L'effet radiatif des nuages de glace d'eau

Sommaire

5.1 La découverte de l'effet radiatif des nuages 99
5.2 Modélisation et validation 101
5.2.1 Le cycle de l'eau dans le LMD/GCM 101
5.2.2 Ajustement du cycle de l'eau par rapport aux observations 102
5.2.3 Implémentation de l'effet radiatif des nuages 106
5.3 Résultats 109
5.3.1 Analyse de l'effet radiatif des nuages 109
5.3.2 Comparaison des températures aux observations TES 115
5.4 Conclusion 118

5.1 La découverte de l'effet radiatif des nuages

Les nuages martiens sont, comme nous l'avons vu au chapitre 4, d'une très grande diversité et peuvent atteindre des opacités visibles supérieures à 1*. Leur effet radiatif était auparavant négligé dans les modèles de climat et mal connu, jusqu'à la mise en évidence d'inversions énigmatiques dans plusieurs profils de température. Le premier profil qui montra cette inversion fut celui acquis lors de l'entrée atmosphérique de la sonde Pathfinder, qui eut lieu à 3 heures du matin, dans la région de Chryse Planitia*. Les températures, déduites des données de l'accéléromètre (Schofield et al., 1997; Magalhães et al., 1999), révélèrent une profonde inversion entre 10 et 16 km, attribuée au refroidissement nocturne des nuages. Ce refroidissement fut simulé par Haberle et al. (1999) et Colaprete et al. (1999), ce qui permit une première compréhension du phénomène. Cependant, il est difficile de mesurer la température à partir des données d'un accéléromètre et l'existence réelle de cette inversion fut remise en question (Withers and Smith, 2006). Deux ans plus tard, de Mai à Juin 1999, l'instrument RS (Radio Science) à bord de MGS* permettait l'acquisition de plus de 400 profils de grande précision et résolution verticale (environ 500 m) pendant l'époque de formation des nuages tropicaux (L_s = 134-162°, MY24, Hinson and Wilson, 2004). Certains de ces profils, comme ceux présentés

Voir la partie 4.7.2.

Voir la carte 1.2, à 30°N-30°W.

Mars Global Surveyor.

sur la figure 5.1, révélèrent alors des inversions similaires. Celles-ci sont clairement visibles sur la figure 5.1 autour de 10-20 km (environ 1 hPa), et ne sont pas présentes dans les profils de température du GCM quand les nuages sont radiativement inactifs (tirets rouges). Ces profils furent analysés par Hinson and Wilson (2004), qui parvinrent à reproduire ces inversions en incluant dans le modèle du GFDL des nuages radiativement actifs.

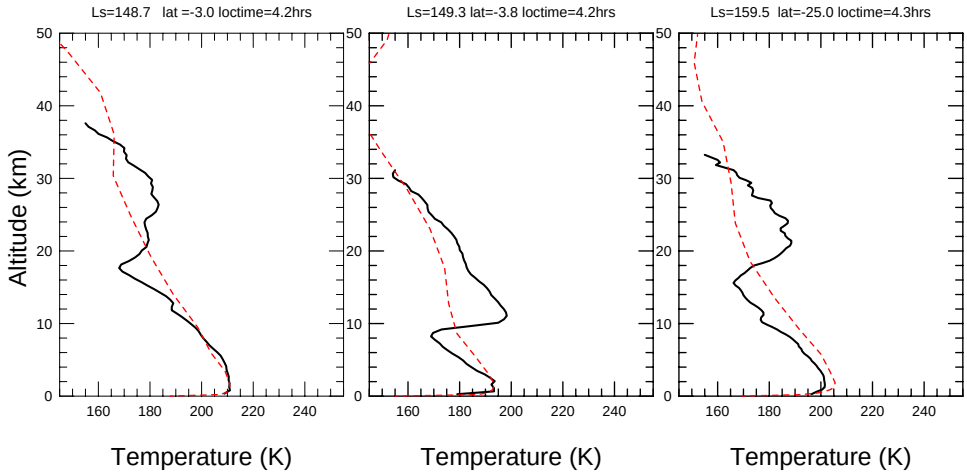

FIG. 5.1 – Profils de température déduits des mesures de l'instrument RS de MGS (trait noir), acquis vers 4 heures du matin et L_s = 150° dans les régions tropicales. L'inversion attribuée aux nuages est clairement visible sur les trois profils, pour des altitudes allant de 10 à 20 km. Les températures de la MCD (Mars Climate Database, `http ://www-mars.lmd.jussieu.fr/`), générées avec une version du LMD/GCM n'incluant pas l'effet radiatif des nuages, sont représentées par les tirets rouges.

L'effet radiatif des nuages fut ensuite mis en évidence dans les observations TES. Si TES ne possède pas une résolution verticale suffisante pour détecter les inversions mentionnées précédemment, les températures peuvent être comparées aux modèles pour identifier les possibles biais dus à l'absence de nuages radiativement actifs. Pour cela, Wilson et al. (2008) utilisèrent les réanalyses des observations TES par le modèle d'Oxford (le UK/MGCM, Montabone et al., 2006), qui utilise la même physique que le LMD/GCM, mais un coeur dynamique différent. Deux simulations furent comparées : une assimilant l'opacité de poussière et la température observées par TES, et l'autre n'assimilant que l'opacité de poussière, la température étant alors calculée par le modèle, qui ignore les nuages. La différence de température entre les deux simulations à L_s = 120° est représentée sur la figure 5.2, extraite de l'article de Wilson et al. (2008). Un biais chaud de 5-10 K apparaît clairement dans la réanalyse, dans l'intervalle de latitude ±60°, et entre 0.1 et 1 hPa. Dans la basse atmosphère, c'est un biais froid qui apparaît, d'environ 5 K. C'est à cette saison que les nuages tropicaux sont les plus épais (Smith, 2004). Wilson et al. (2008) simulèrent alors ce chauffage entre 0.1 et 1 hPa en incluant des nuages radiativement actifs, et confirmèrent l'origine de ces biais de température, sans cependant expliquer pourquoi l'effet net des nuages était tel.

