5).
- Klein, Stephen A. et Alex Hall (déc. 2015). “Emergent Constraints for Cloud Feedbacks”. In : *Current Climate Change Reports* 1.4, p. 276-287. ISSN : 2198-6061. DOI : [10.1007/s40641-015-0027-1](https://doi.org/10.1007/s40641-015-0027-1).
- Kowalewski, D. E., D. R. Marchant, J. S. Levy et J. W. Head (sept. 2006). “Quantifying Low Rates of Summertime Sublimation for Buried Glacier Ice in Beacon Valley, Antarctica”. In : *Antarctic Science* 18.3, p. 421-428. ISSN : 1365-2079, 0954-1020. DOI : [10.1017/S0954102006000460](https://doi.org/10.1017/S0954102006000460).
- Kreslavsky, M. A. et J. W. Head (2006). “Modification of Impact Craters in the Northern Plains of Mars : Implications for Amazonian Climate History”. In : *Meteoritics & Planetary Science* 41.10, p. 1633-1646. ISSN : 1945-5100. DOI : [10.1111/j.1945-5100.2006.tb00441.x](https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2006.tb00441.x).
- Kwiatkowski, Lester, Joseph Naar, Laurent Bopp, Olivier Aumont, Dimitri Defrance et Damien Couespel (2019). “Decline in Atlantic Primary Production Accelerated by Greenland Ice Sheet Melt”. In : *Geophysical Research Letters* 46.20, p. 11347-11357. ISSN : 1944-8007. DOI : [10.1029/2019GL085267](https://doi.org/10.1029/2019GL085267).
- Lammer, H., J. H. Bredelhöft, A. Coustenis, M. L. Khodachenko, L. Kaltenecker, O. Grasset, D. Prieur, F. Raulin, P. Ehrenfreund, M. Yamauchi, J.-E. Wahlund, J.-M. Grießmeier, G. Stangl, C. S. Cockell, Yu. N. Kulikov, J. L. Grenfell et H. Rauer (juin 2009). “What Makes a Planet Habitable?” In : *The Astronomy and Astrophysics Review* 17.2, p. 181-249. ISSN : 1432-0754. DOI : [10.1007/s00159-009-0019-z](https://doi.org/10.1007/s00159-009-0019-z).
- Lange, L., F. Forget, E. Dupont, R. Vandemeulebrouck, A. Spiga, E. Millour, M. Vincendon et A. Bierjon (juin 2023a). *Modelling Slope Microclimates in the Mars Planetary Climate Model*. DOI : [10.48550/arXiv.2306.12449](https://doi.org/10.48550/arXiv.2306.12449). arXiv : [2306.12449](https://arxiv.org/abs/2306.12449) [astro-ph].
- Lange, L., F. Forget, M. Vincendon, A. Spiga, E. Vos, O. Aharonson, E. Millour, R. Vandemeulebrouck et A. Bierjon (juin 2023b). *A Reappraisal of Near-Tropical Ice Stability on Mars*. DOI : [10.48550/arXiv.2306.16987](https://doi.org/10.48550/arXiv.2306.16987). arXiv : [2306.16987](https://arxiv.org/abs/2306.16987) [astro-ph].
- Laskar, J. (juin 1988). “Secular Evolution of the Solar System over 10 Million Years”. In : *Astronomy and Astrophysics* 198, p. 341-362. ISSN : 0004-6361.
- Laskar, J., A. C. M. Correia, M. Gastineau, F. Joutel, B. Levrard et P. Robutel (août 2004). “Long Term Evolution and Chaotic Diffusion of the Insolation Quantities of Mars”. In : *Icarus* 170.2, p. 343-364. ISSN : 0019-1035. DOI : [10.1016/j.icarus.2004.04.005](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2004.04.005).
- Lemmon, M. T., D. Toledo, V. Apestigue, I. Arruego, M. J. Wolff, P. Patel, S. Guzewich, A. Colaprete, Á. Vicente-Retortillo, L. Tamppari, F. Montmessin, M. de la Torre Juarez, J. Maki, T. McConnochie, A. Brown et J. F. Bell III (2022). “Hexagonal Prisms Form in Water-Ice Clouds on Mars, Producing Halo Displays Seen by Perseverance Rover”. In : *Geophysical Research Letters* 49.17, e2022GL099776. ISSN : 1944-8007. DOI : [10.1029/2022GL099776](https://doi.org/10.1029/2022GL099776).
- Lemonnier, F., A. Chemison, G. Krinner, J.-B. Madeleine, C. Claud et C. Genthon (juil. 2021). “Evaluation of Coastal Antarctic Precipitation in LMDz6 Global Atmospheric Model Using

- Ground-Based Radar Observations”. In : *Arctic and Antarctic Research* 67.2, p. 147-164. DOI : [10.30758/0555-2648-2021-67-2-147-164](https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-2-147-164).
- Levrard, B., F. Forget, F. Montmessin et J. Laskar (2007). “Recent Formation and Evolution of Northern Martian Polar Layered Deposits as Inferred from a Global Climate Model”. In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 112.E6. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/2006JE002772](https://doi.org/10.1029/2006JE002772).
- Levrard, Benjamin, François Forget, Franck Montmessin et Jacques Laskar (oct. 2004). “Recent Ice-Rich Deposits Formed at High Latitudes on Mars by Sublimation of Unstable Equatorial Ice during Low Obliquity”. In : *Nature* 431.7012, p. 1072-1075. ISSN : 1476-4687. DOI : [10.1038/nature03055](https://doi.org/10.1038/nature03055).
- Levy, Joseph S., Caleb I. Fassett, James W. Head, Claire Schwartz et Jaclyn L. Watters (2014). “Sequestered Glacial Ice Contribution to the Global Martian Water Budget : Geometric Constraints on the Volume of Remnant, Midlatitude Debris-Covered Glaciers”. In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 119.10, p. 2188-2196. ISSN : 2169-9100. DOI : [10.1002/2014JE004685](https://doi.org/10.1002/2014JE004685).