L'effet radiatif des nuages fut également révélé par les températures de surface noc-

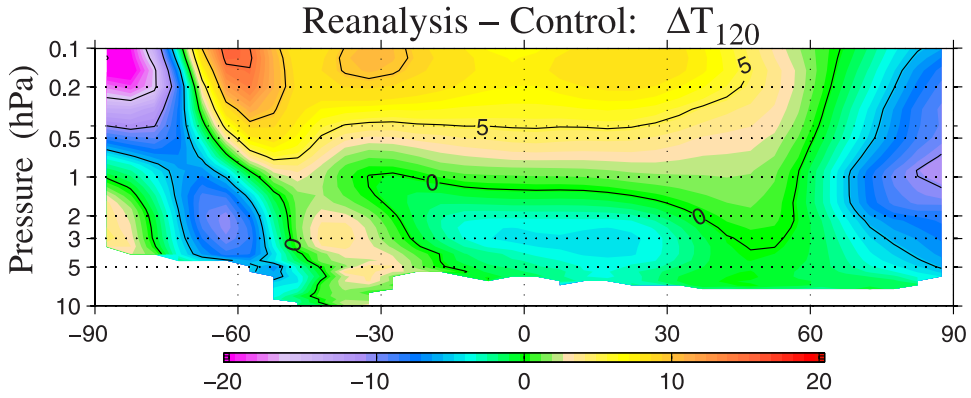

FIG. 5.2 – Différence de température à L_s = 120° entre une simulation du UK/MGCM assimilant l'opacité de poussière et la température observée par TES (réanalyse) et une simulation n'assimilant que l'opacité de poussière, les températures étant calculées par le modèle (simulation de contrôle). Les températures de la réanalyse sont plus élevées de 5-10 K dans l'intervalle de latitude ±60°, entre 0.1 et 1 hPa. La réanalyse est toutefois plus froide dans la basse atmosphère, d'environ 5 K. D'après Wilson et al. (2008).

turnes mesurées par TES, qui sont plus élevées que dans les modèles lorsque ces derniers ignorent l'effet radiatif des nuages (Wilson et al., 2007). En effet, une épaisse brume, dont la cartographie est possible par l'extinction du signal MOLA, est précisément localisée au-dessus de ces régions présentant une température plus élevée. Ceci s'explique par l'émission infrarouge des nuages durant la nuit qui chauffe la surface. Cette effet fut également bien simulé par Wilson et al. (2007).

Ces résultats motivèrent la mise en place dans les modèles d'un cycle de l'eau dont les nuages sont radiativement actifs. Si cet effet a pu être simulé pour une saison donnée dans les articles précédemment cités, sa modélisation sur une année complète est encore le sujet de vives recherches au sein de la communauté.

Dans ce chapitre, le cycle de l'eau tel qu'il fut implémenté par Montmessin et al. (2004) est couplé au cycle des poussières semi-interactif présenté dans le chapitre 3. L'effet radiatif des nuages est simulé en utilisant le modèle de diffusion présenté dans le chapitre 2. Nous commençons par décrire le modèle et la méthode utilisée pour ajuster le cycle de l'eau aux observations dans la partie 5.2. Nous comparons les nuages simulés aux observations TES, mais également aux observations OMEGA présentées dans le chapitre 4. Ensuite, nous analysons dans la partie 5.3 l'effet radiatif des nuages, et comparons enfin les températures obtenues à celles observées.

5.2 Modélisation et validation

5.2.1 Le cycle de l'eau dans le LMD/GCM

Le cycle de l'eau est initié par la sublimation de la calotte permanente du pôle Nord. La quantité de vapeur d'eau injectée dans l'atmosphère est alors donné par le flux d'évaporation, qui dépend notamment de la différence entre le rapport de mélange saturant

à la température de la surface et le rapport de mélange en vapeur d'eau de la première couche de l'atmosphère (voir la partie 6.5.2 du chapitre 6, ainsi que l'équation 6.1). La vapeur d'eau est ensuite advectée par le modèle, et si la température de saturation est atteinte, des cristaux de glace se forment, en suivant une loi de croissance décrite dans l'article de Montmessin et al. (2004). Le rayon moyen massique des cristaux de glace d'eau est alors donné par :

$$r_c = \left(\frac{3M_c}{4\pi\rho_i N_c} + r_0^3 \right)^{1/3}, \tag{5.1}$$

où M_c est la masse totale de glace d'eau dans la maille, ρ_i la masse volumique de la glace (917 kg m^{-3}), N_c le nombre de noyaux de condensation, et r_0 le rayon moyen des noyaux de condensation. Le rayon des noyaux r_0 ainsi que leur nombre N_c sont directement donnés par le schéma de transport des poussières, présenté dans la partie 3.4.3 du chapitre 3. Si une distribution lognormale des particules nuageuses est supposée, le rayon effectif de sédimentation, c'est-à-dire le rayon des particules qui sédimenteraient avec le même flux en masse si la distribution était monotaille, s'écrit (voir le paragraphe 30 de Montmessin et al., 2004) :

$$r_{\text{sed}} = r_c \, \exp\left(3\sigma_0^2\right) = r_c \, (1+v_{\text{eff}})^3, \tag{5.2}$$

où v_{eff} est la variance effective de la distribution en taille des cristaux. Le rayon effectif radiatif s'écrit quant à lui :

$$r_{\text{rad}} = r_c \, \exp\left(\sigma_0^2\right) = r_c \, (1+v_{\text{eff}}). \tag{5.3}$$

5.2.2 Ajustement du cycle de l'eau par rapport aux observations

Point sur..... 38
Le réglage du cycle de l'eau dans le GCM

Parmi les grandeurs présentées ci-dessus, deux sont ajustables car méconnues. Il s'agit du nombre de noyaux de condensation N_c, et de la variance effective de la distribution en taille des cristaux. En effet, les cristaux ne se forment que sur une partie des noyaux disponibles. Par exemple, dans un air continental typique terrestre, seulement 1 à 10% des particules serviront de noyaux de condensation (Wallace and Hobbs, 2006). Nous avons noté, dans le chapitre 3, N le nombre de particules de poussière par kg d'air. Nous noterons f_c le facteur reliant le nombre total de particules de poussières par kg N au nombre de noyaux de condensation par kg N_c, avec :

$$N_c = \frac{N}{f_c}. \tag{5.4}$$

Il est donc possible d'ajuster dans le modèle le facteur f_c et la variance effective, ce qui modifie considérablement le cycle de l'eau. Augmenter f_c revient à diminuer le nombre de noyaux de condensation N_c, et tend donc à augmenter la taille des cristaux, la même masse d'eau étant condensée sur moins de noyaux. Ceci favorise la sédimentation, et limite le transport de l'eau au-dessus de l'hygropause, asséchant alors le cycle de l'eau (Montmessin et al., 2004). De même, augmenter la variance effective augmente le rayon de sédimentation (voir l'équation 5.2), et a une conséquence identique. *Augmenter f_c ou v_{eff} tend donc à assécher le cycle de l'eau.*

Il est également possible de changer l'opacité des nuages sans changer la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère. Pour cela, il faut conserver la même vitesse de sédimentation, qui dépend de la masse de cristaux. Augmenter f_c revient à diminuer le nombre de noyaux de condensation et à augmenter la taille, et donc la masse des cristaux. Pour compenser cette élévation en masse, il faut diminuer les rayons de sédimentation des particules, par l'intermédiaire du facteur $(1+v_{\text{eff}})^3$ de l'équation 5.2, et comme la masse est proportionnelle au rayon au cube, conserver la vitesse de sédimentation revient alors à conserver la quantité $f_c\ (1+v_{\text{eff}})^9$. Par conséquent, *la quantité de vapeur d'eau est inchangée pour tout changement de la quantité de noyaux de condensation et de la variance effective tel que* $f_c\ (1+v_{eff})^9 = cste$. Cette méthode permet d'ajuster l'opacité des nuages sans changer la colonne de vapeur d'eau.

De même, en utilisant l'expression 2.37 de l'opacité et l'expression 5.1 de r_c, il est possible d'exprimer la variance effective $v_{\text{eff,new}}$ à choisir pour obtenir une certaine opacité des nuages τ_{new}, en se basant sur les résultats d'une précédente simulation. En effet, comme la masse de glace d'eau M_c ne change pas si $f_c\ (1+v_{\text{eff}})^9 = \text{cste}$, il est possible décrire, en négligeant les changements de Q_{ext} dus aux différentes tailles de cristaux des deux simulations :

$$v_{\text{eff,new}} \simeq \sqrt{\frac{\tau_{\text{new}}}{\tau_{\text{old}}}}\left(1+v_{\text{eff,old}}\right) - 1. \tag{5.5}$$

Nous avons donc réalisé une première simulation[1] où les nuages sont radiativement inactifs, et ajusté dans un premier temps les paramètres libres v_{eff} et f_c jusqu'à ce que le cycle de la vapeur d'eau soit satisfaisant. Ce cycle est représenté sur la figure 5.3.b, où il est comparé aux observations TES* (figure 5.3.a). Le modèle reproduit bien le maximum de sublimation sur la calotte Nord (en rouge vers $L_s = 90°$), l'advection de la vapeur d'eau dans la cellule de Hadley (descente du contour à 15 pr.μm), et le maximum de vapeur d'eau au pôle Sud.

Le modèle est guidé par le scénario de poussière MY26.

Une fois ce cycle de vapeur d'eau obtenu, les paramètres libres sont changés de façon à ce que la quantité $f_c\ (1+v_{\text{eff}})^9$ soit conservée, pour ajuster uniquement les nuages. L'opacité des nuages* à 12.1 μm résultante est représentée sur la figure 5.4.b, et comparée à l'opacité observée par TES (figure 5.4.a). L'évolution saisonnière des nuages est bien simulée, avec la ceinture équatoriale entre $L_s = 30°$ et $L_s = 150°$, les nuages polaires, ainsi que les maxima locaux à l'équateur vers $L_s = 180°$, $L_s = 300°$ et $L_s = 360°$. L'opacité des nuages est légèrement élevée, ce qui est voulue, car l'effet radiatif des nuages a tendance, comme nous le verrons, à diminuer l'opacité des nuages. Nous allons donc à présent activer les nuages en conservant les mêmes paramètres, et nous devrions obtenir des opacités en accord avec les observations. Les paramètres retenus pour ces simulations sont $f_c = 4.5$ et $v_{\text{eff}} = 0.45$. Notons qu'il est également possible de modifier légèrement l'albédo de la calotte saisonnière d'eau, qui est ici de 0.45.

L'opacité TES est une opacité en absorption et non en extinction, ce qui est bien pris en compte ici.

[1] La résolution des simulations est de 5.625° par 3.75° (64×48) sur 25 niveaux verticaux (0-100 km).