- Lillis, R. J., H. V. Frey et M. Manga (2008). “Rapid Decrease in Martian Crustal Magnetization in the Noachian Era : Implications for the Dynamo and Climate of Early Mars”. In : *Geophysical Research Letters* 35.14. ISSN : 1944-8007. DOI : [10.1029/2008GL034338](https://doi.org/10.1029/2008GL034338).
- Lisiecki, Lorraine E. (mai 2010). “Links between Eccentricity Forcing and the 100,000-Year Glacial Cycle”. In : *Nature Geoscience* 3.5, p. 349-352. ISSN : 1752-0908. DOI : [10.1038/ngeo828](https://doi.org/10.1038/ngeo828).
- Lüthi, Dieter, Martine Le Floch, Bernhard Bereiter, Thomas Blunier, Jean-Marc Barnola, Urs Siegenthaler, Dominique Raynaud, Jean Jouzel, Hubertus Fischer, Kenji Kawamura et Thomas F. Stocker (mai 2008). “High-Resolution Carbon Dioxide Concentration Record 650,000–800,000 Years before Present”. In : *Nature* 453.7193, p. 379-382. ISSN : 1476-4687. DOI : [10.1038/nature06949](https://doi.org/10.1038/nature06949).
- Määttänen, A. et M. Douspis (sept. 2014). “Estimating the Variability of Contact Parameter Temperature Dependence with the Monte Carlo Markov Chain Method”. In : *GeoResJ* 3–4, p. 46-55. ISSN : 2214-2428. DOI : [10.1016/j.grj.2014.09.002](https://doi.org/10.1016/j.grj.2014.09.002).
- Määttänen, A., C. Mathé, J. Audouard, C. Listowski, E. Millour, F. Forget, F. González-Galindo, L. Falletti, D. Bardet, L. Teinturier, M. Vals, A. Spiga et F. Montmessin (oct. 2022). “Troposphere-to-Mesosphere Microphysics of Carbon Dioxide Ice Clouds in a Mars Global Climate Model”. In : *Icarus* 385, p. 115098. ISSN : 0019-1035. DOI : [10.1016/j.icarus.2022.115098](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2022.115098).
- Määttänen, A., F. Montmessin, B. Gondet, F. Scholten, H. Hoffmann, F. González-Galindo, A. Spiga, F. Forget, E. Hauber, G. Neukum, J. -P. Bibring et J. -L. Bertaux (oct. 2010). “Mapping the Mesospheric CO₂ Clouds on Mars : MEx/OMEGA and MEx/HRSC Observations and Challenges for Atmospheric Models”. In : *Icarus* 209.2, p. 452-469. ISSN : 0019-1035. DOI : [10.1016/j.icarus.2010.05.017](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2010.05.017).
- Määttänen, Anni, Hanna Vehkamäki, Antti Lauri, S. Merikallio, J. Kauhanen, Hannu Savijärvi et Markku Kulmala (fév. 2005). “Nucleation Studies in the Martian Atmosphere”. In : *Journal of Geophysical Research* 110. DOI : [10.1029/2004je002308](https://doi.org/10.1029/2004je002308).
- Madeleine, F. Forget, E. Millour, T. Navarro et A. Spiga (2012a). “The Influence of Radiatively Active Water Ice Clouds on the Martian Climate”. In : *Geophysical Research Letters* 39.23. ISSN : 1944-8007. DOI : [10.1029/2012GL053564](https://doi.org/10.1029/2012GL053564).
- Madeleine, F. Forget, A. Spiga, M. J. Wolff, F. Montmessin, M. Vincendon, D. Jouglet, B. Gondet, J.-P. Bibring, Y. Langevin et B. Schmitt (2012b). “Aphelion Water-Ice Cloud Mapping and Property Retrieval Using the OMEGA Imaging Spectrometer Onboard Mars Express”. In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 117.E11. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/2011JE003940](https://doi.org/10.1029/2011JE003940).

- Madeleine, François Forget, Ehouarn Millour, Luca Montabone et M. J. Wolff (nov. 2011). “Revisiting the Radiative Impact of Dust on Mars Using the LMD Global Climate Model”. In : *Journal of Geophysical Research* 116.11. DOI : [10.1029/2011je003855](https://doi.org/10.1029/2011je003855).
- Madeleine, JB., F. Forget, James W. Head, B. Levrard, F. Montmessin et E. Millour (oct. 2009). “Amazonian Northern Mid-Latitude Glaciation on Mars : A Proposed Climate Scenario”. In : *Icarus* 203.2, p. 390-405. ISSN : 0019-1035. DOI : [10.1016/j.icarus.2009.04.037](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2009.04.037).
- Madeleine, JB., J. W. Head, F. Forget, T. Navarro, E. Millour, A. Spiga, A. Colaïtis, A. Määttänen, F. Montmessin et J. L. Dickson (2014). “Recent Ice Ages on Mars : The Role of Radiatively Active Clouds and Cloud Microphysics”. In : *Geophysical Research Letters* 41.14, p. 4873-4879. ISSN : 1944-8007. DOI : [10.1002/2014GL059861](https://doi.org/10.1002/2014GL059861).
- Madeleine, Jean-Baptiste (jan. 2011). “Nuages et Poussières de l’atmosphère Martienne : Télédétection, Modélisation Des Rétroactions Climatiques et Application Aux Paléoclimats”. These de Doctorat. Paris 6.
- Mahaney, William C., James M. Dohm, Pedro Costa et David H. Krinsley (déc. 2010). “Tsunamis on Mars : Earth Analogues of Projected Martian Sediment”. In : *Planetary and Space Science* 58.14, p. 1823-1831. ISSN : 0032-0633. DOI : [10.1016/j.pss.2010.08.010](https://doi.org/10.1016/j.pss.2010.08.010).
- Malin, Michael C. et Kenneth S. Edgett (1999). “Oceans or Seas in the Martian Northern Lowlands : High Resolution Imaging Tests of Proposed Coastlines”. In : *Geophysical Research Letters* 26.19, p. 3049-3052. ISSN : 1944-8007. DOI : [10.1029/1999GL002342](https://doi.org/10.1029/1999GL002342).