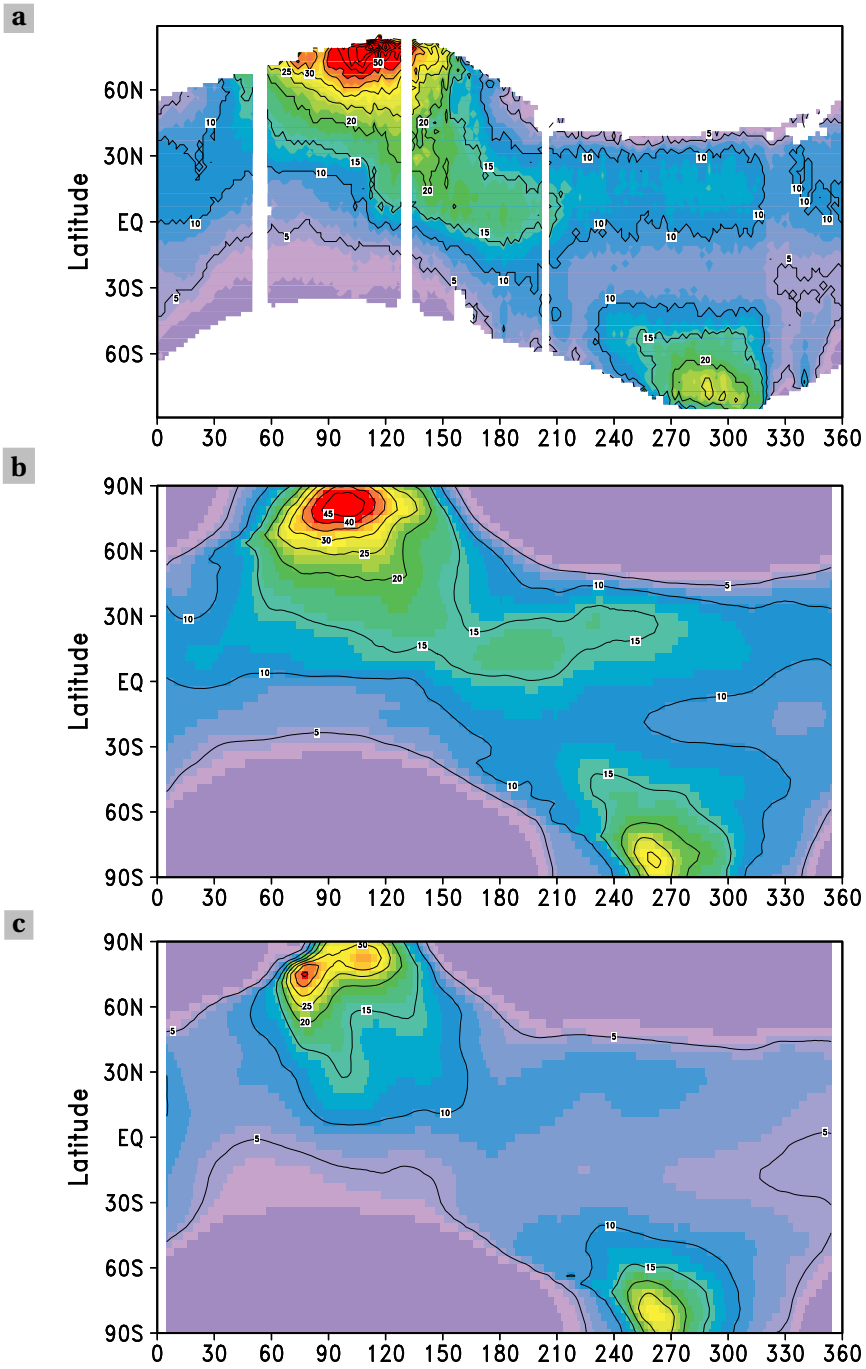

FIG. 5.3 – Évolution de la distribution latitudinale de la colonne de vapeur d'eau (pr.μm) en fonction de L_s telle qu'observée par TES (a, MY26), et simulée par le modèle sans (b) et avec (c) nuages radiativement actifs.

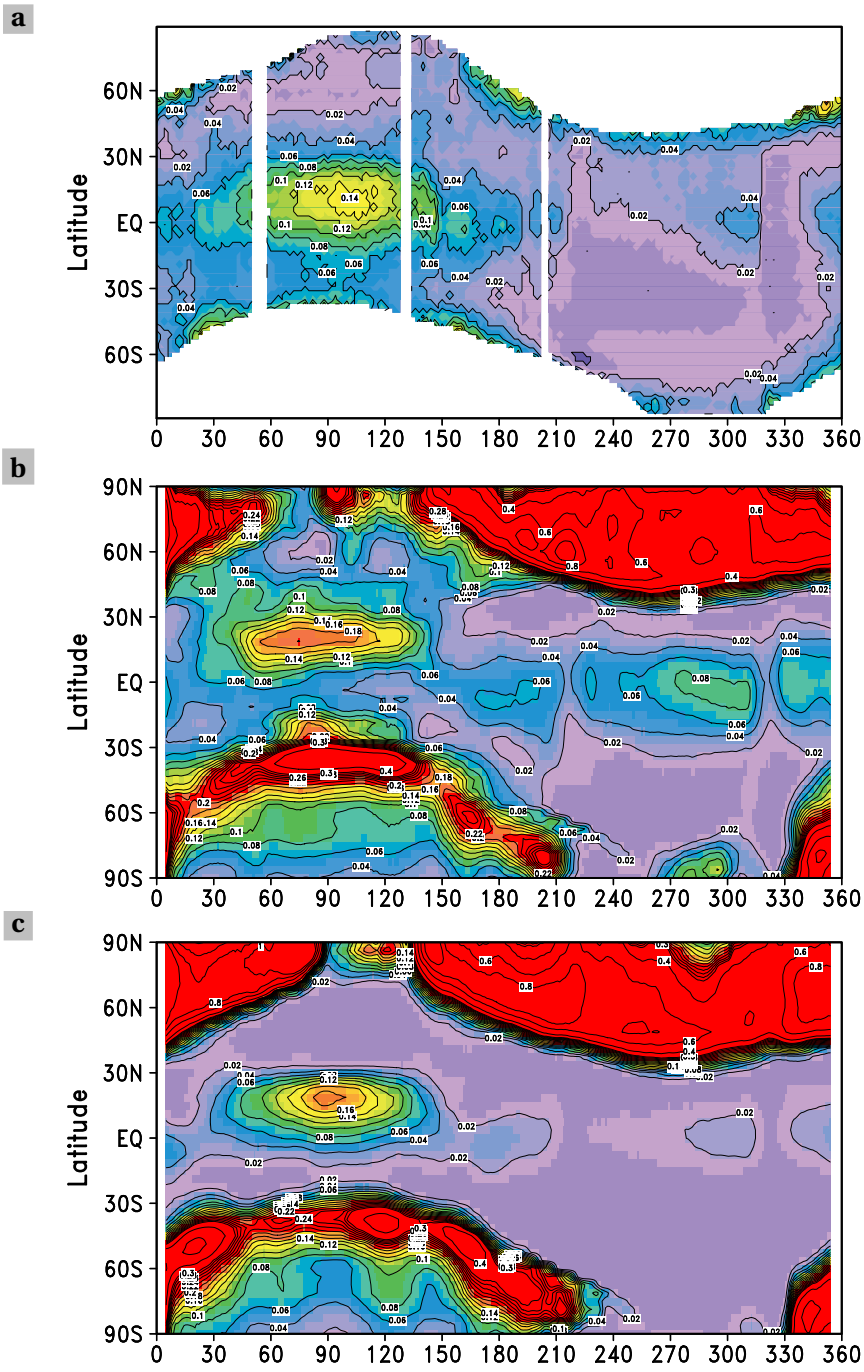

FIG. 5.4 – Évolution de la distribution latitudinale de l'opacité à 825 cm^{-1} (12.1 μm, opacité en absorption) de la glace d'eau en fonction de L_s telle qu'observée par TES (a, MY26), et simulée par le modèle sans (b) et avec (c) nuages radiativement actifs. Malheureusement, TES ne peut pas effectuer de mesures dans les régions polaires froides où le modèle prédit d'épais nuages.

5.2.3 Implémentation de l'effet radiatif des nuages

Propriétés radiatives

Afin d'implémenter l'effet radiatif des nuages de glace d'eau dans le modèle, il convient de construire les tables de données contenant les propriétés radiatives de la glace d'eau pour différentes distributions en taille de variance effective fine, comme il est expliqué dans la partie 2.3 du chapitre 2. Nous utilisons pour cela le code de Mie de Bohren and Huffman (1983)* et l'indice de réfraction de la glace mesuré par Warren (1984).

Voir la partie 2.3.1 du chapitre 2.

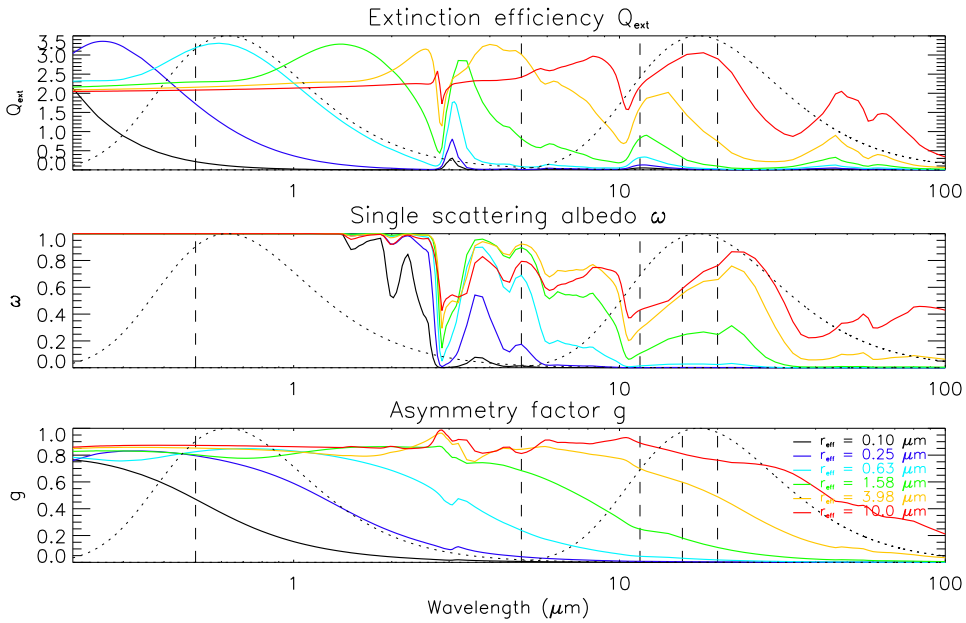

FIG. 5.5 – Les paramètres de diffusion simple de la glace d'eau sont calculés pour différentes tailles de particules (r_{eff} de 0.1, 0.25, 0.6, 1.6, 4 et 10 μm) et une variance effective de 0.1 (distribution lognormale), les particules étant supposées sphériques (code de Mie). L'indice de réfraction de Warren (1984) est utilisé. Les luminances de corps noir à 5870 K et 210 K sont représentées en pointillé noir (l'aire est préservée, et $\lambda B_\lambda(T)$ est représentée).

Les propriétés radiatives de particules sphériques de glace d'eau sont représentées sur la figure 5.5, pour des distributions lognormales de variance effective égale à 0.1 et de rayons effectifs variables. La glace d'eau a un albédo de diffusion simple de 1 dans une grande partie du domaine solaire, et ce quelle que soit la taille des cristaux. L'absorption dans le domaine solaire est donc extrêmement faible. Ce n'est pas le cas dans l'infrarouge thermique, où l'albédo de diffusion simple est plus faible, et dépend énormément de la taille des cristaux. Par exemple, l'albédo de diffusion simple à 20 μm double lorsque le rayon effectif des cristaux passe de 1.5 à 4 μm. Un fort impact des nuages dans l'infrarouge est donc attendu, et cet impact dépend fortement de la taille des cristaux prévue par le modèle.

Instabilités numériques

De fortes instabilités sont apparues dans le modèle lors de l'ajoût de nuages radiativement actifs. Ces instabilités ont eu tout d'abord une apparence physique. En effet, elles survenaient lorsque des nuages bas se formaient, et se sublimaient au pas de temps suivant, par absorption infrarouge de l'émission de la surface. L'atmosphère, par disparition du nuage, retrouvait dès lors une température plus froide, le nuage se reformait, puis se dissipait à nouveau par son propre effet thermique, le tout aboutissant à des oscillations puis à une divergence des températures. Ceci avait donc l'apparence d'une instabilité numérique typique d'un modèle explicite qui surestime les tendances à cause d'un pas de temps trop grand. Cependant, cette hypothèse fut écartée dès que nous avons réalisé que des pas de temps physiques beaucoup plus petits ne résolvaient pas le problème. Il s'agissait donc probablement d'une erreur dans le code.

Après avoir revérifié et relu les nouvelles routines (chapitre 2), nous avons recherché l'erreur dans l'ensemble du transfert radiatif du modèle. Nous avons pour cela reproduit le problème en 1D, et sommes parvenus à isoler un cas divergent sur un pas de temps. Après de nombreuses recherches dans lesquelles toute l'équipe s'est investie, l'erreur a été identifiée, et venait du calcul de l'opacité cumulée sur la verticale des aérosols dans la bande à 15 μm, qui comme nous l'avons mentionné dans la partie 2.7, est une opacité en absorption. Pour la calculer, l'opacité en extinction était intégrée sur la verticale, et l'opacité de chaque niveau était ensuite multipliée par $(1-\omega)$, ce qui n'est valable que si ω est constant verticalement, ce qui était le cas dans l'ancien modèle. Mais dans le cas où les paramètres de diffusion simple varient verticalement, comme dans le nouveau modèle, le facteur $(1-\omega)$ ne peut pas « sortir de l'intégrale », et le calcul était faux, expliquant les instabilités numériques observées.

Cette épisode du développement est un bon exemple d'erreur de code prenant la forme d'erreur physique après diverses interactions au sein du modèle, et souligne la prudence dont il faut faire preuve dans la résolution de telles instabilités numériques.

Ajustement aux observations

La simulation avec nuages radiativement actifs utilise les mêmes paramètres que la simulation sans nuages actifs, ainsi que le même état initial, de façon à pouvoir comparer les deux simulations. Cependant, il est difficile d'obtenir des nuages réalistes sans distinguer la variance effective associée à la sédimentation de celle associée à l'effet radiatif. Nous avons donc finalement choisi une variance effective pour l'effet radiatif des nuages de 0.1, et maintenu $v_{\text{eff,rad}}$ à 0.45. Le nouveau cycle de vapeur d'eau simulé après activation des nuages est représenté sur la figure 5.3.c. L'effet majeur des nuages actifs est un assèchement considérable du cycle de l'eau, d'environ 5 pr.μm. Deux pics de sublimation apparaissent à l'été Nord au lieu d'un seul, ce qui est également le cas dans les observations (figure 5.3.a). Une première analyse des changements survenus au pôle après activation des nuages suggère un effet complexe de ceux-ci, avec une modification de la dynamique, de la couverture nuageuse, et de la thermique de l'atmosphère. Nous nous limitons dans ce chapitre à l'analyse de l'effet des nuages sur la structure thermique générale de l'atmosphère, l'effet sur le cycle de l'eau nécessitant une étude future approfondie.