- (juin 2000). “Evidence for Recent Groundwater Seepage and Surface Runoff on Mars”. In : *Science* 288.5475, p. 2330-2335. DOI : [10.1126/science.288.5475.2330](https://doi.org/10.1126/science.288.5475.2330).
- Maltagliati, L., F. Montmessin, A. Fedorova, O. Korablev, F. Forget et J.-L. Bertaux (sept. 2011). “Evidence of Water Vapor in Excess of Saturation in the Atmosphere of Mars”. In : *Science* 333.6051, p. 1868-1871. DOI : [10.1126/science.1207957](https://doi.org/10.1126/science.1207957).
- Manabe, Syukuro et Kirk Bryan (juil. 1969). “Climate Calculations with a Combined Ocean-Atmosphere Model”. In : *Journal of the Atmospheric Sciences* 26.4, p. 786-789. ISSN : 0022-4928, 1520-0469. DOI : [10.1175/1520-0469\(1969\)026<0786:CCWACO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1969)026<0786:CCWACO>2.0.CO;2).
- Marchi, Simone, Richard J. Walker et Robin M. Canup (fév. 2020). “A Compositionally Heterogeneous Martian Mantle Due to Late Accretion”. In : *Science Advances* 6.7, eaay2338. DOI : [10.1126/sciadv.aay2338](https://doi.org/10.1126/sciadv.aay2338).
- Marshall, Michael (déc. 2020). “How the First Life on Earth Survived Its Biggest Threat — Water”. In : *Nature* 588.7837, p. 210-213. DOI : [10.1038/d41586-020-03461-4](https://doi.org/10.1038/d41586-020-03461-4).
- Mathé, C., A. Määttänen, L. Falletti, A. Spiga, F. Forget, E. Millour et J. Plane (juin 2022). “Global Martian CO₂ Cloud Modelling Improvements : Meteoric Flux as Condensation Nuclei and Radiatively Active CO₂ Clouds”. In : *Seventh International Workshop on the Mars Atmosphere : Modelling and Observations*, p. 3539.
- Mathé, Christophe, Anni Määttänen, Joachim Audouard, Constantino Listowski, Ehouarn Millour, François Forget, Aymeric Spiga, Déborah Bardet, Lucas Teinturier, Lola Falletti, Margaux Vals, Francisco González-Galindo et Franck Montmessin (sept. 2020). “Global 3D Modelling of Martian CO₂ Clouds”. In : EPSC2020-751. DOI : [10.5194/epsc2020-751](https://doi.org/10.5194/epsc2020-751).
- Mathé, Christophe, Anni Määttänen, Joachim Audouard, Constantino Listowski, Ehouarn Millour, François Forget, Aymeric Spiga, Déborah Bardet, Lucas Teinturier, Lola Falletti, Margaux Vals, Francisco González-Galindo et Franck Montmessin (sept. 2021). “Global 3D Modelling of Martian CO₂ Clouds”. In : EPSC2021-324. DOI : [10.5194/epsc2021-324](https://doi.org/10.5194/epsc2021-324).
- Mellor, George L. et Tetsuji Yamada (1982). “Development of a Turbulence Closure Model for Geophysical Fluid Problems”. In : *Reviews of Geophysics* 20.4, p. 851-875. ISSN : 1944-9208. DOI : [10.1029/RG020i004p00851](https://doi.org/10.1029/RG020i004p00851).
- Meslin, P. -Y., F. Forget et E. Millour (nov. 2008). “An Improved Model of Regolith-Atmosphere Exchange of Water Vapor in the LMD Global Climate Model”. In : 1447, p. 9111.

- Milankovitch M. (1941). "Canon of Insolation and the Iceage Problem". In : *Koniglich Serbische Akademie Beograd Special Publication* 132.
- Millour, Ehouarn, Francois Forget, Aymeric Spiga, Margaux Vals, Vladimir Zakharov, Thomas Navarro, Luca Montabone, Franck Lefevre, Franck Montmessin, Jean-Yves Chaufray, Miguel Lopez-Valverde, Francisco Gonzalez-Galindo, Stephen Lewis, Peter Read, Marie-Christine Desjean et MCD/GCM Development Team (avr. 2017). "The Mars Climate Database (MCD Version 5.3)". In : p. 12247.
- Mischna, Michael A. et Mark I. Richardson (2005). "A Reanalysis of Water Abundances in the Martian Atmosphere at High Obliquity". In : *Geophysical Research Letters* 32.3. ISSN : 1944-8007. DOI : [10.1029/2004GL021865](https://doi.org/10.1029/2004GL021865).
- Mischna, Michael A., Mark I. Richardson, R. John Wilson et Daniel J. McCleese (2003). "On the Orbital Forcing of Martian Water and CO₂ Cycles : A General Circulation Model Study with Simplified Volatile Schemes". In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 108.E6. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/2003JE002051](https://doi.org/10.1029/2003JE002051).
- Montabone, L., F. Forget, E. Millour, R. J. Wilson, S. R. Lewis, B. Cantor, D. Kass, A. Kleinböhl, M. T. Lemmon, M. D. Smith et M. J. Wolff (mai 2015). "Eight-Year Climatology of Dust Optical Depth on Mars". In : *Icarus. Dynamic Mars* 251, p. 65-95. ISSN : 0019-1035. DOI : [10.1016/j.icarus.2014.12.034](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2014.12.034).
- Montabone, Luca, Aymeric Spiga, David M. Kass, Armin Kleinböhl, François Forget et Ehouarn Millour (2020). "Martian Year 34 Column Dust Climatology from Mars Climate Sounder Observations : Reconstructed Maps and Model Simulations". In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 125.8, e2019JE006111. ISSN : 2169-9100. DOI : [10.1029/2019JE006111](https://doi.org/10.1029/2019JE006111).
- Montmessin, F. (2007). "The Orbital Forcing of Climate Changes on Mars". In : *Solar Variability and Planetary Climates*. Sous la dir. d'Y. Calisesi, R. -M. Bonnet, L. Gray, J. Langen et M. Lockwood. Space Sciences Series of ISSI. New York, NY : Springer, p. 457-472. ISBN : 978-0-387-48341-2. DOI : [10.1007/978-0-387-48341-2_37](https://doi.org/10.1007/978-0-387-48341-2_37).