Les opacités de nuages sont représentées sur la figure 5.4.c, et sont en bon accord avec les observations. Les nuages équatoriaux sont légèrement trop épais (opacité à 12.1 μm du GCM de 0.16 contre 0.14 dans les observations) autour de $L_s = 90°$, puis trop fins pour le reste de l'année (0.02 contre 0.04 dans les observations). Ces opacités sont cependant acceptables pour simuler à bien l'effet radiatif des nuages.

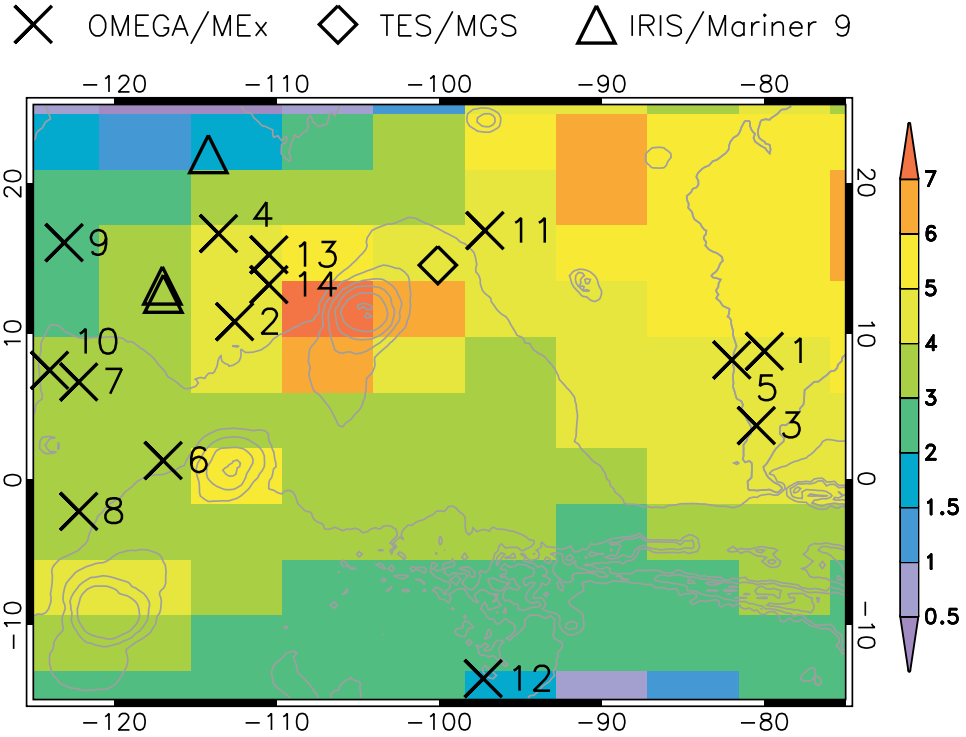

FIG. 5.6 – Rayons effectifs moyens des cristaux de glace d'eau simulés par le GCM (en μm), sans interpolation (grille visible). Les mesures OMEGA présentées dans le chapitre 4 sont également indiquées (voir la carte 4.12 et les mesures associées, listées dans le tableau 4.2). Les rayons du GCM sont moyennés selon la verticale en pondérant par la masse de glace d'eau dans chaque couche, et sur la période $L_s = 90\text{-}110°$, pour une heure locale de 15.

Enfin, les rayons simulés sont comparés aux données OMEGA décrites dans le chapitre 4 (voir la carte 4.12 et la figure 4.13). La figure 5.6 représente les rayons effectifs moyens (en μm) simulés par le modèle à 15 heures pour la période $L_s = 90\text{-}110°$. Les données OMEGA donnent un rayon proche de 3 μm pour les mesures 7, 9, 10, 11, et 12, et des rayons plus élevés, de 4-5 μm, pour les autres mesures, ce qui est en accord avec le GCM, dans la limite évidente de la résolution du modèle. Comme il a été suggéré dans le chapitre 4, la taille des cristaux est plus élevée là où les vents anabatiques sont forts, et le GCM ne contredit pas ces conclusions. Des simulations plus fine échelle sont cependant indispensables pour explorer davantage ce phénomène. Les propriétés physiques des nuages simulés sont en tout cas en bon accord avec les observations, et l'effet radiatif des nuages peut à présent être analysé.

5.3 Résultats

5.3.1 Analyse de l'effet radiatif des nuages

Effet à l'échelle de temps diurne

Avant de comparer les températures obtenues aux observations, nous cherchons ici à comprendre précisément comment les nuages modifient la structure thermique de l'atmosphère martienne. Pour cela, l'influence des nuages sur les températures au-dessus du plateau de Tharsis est analysée. La figure 5.7 représente le cycle diurne de plusieurs grandeurs radiatives simulé par le LMD/GCM sur le plateau de Tharsis (plus exactement à 0°N-120°W) et moyenné sur la période allant de L_s = 90° à L_s = 120°. La première colonne à gauche montre les taux de chauffage solaire et infrarouge (première et deuxième ligne), ainsi que la température (dernière ligne), lorsque les nuages sont radiativement inactifs. Pendant la journée, la couche de poussière, ici assez fine et d'opacité visible environ égale à 0.15, est chauffée par le rayonnement solaire, et le taux de chauffage (1re ligne) atteint 20 K sol^{-1}*. L'émission infrarouge de la surface chauffe pendant la journée les premières couches de l'atmosphère, où le CO_2 (dans la bande à 15 μm) comme la poussière absorbent le rayonnement. Au contraire, la nuit, la température de la surface diminue, pour devenir inférieure à la température des basses couches de l'atmosphère. La basse atmosphère perd de l'énergie, par refroidissement vers l'espace et la surface, comme les tirets proches de la surface le suggèrent sur la figure 5.7 (2e ligne, 1re colonne). L'évolution diurne de la température dans les basses couches suit alors ces taux de chauffage, auxquels se superposent dans les couches supérieures les ondes de marée thermique (3e ligne, 1re colonne). La température oscille entre 140 et 150 K avec une longueur d'environ 30 km. Cette longueur d'onde est celle de propagation verticale de la composante dominante des ondes de marée thermique, de période diurne et de nombre d'onde 1 (Wilson and Hamilton, 1996).

Voir également la figure 3.2 du chapitre 3.