- Montmessin, F. et R. Haberle (sept. 2004a). "Modeling Water Ice Sublimation under Phoenix-like Conditions". In :
- Montmessin, F., R. M. Haberle, F. Forget, Y. Langevin, R. T. Clancy et J.-P. Bibring (2007). "On the Origin of Perennial Water Ice at the South Pole of Mars : A Precession-Controlled Mechanism?" In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 112.E8. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/2007JE002902](https://doi.org/10.1029/2007JE002902).
- Montmessin, Franck (jan. 2002). "Aspects Microphysiques de l'atmosphère Martienne : De La Poussière Aux Nuages de Glace d'eau". These de Doctorat. Paris 6.
- Montmessin, Franck, François Forget, Pascal Rannou, Michel Cabane et Robert M. Haberle (oct. 2004b). "Origin and Role of Water Ice Clouds in the Martian Water Cycle as Inferred from a General Circulation Model". In : *Journal of Geophysical Research* 109. DOI : [10.1029/2004je002284](https://doi.org/10.1029/2004je002284).
- Montmessin, Franck, Pascal Rannou et Michel Cabane (2002). "New Insights into Martian Dust Distribution and Water-Ice Cloud Microphysics". In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 107.E6, p. 4-1-4-14. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/2001JE001520](https://doi.org/10.1029/2001JE001520).
- Montmessin, Franck, Michael D. Smith, Yves Langevin, Michael T. Mellon et Anna Fedorova (2017). "The Water Cycle". In : *The Atmosphere and Climate of Mars*. Sous la dir. de François Forget, Michael D. Smith, R. Todd Clancy, Richard W. Zurek et Robert M. Haberle. Cambridge Planetary Science. Cambridge : Cambridge University Press, p. 338-373. ISBN : 978-1-107-01618-7. DOI : [10.1017/9781139060172.011](https://doi.org/10.1017/9781139060172.011).
- Musashi, Miyamoto (1645). *Gorin No Sho (Traité Des Cinq Roues)*. Japon Féodal.

- Mustard, John F., Christopher D. Cooper et Moses K. Rifkin (juil. 2001). "Evidence for Recent Climate Change on Mars from the Identification of Youthful Near-Surface Ground Ice". In : *Nature* 412.6845, p. 411-414. ISSN : 1476-4687. DOI : [10.1038/35086515](https://doi.org/10.1038/35086515).
- Naar, Joseph, Francois Forget, Antoine Bierjon, Margaux Vals, Ehouarn Millour, Michael J. Wolff, F. Gonzalez-Galindo et Brunehilde Richard (2023a). "Global Climate Modeling of the Martian Water Cycle. I) Improved Parameterizations of Physical Processes". In : *Submitted, Earth and Space Sciences*.
- Naar, Joseph, Francois Forget, Jean-Baptiste Madeleine, Ehouarn Millour, Aymeric Spiga, Margaux Vals, Antoine Bierjon et Luna Benedetto de Assis (sept. 2020). "Formation and Stability of Martian Mid-Latitude Water Ice Deposits at High Obliquity". In : *European Planetary Science Congress, EPSC2020-322*. DOI : [10.5194/epsc2020-322](https://doi.org/10.5194/epsc2020-322).
- Naar, Joseph, Francois Forget, Margaux Vals, Ehouarn Millour, Antoine Bierjon, Francisco González-Galindo et Brunehilde Richard (sept. 2021). "Modeling the Global Water Cycle on Mars with Improved Physical Parametrization". In : *European Planetary Science Congress, EPSC2021-559*. DOI : [10.5194/epsc2021-559](https://doi.org/10.5194/epsc2021-559).
- Naar, Joseph, François Forget, Ehouarn Millour et Antoine Bierjon (juil. 2023b). *Martian Water Ice Latitude Dependent Mantle Predicted by Improved Climate Model*. DOI : [10.5281/zenodo.8199824](https://doi.org/10.5281/zenodo.8199824).
- Nastrom, G. D., K. S. Gage et W. H. Jasperson (juil. 1984). "Kinetic Energy Spectrum of Large- and Mesoscale Atmospheric Processes". In : *Nature* 310.5972, p. 36-38. ISSN : 1476-4687. DOI : [10.1038/310036a0](https://doi.org/10.1038/310036a0).
- Navarro, T., J.-B. Madeleine, F. Forget, A. Spiga, E. Millour, F. Montmessin et A. Määttänen (2014). "Global Climate Modeling of the Martian Water Cycle with Improved Microphysics and Radiatively Active Water Ice Clouds". In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 119.7, p. 1479-1495. ISSN : 2169-9100. DOI : [10.1002/2013JE004550](https://doi.org/10.1002/2013JE004550).
- Navarro, Thomas, JB. Madeleine, Franck Montmessin, Francois Forget et Aymeric Spiga (2012). *Technical Note : Inclusions in Cloud Microphysics, Dust Scavenging and Improvement of the Water Cycle*. <https://www-mars.lmd.jussieu.fr/WP2012/>.
- Neumann, Philipp, Peter Dübén, Panagiotis Adamidis, Peter Bauer, Matthias Brück, Luis Kornbluh, Daniel Klocke, Bjorn Stevens, Nils Wedi et Joachim Biercamp (fév. 2019). "Assessing the Scales in Numerical Weather and Climate Predictions : Will Exascale Be the Rescue?" In : *Philosophical Transactions of the Royal Society A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 377.2142, p. 20180148. DOI : [10.1098/rsta.2018.0148](https://doi.org/10.1098/rsta.2018.0148).
- Ojha, Lujendra, Mary Beth Wilhelm, Scott L. Murchie, Alfred S. McEwen, James J. Wray, Jennifer Hanley, Marion Massé et Matt Chojnacki (nov. 2015). "Spectral Evidence for Hydrated Salts in Recurring Slope Lineae on Mars". In : *Nature Geoscience* 8.11, p. 829-832. ISSN : 1752-0908. DOI : [10.1038/ngeo2546](https://doi.org/10.1038/ngeo2546).
- Orosei, R., S. E. Lauro, E. Pettinelli, A. Cicchetti, M. Coradini, B. Cosciotti, F. Di Paolo, E. Flamini, E. Mattei, M. Pajola, F. Soldovieri, M. Cartacci, F. Cassenti, A. Frigeri, S. Giuppi, R. Martufi, A. Masdea, G. Mitri, C. Nenna, R. Noschese, M. Restano et R. Seu (août 2018). "Radar Evidence of Subglacial Liquid Water on Mars". In : *Science* 361.6401, p. 490-493. DOI : [10.1126/science.aar7268](https://doi.org/10.1126/science.aar7268).
- Osinski, Gordon R., Richard A. F. Grieve, Ludovic Ferrière, Ania Losiak, Annemarie E. Pickersgill, Aaron J. Cavosie, Shannon M. Hibbard, Patrick J. A. Hill, Juan Jaimes Bermudez, Cassandra L. Marion, Jennifer D. Newman et Sarah L. Simpson (sept. 2022). "Impact Earth : A Review of the Terrestrial Impact Record". In : *Earth-Science Reviews* 232, p. 104112. ISSN : 0012-8252. DOI : [10.1016/j.earscirev.2022.104112](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104112).
- Paige, David A., Jennifer E. Bachman et Kenneth D. Keegan (1994). "Thermal and Albedo Mapping of the Polar Regions of Mars Using Viking Thermal Mapper Observations : 1.

- North Polar Region". In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 99.E12, p. 25959-25991. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/93JE03428](https://doi.org/10.1029/93JE03428).
- Paillard, Didier (2001). "Glacial Cycles : Toward a New Paradigm". In : *Reviews of Geophysics* 39.3, p. 325-346. ISSN : 1944-9208. DOI : [10.1029/2000RG000091](https://doi.org/10.1029/2000RG000091).
- (nov. 2013). "7 Climat et cycles astronomiques". In : *7 Climat et cycles astronomiques*. EDP Sciences, p. 257-292. ISBN : 978-2-7598-1152-6. DOI : [10.1051/978-2-7598-1152-6.c009](https://doi.org/10.1051/978-2-7598-1152-6.c009).
- (jan. 2015). "Quaternary Glaciations : From Observations to Theories". In : *Quaternary Science Reviews* 107, p. 11-24. ISSN : 0277-3791. DOI : [10.1016/j.quascirev.2014.10.002](https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.10.002).
- (sept. 2017). "The Plio-Pleistocene Climatic Evolution as a Consequence of Orbital Forcing on the Carbon Cycle". In : *Climate of the Past* 13.9, p. 1259-1267. ISSN : 1814-9324. DOI : [10.5194/cp-13-1259-2017](https://doi.org/10.5194/cp-13-1259-2017).
- Phebus, Bruce D., Alexandria V. Johnson, Brendan Mar, Bradley M. Stone, Anthony Colaprete et Laura T. Iraci (2011). "Water Ice Nucleation Characteristics of JSC Mars-1 Regolith Simulant under Simulated Martian Atmospheric Conditions". In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 116.E4. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/2010JE003699](https://doi.org/10.1029/2010JE003699).
- Phillips, Roger J., Brian J. Davis, Kenneth L. Tanaka, Shane Byrne, Michael T. Mellon, Nathaniel E. Putzig, Robert M. Haberle, Melinda A. Kahre, Bruce A. Campbell, Lynn M. Carter, Isaac B. Smith, John W. Holt, Suzanne E. Smrekar, Daniel C. Nunes, Jeffrey J. Plaut, Anthony F. Egan, Timothy N. Titus et Roberto Seu (mai 2011). "Massive CO₂ Ice Deposits Sequestered in the South Polar Layered Deposits of Mars". In : *Science* 332.6031, p. 838-841. DOI : [10.1126/science.1203091](https://doi.org/10.1126/science.1203091).
- Pilorget, C. et F. Forget (jan. 2016). "Formation of Gullies on Mars by Debris Flows Triggered by CO₂ Sublimation". In : *Nature Geoscience* 9.1, p. 65-69. ISSN : 1752-0908. DOI : [10.1038/ngeo2619](https://doi.org/10.1038/ngeo2619).
- Pottier, Alizée, François Forget, Franck Montmessin, Thomas Navarro, Aymeric Spiga, Ehouarn Millour, André Szantai et Jean-Baptiste Madeleine (juil. 2017). "Unraveling the Martian Water Cycle with High-Resolution Global Climate Simulations". In : *Icarus* 291, p. 82-106. ISSN : 0019-1035. DOI : [10.1016/j.icarus.2017.02.016](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2017.02.016).
- Putzig, Nathaniel E., Michael T. Mellon, Katherine A. Kretke et Raymond E. Arvidson (fév. 2005). "Global Thermal Inertia and Surface Properties of Mars from the MGS Mapping Mission". In : *Icarus* 173.2, p. 325-341. ISSN : 0019-1035. DOI : [10.1016/j.icarus.2004.08.017](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2004.08.017).
- Ramirez, Ramses M. et Robert A. Craddock (avr. 2018). "The Geological and Climatological Case for a Warmer and Wetter Early Mars". In : *Nature Geoscience* 11.4, p. 230-237. ISSN : 1752-0908. DOI : [10.1038/s41561-018-0093-9](https://doi.org/10.1038/s41561-018-0093-9).
- Richardson, Lewis F. (1922). *Weather Prediction by Numerical Process*. University Press.
- Richardson, Mark I. et Michael A. Mischna (2005). "Long-Term Evolution of Transient Liquid Water on Mars". In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 110.E3. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/2004JE002367](https://doi.org/10.1029/2004JE002367).
- Richardson, Mark I. et R. John Wilson (mar. 2002a). "A Topographically Forced Asymmetry in the Martian Circulation and Climate". In : *Nature* 416.6878, p. 298-301. ISSN : 0028-0836, 1476-4687. DOI : [10.1038/416298a](https://doi.org/10.1038/416298a).
- (2002b). "Investigation of the Nature and Stability of the Martian Seasonal Water Cycle with a General Circulation Model". In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 107.E5, p. 7-1-7-28. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/2001JE001536](https://doi.org/10.1029/2001JE001536).