Lorsque les nuages sont radiativement actifs (2e colonne de la figure 5.7), le chauffage solaire s'étend verticalement, sans cependant changer d'intensité. Les nuages, représentés en grisé, permettent donc un chauffage solaire à plus haute altitude. La différence de taux de chauffage solaire entre les deux simulations (1re ligne, 3e colonne) révèle ainsi un taux de chauffage supérieur d'environ 10 K sol^{-1} vers 20 km, et un refroidissement d'environ 4 K sol^{-1} dans les basses couches. Le chauffage vers 20 km est étonnant, car l'albédo de diffusion simple de la glace d'eau est très proche de l'unité dans le solaire, et de tels taux de chauffage solaire ne sont pas attendus pour la glace. Il s'agirait alors d'un effet indirect des nuages sur les taux de chauffage solaires, par redistribution de la poussière ? Nous y reviendrons.

Dans l'infrarouge (2e ligne, 2e colonne), le nuage absorbe le rayonnement infrarouge de la surface pendant la journée, avec un taux de chauffage d'environ 25 K sol^{-1}. À l'inverse, pendant la nuit, des brumes de basses altitudes[2] se forment, et émettent fortement dans l'infrarouge pour induire un refroidissement d'environ 25 K sol^{-1}, la surface étant aussi voire plus froide que l'atmosphère. Ces deux phases (chauffage le jour et refroidissement vers l'espace la nuit) apparaissent clairement sur la différence des taux de chauffage (2e ligne, 3e colonne). L'évolution diurne des températures (3e ligne, 2e colonne)

[2] Qui sont les « morning hazes » observées par OMEGA le matin (voir les figures 4.9.b et 4.11.a).

montrent alors le refroidissement accru pendant la nuit par l'émission infrarouge des nuages, avec pour conséquence une profonde inversion entre 10 et 20 km, vers 4 heures du matin (voir les contours à 170 et 180 K). Cette inversion correspond à celle observée dans les radio-occultations de la figure 5.1. L'impact thermique des ondes de marée est accentué, et la température oscille cette fois entre 130 et 160 K. La différence de température révèle clairement cette intensification des ondes de marée (3^e ligne, 3^e colonne), avec un refroidissement nocturne plus grand d'environ 5 K entre 40 et 70 km, et un chauffage supérieur d'environ 7 K entre 70 et 100 km. À plus basse altitude, l'effet net des nuages est de chauffer en moyenne l'atmosphère entre 20 et 30 km, et de refroidir les couches inférieures pendant la nuit d'environ 6 K. Le chauffage constaté entre 20 et 30 km peut aussi bien provenir du chauffage solaire et infrarouge diurne (voir les deux premières figures de la 3^e colonne) que d'une amplification des ondes de marées thermiques par le refroidissement nocturne des brumes.

Afin de mieux comprendre le rôle thermique des nuages et leur interaction avec les ondes de marée thermique, nous avons réalisé des simulations 1D dans les mêmes conditions qu'en 3D. Ces simulations sont réalisées pour L_s = 105° à l'équateur, et utilisent les profils de poussière et de nuages simulés lors des simulations 3D.

Dans un premier temps est étudiée la différence de température entre deux simulations 1D avec et sans nuages actifs. L'effet radiatif des poussières et des nuages est donc quasi-identique à la simulation 3D, et les différences ne peuvent alors provenir que de la dynamique, présente en 3D mais absente dans le modèle 1D. Une comparaison entre la figure 5.8.a (3D) et la figure 5.8.b (1D) permet alors de réaliser que le chauffage entre 20 et 30 km est aussi une conséquence directe de l'absorption par les aérosols du rayonnement solaire et infrarouge pendant la journée, effet qui persiste pendant la nuit. En effet, l'accroissement de la température dû aux nuages actifs est présent dans la simulation 1D, où il est accentué pendant la journée par rapport à la simulation 3D, et amoindri pendant la nuit. Les ondes de marée thermique tendent donc à accentuer l'inversion de température pendant la nuit, et à l'estomper pendant la journée. Par exemple, à minuit, l'effet radiatif des nuages induit un chauffage à 30 km d'environ 15 K en 3D (figure 5.8.a), tandis que ce même chauffage est de 12 K en 1D (figure 5.8.b). La contribution des ondes de marée thermique est donc ici d'environ 3 K, et non dominante. Les couches relativement chaudes mises en évidence dans les données de radio-occultation entre 20 et 30 km (voir la figure 5.1) semblent donc provenir principalement de la persistance d'un chauffage par les aérosols survenu pendant la journée, plutôt que d'une influence des ondes de marée thermique, même si celle-ci n'est pas négligeable.

Ces résultats diffèrent de ceux obtenus par Hinson and Wilson (2004). En effet, Hinson and Wilson (2004) expliquent que, si le refroidissement vers 10 km vu dans les données de radio-occultation provient bien du refroidissement vers l'espace des nuages, le chauffage entre 20 et 30 km provient lui d'un chauffage adiabatique par les ondes de marée thermique, qui domine l'effet des nuages. Pourquoi ne retrouvons-nous pas le même résultat ?

À ce stade, nous savons que dans notre modèle, le chauffage entre 20 et 30 km provient surtout des aérosols, mais qu'il peut provenir aussi bien de la poussière que des nuages. En effet, notre modèle diffère en un point avec celui de Hinson and Wilson (2004) : les nuages, par le chauffage diurne infrarouge qu'ils génèrent, changent le mé-