- Rodriguez, J. Alexis P., Alberto G. Fairén, Kenneth L. Tanaka, Mario Zarroca, Rogelio Linares, Thomas Platz, Goro Komatsu, Hideaki Miyamoto, Jeffrey S. Kargel, Jianguo Yan, Virginia Gulick, Kana Higuchi, Victor R. Baker et Natalie Glines (mai 2016). "Tsunami Waves Ex-

- tensively Resurfaced the Shorelines of an Early Martian Ocean”. In : *Scientific Reports* 6.1, p. 25106. ISSN : 2045-2322. DOI : [10.1038/srep25106](https://doi.org/10.1038/srep25106).
- Rossby, C. (jan. 1938). “On the Mutual Adjustment of Pressure and Velocity Distributions in Certain Simple Current Systems, II”. In : *Journal of Marine Research* 1.3.
- (jan. 1951). “On the Vertical and Horizontal Concentration of Momentum in Air and Ocean Currents”. In : *Tellus* 3, p. 15-27. ISSN : 0280-64950040-2826. DOI : [10.3402/tellusa.v3i1.8613](https://doi.org/10.3402/tellusa.v3i1.8613).
- Sadourny, Robert (avr. 1975). “The Dynamics of Finite-Difference Models of the Shallow-Water Equations”. In : *Journal of the Atmospheric Sciences* 32.4, p. 680-689. ISSN : 0022-4928, 1520-0469. DOI : [10.1175/1520-0469\(1975\)032<0680:TDOFDM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1975)032<0680:TDOFDM>2.0.CO;2).
- Satoh, Masaki, Bjorn Stevens, Falko Judt, Marat Khairoutdinov, Shian-Jiann Lin, William M. Putman et Peter Düben (sept. 2019). “Global Cloud-Resolving Models”. In : *Current Climate Change Reports* 5.3, p. 172-184. ISSN : 2198-6061. DOI : [10.1007/s40641-019-00131-0](https://doi.org/10.1007/s40641-019-00131-0).
- Savijarvi, H. (mai 1991). “Radiative Fluxes on a Dustfree Mars.” In : *Contributions to Atmospheric Physics/Beitraege zur Physik der Atmosphaere* 64, p. 103-112. ISSN : 0005-8173.
- Schaeffer, O.A. (1977). *Lunar Chronology as Determined from the Radiometric Ages of Returned Lunar Sample*. <https://royalsocietypublishing.org/doi/epdf/10.1098/rsta.1977.0049>. DOI : [10.1098/rsta.1977.0049](https://doi.org/10.1098/rsta.1977.0049).
- Schon, Samuel C., James W. Head et Caleb I. Fassett (mar. 2009). “Unique Chronostratigraphic Marker in Depositional Fan Stratigraphy on Mars : Evidence for ca. 1.25 Ma Gully Activity and Surficial Meltwater Origin”. In : *Geology* 37.3, p. 207-210. ISSN : 0091-7613. DOI : [10.1130/G25398A.1](https://doi.org/10.1130/G25398A.1).
- (juil. 2012). “An Overfilled Lacustrine System and Progradational Delta in Jezero Crater, Mars : Implications for Noachian Climate”. In : *Planetary and Space Science* 67.1, p. 28-45. ISSN : 0032-0633. DOI : [10.1016/j.pss.2012.02.003](https://doi.org/10.1016/j.pss.2012.02.003).
- Schorghofer, Norbert (fév. 2020). “Mars : Quantitative Evaluation of Crocus Melting behind Boulders”. In : *The Astrophysical Journal* 890.1, p. 49. ISSN : 0004-637X. DOI : [10.3847/1538-4357/ab612f](https://doi.org/10.3847/1538-4357/ab612f).
- Schorghofer, Norbert et Oded Aharonson (2005). “Stability and Exchange of Subsurface Ice on Mars”. In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 110.E5. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/2004JE002350](https://doi.org/10.1029/2004JE002350).
- Schorghofer, Norbert et Francois Forget (août 2012). “History and Anatomy of Subsurface Ice on Mars”. In : *Icarus* 220.2, p. 1112-1120. ISSN : 0019-1035. DOI : [10.1016/j.icarus.2012.07.003](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2012.07.003).
- Skamarock, William C. (déc. 2004). “Evaluating Mesoscale NWP Models Using Kinetic Energy Spectra”. In : *Monthly Weather Review* 132.12, p. 3019-3032. ISSN : 1520-0493, 0027-0644. DOI : [10.1175/MWR2830.1](https://doi.org/10.1175/MWR2830.1).
- Smith, I. B., N.-J. Schlegel, E. Larour, I. Isola, P. B. Buhler, N. E. Putzig et R. Greve (2022). “Carbon Dioxide Ice Glaciers at the South Pole of Mars”. In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 127.4, e2022JE007193. ISSN : 2169-9100. DOI : [10.1029/2022JE007193](https://doi.org/10.1029/2022JE007193).
- Smith, Michael D. (2002). “The Annual Cycle of Water Vapor on Mars as Observed by the Thermal Emission Spectrometer”. In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 107.E11, p. 25-1-25-19. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/2001JE001522](https://doi.org/10.1029/2001JE001522).
- (jan. 2004). “Interannual Variability in TES Atmospheric Observations of Mars during 1999–2003”. In : *Icarus* 167.1, p. 148-165. DOI : [10.1016/j.icarus.2003.09.010](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2003.09.010).
- Smith, Michael D., John C. Pearl, Barney J. Conrath et Philip R. Christensen (2001). “Thermal Emission Spectrometer Results : Mars Atmospheric Thermal Structure and Aerosol Distribution”. In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 106.E10, p. 23929-23945. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/2000JE001321](https://doi.org/10.1029/2000JE001321).

- Spiga, Aymeric, Erika Barth, Zhaolin Gu, Fabian Hoffmann, Junshi Ito, Bradley Jemmett-Smith, Martina Klose, Seiya Nishizawa, Siegfried Raasch, Scot Rafkin, Tetsuya Takemi, Daniel Tyler et Wei Wei (nov. 2016). "Large-Eddy Simulations of Dust Devils and Convective Vortices". In : *Space Science Reviews* 203.1, p. 245-275. ISSN : 1572-9672. DOI : [10.1007/s11214-016-0284-x](https://doi.org/10.1007/s11214-016-0284-x).
- Spiga, Aymeric et François Forget (2009). "A New Model to Simulate the Martian Mesoscale and Microscale Atmospheric Circulation : Validation and First Results". In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 114.E2. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/2008JE003242](https://doi.org/10.1029/2008JE003242).
- Spiga, Aymeric, David P. Hinson, Jean-Baptiste Madeleine, Thomas Navarro, Ehouarn Millour, François Forget et Franck Montmessin (sept. 2017). "Snow Precipitation on Mars Driven by Cloud-Induced Night-Time Convection". In : *Nature Geoscience* 10.9, p. 652-657. ISSN : 1752-0908. DOI : [10.1038/ngeo3008](https://doi.org/10.1038/ngeo3008).
- Spiga, Aymeric et Stephen R. Lewis (déc. 2010). "Martian Mesoscale and Microscale Wind Variability of Relevance for Dust Lifting". In : *Mars* 5, p. 146-158. ISSN : 1548-1921.
- Sta. Maria, M. R. V., F. Montmessin, R. M. Haberle, F. Forget et F. Han (nov. 2004). "Melting Water Ice in the Martian Subsurface Near the Phoenix Landing Site : Results of a 1D Regolith Model". In : 36, p. 38.07.
- Stcherbinine, Aurélien, Franck Montmessin, Mathieu Vincendon, Michael J. Wolff, Margaux Vals, Oleg Korabev, Anna Fedorova, Alexander Trokhimovskiy, Gaetan Lacombe et Lucio Baggio (2022). "A Two Martian Years Survey of Water Ice Clouds on Mars With ACS Onboard TGO". In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 127.12, e2022JE007502. ISSN : 2169-9100. DOI : [10.1029/2022JE007502](https://doi.org/10.1029/2022JE007502).
- Tagliabue, A., Laurent Bopp, Didier Roche, Nathaëlle Bouttes, J.-C Dutay, Ramdane Alkama, M. Kageyama, Elisabeth Michel et Didier Paillard (mai 2009). "Quantifying the Roles of Ocean Circulation and Biogeochemistry in Governing Ocean Carbon-13 and Atmospheric Carbon Dioxide at the Last Glacial Maximum". In : *Climate of the Past Discussions* 5, p. 1463-1491. DOI : [10.5194/cpd-5-1463-2009](https://doi.org/10.5194/cpd-5-1463-2009).
- Tamppari, L. K., M. D. Smith, D. S. Bass et A. S. Hale (fév. 2008). "Water-Ice Clouds and Dust in the North Polar Region of Mars Using MGS TES Data". In : *Planetary and Space Science. Mars Polar Processes : Atmosphere-Surface Interactions* 56.2, p. 227-245. ISSN : 0032-0633. DOI : [10.1016/j.pss.2007.08.011](https://doi.org/10.1016/j.pss.2007.08.011).
- Tanaka, K. L. et W. K. Hartmann (jan. 2012). "Chapter 15 - The Planetary Time Scale". In : *The Geologic Time Scale*. Sous la dir. de Felix M. Gradstein, James G. Ogg, Mark D. Schmitz et Gabi M. Ogg. Boston : Elsevier, p. 275-298. ISBN : 978-0-444-59425-9. DOI : [10.1016/B978-0-444-59425-9.00015-9](https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00015-9).
- Tanaka, Kenneth L. (1986). "The Stratigraphy of Mars". In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 91.B13, E139-E158. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/JB091iB13p0E139](https://doi.org/10.1029/JB091iB13p0E139).
- Tobie, G, F Forget et F Lott (juil. 2003). "Numerical Simulation of the Winter Polar Wave Clouds Observed by Mars Global Surveyor Mars Orbiter Laser Altimeter". In : *Icarus* 164.1, p. 33-49. ISSN : 0019-1035. DOI : [10.1016/S0019-1035\(03\)00131-3](https://doi.org/10.1016/S0019-1035(03)00131-3).
- Toon, Owen B., James B. Pollack, William Ward, Joseph A. Burns et Kenneth Bilski (déc. 1980). "The Astronomical Theory of Climatic Change on Mars". In : *Icarus* 44.3, p. 552-607. ISSN : 0019-1035. DOI : [10.1016/0019-1035\(80\)90130-X](https://doi.org/10.1016/0019-1035(80)90130-X).
- Trainer, Melissa G., Owen B. Toon et Margaret A. Tolbert (fév. 2009). "Measurements of Depositional Ice Nucleation on Insoluble Substrates at Low Temperatures : Implications for Earth and Mars". In : *The Journal of Physical Chemistry C* 113.6, p. 2036-2040. ISSN : 1932-7447. DOI : [10.1021/jp805140p](https://doi.org/10.1021/jp805140p).
- Turbet, M. et F. Forget (avr. 2019). "The Paradoxes of the Late Hesperian Mars Ocean". In : *Scientific Reports* 9.1, p. 5717. ISSN : 2045-2322. DOI : [10.1038/s41598-019-42030-2](https://doi.org/10.1038/s41598-019-42030-2).

- Urata, Richard A. et Owen B. Toon (sept. 2013). “Simulations of the Martian Hydrologic Cycle with a General Circulation Model : Implications for the Ancient Martian Climate”. In : *Icarus* 226.1, p. 229-250. ISSN : 0019-1035. DOI : [10.1016/j.icarus.2013.05.014](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2013.05.014).
- Vals, Margaux (nov. 2019). “Modélisation numérique des cycles de l’eau et des poussières de la planète Mars et de leurs couplages”. Thèse de doct. Sorbonne Université.
- Vals, Margaux, François Forget, Aymeric Spiga et Ehouarn Millour (sept. 2018). “Impact of the Refinement of the Vertical Resolution on the Simulation of the Water Cycle by the Martian LMD Global Climate Model”. In : EPSC2018-847.
- Vals, Margaux, Loïc Rossi, Franck Montmessin, Franck Lefèvre, Francisco Gonzalez-Galindo, Anna Fedorova, Mikhail Luginin, François Forget, Ehouarn Millour, Oleg Korablev, Alexander Trokhimovskiy, Alexey Shakun, Antoine Bierjon et Luca Montabone (2022). “Improved Modeling of Mars’ HDO Cycle Using a Mars’ Global Climate Model”. In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 127.8, e2022JE007192. ISSN : 2169-9100. DOI : [10.1029/2022JE007192](https://doi.org/10.1029/2022JE007192).
- Villefranque, Najda, Stéphane Blanco, Fleur Couvreur, Richard Fournier, Jacques Gautrais, Robin J. Hogan, Frédéric Hourdin, Victoria Volodina et Daniel Williamson (2021). “Process-Based Climate Model Development Harnessing Machine Learning : III. The Representation of Cumulus Geometry and Their 3D Radiative Effects”. In : *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 13.4, e2020MS002423. ISSN : 1942-2466. DOI : [10.1029/2020MS002423](https://doi.org/10.1029/2020MS002423).
- Vincendon, M., Y. Langevin, F. Poulet, J.-P. Bibring et B. Gondet (2007). “Recovery of Surface Reflectance Spectra and Evaluation of the Optical Depth of Aerosols in the Near-IR Using a Monte Carlo Approach : Application to the OMEGA Observations of High-Latitude Regions of Mars”. In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 112.E8. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/2006JE002845](https://doi.org/10.1029/2006JE002845).
- Vincendon, Mathieu, François Forget et John Mustard (2010). “Water Ice at Low to Midlatitudes on Mars”. In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 115.E10. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/2010JE003584](https://doi.org/10.1029/2010JE003584).
- Vincendon, Mathieu, Cedric Pilorget, Brigitte Gondet, Scott Murchie et Jean-Pierre Bibring (2011). “New Near-IR Observations of Mesospheric CO₂ and H₂O Clouds on Mars”. In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 116.E11. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/2011JE003827](https://doi.org/10.1029/2011JE003827).
- Vos, E., O. Aharonson, N. Schörghofer, F. Forget, E. Millour, L. Rossi, M. Vals et F. Montmessin (2022). “Stratigraphic and Isotopic Evolution of the Martian Polar Caps From Paleo-Climate Models”. In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 127.3, e2021JE007115. ISSN : 2169-9100. DOI : [10.1029/2021JE007115](https://doi.org/10.1029/2021JE007115).
- Walker, C. (jan. 1996). *Astronomy before the Telescope*.
- Wang, Chao, François Forget, Tanguy Bertrand, Aymeric Spiga, Ehouarn Millour et Thomas Navarro (2018). “Parameterization of Rocket Dust Storms on Mars in the LMD Martian GCM : Modeling Details and Validation”. In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 123.4, p. 982-1000. ISSN : 2169-9100. DOI : [10.1002/2017JE005255](https://doi.org/10.1002/2017JE005255).
- Ward, William R. (juil. 1973). “Large-Scale Variations in the Obliquity of Mars”. In : *Science* 181.4096, p. 260-262. DOI : [10.1126/science.181.4096.260](https://doi.org/10.1126/science.181.4096.260).
- (1974). “Climatic Variations on Mars : 1. Astronomical Theory of Insolation”. In : *Journal of Geophysical Research (1896-1977)* 79.24, p. 3375-3386. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/JC079i024p03375](https://doi.org/10.1029/JC079i024p03375).
- Wernet, Gregor, Christian Bauer, Bernhard Steubing, Jürgen Reinhard, Emilia Moreno-Ruiz et Bo Weidema (sept. 2016). “The Ecoinvent Database Version 3 (Part I) : Overview and Methodology”. In : *The International Journal of Life Cycle Assessment* 21.9, p. 1218-1230. ISSN : 1614-7502. DOI : [10.1007/s11367-016-1087-8](https://doi.org/10.1007/s11367-016-1087-8).

- Wilson, R. John, Gregory A. Neumann et Michael D. Smith (2007). “Diurnal Variation and Radiative Influence of Martian Water Ice Clouds”. In : *Geophysical Research Letters* 34.2. ISSN : 1944-8007. DOI : [10.1029/2006GL027976](https://doi.org/10.1029/2006GL027976).
- Wolff, Michael J. et R. Todd Clancy (2003). “Constraints on the Size of Martian Aerosols from Thermal Emission Spectrometer Observations”. In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 108.E9. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/2003JE002057](https://doi.org/10.1029/2003JE002057).
- Wolff, Michael J., R. Todd Clancy, Melinda A. Kahre, Robert M. Haberle, François Forget, Bruce A. Cantor et Michael C. Malin (nov. 2019). “Mapping Water Ice Clouds on Mars with MRO/MARCI”. In : *Icarus* 332, p. 24-49. ISSN : 0019-1035. DOI : [10.1016/j.icarus.2019.05.041](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2019.05.041).
- Wolff, Michael J., Anton Fernando, Michael D. Smith, François Forget, Ehouarn Millour, Samuel A. Atwood, Andrew R. Jones, Mikki M. Osterloo, Ralph Shuping, Mariam Al Shamsi, Christian Jeppesen et Charles Fisher (2022). “Diurnal Variations in the Aphelion Cloud Belt as Observed by the Emirates Exploration Imager (EXI)”. In : *Geophysical Research Letters* 49.18, e2022GL100477. ISSN : 1944-8007. DOI : [10.1029/2022GL100477](https://doi.org/10.1029/2022GL100477).
- Wordsworth, R., F. Forget, E. Millour, J. W. Head, J. -B. Madeleine et B. Charnay (jan. 2013). “Global Modelling of the Early Martian Climate under a Denser CO₂ Atmosphere : Water Cycle and Ice Evolution”. In : *Icarus* 222.1, p. 1-19. ISSN : 0019-1035. DOI : [10.1016/j.icarus.2012.09.036](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2012.09.036).
- Wordsworth, Robin D. (2016). “The Climate of Early Mars”. In : *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 44.1, p. 381-408. DOI : [10.1146/annurev-earth-060115-012355](https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060115-012355).