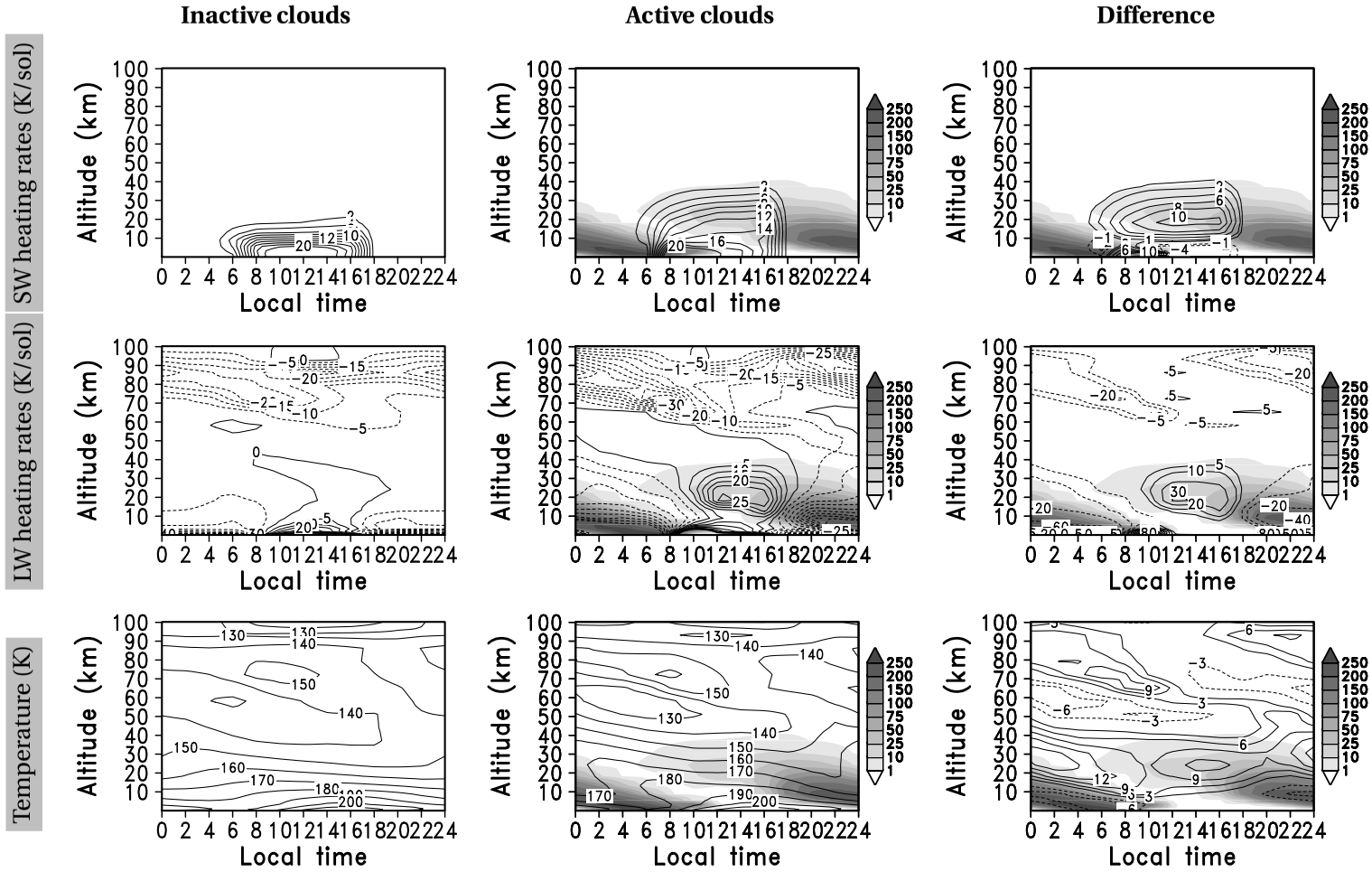

FIG. 5.7 – **Contours :** Évolution diurne du taux de chauffage solaire (haut), du taux de chauffage infrarouge (milieu) et de la température (bas) lorsque les nuages sont radiativement inactifs (gauche) et actifs (centre). La dernière colonne représente la différence de taux de chauffage et de température entre les deux simulations. **Grisé :** Rapport de mélange volumique des cristaux de glace d'eau (en ppm). Cycle diurne moyen pour L_s = 90-120°, plateau de Tharsis (0°N- 120°W).

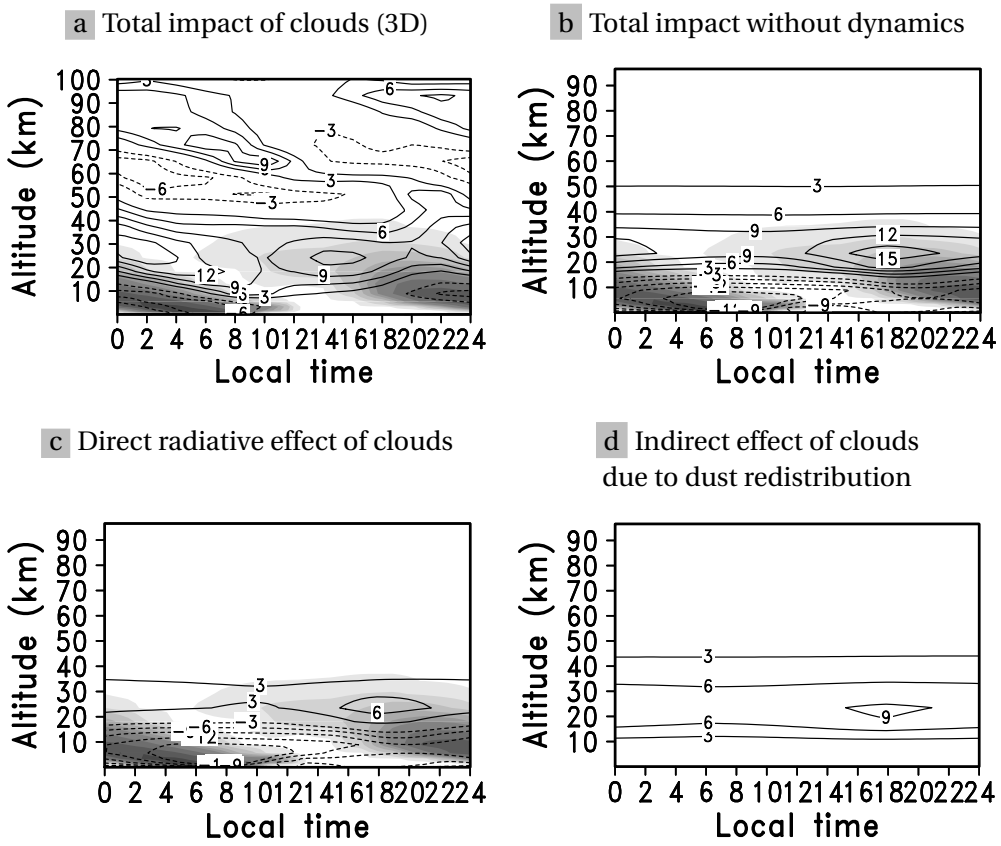

FIG. 5.8 – (a) Évolution diurne de la différence de température (T_{active}-$T_{inactive}$) entre deux simulations 3D, avec et sans nuages radiativement actifs, sur le plateau de Tharsis et en moyenne sur la période L_s = 90-120° (identique au dernier panneau de la figure 5.7). Les nuages sont représentés en grisé, avec la même échelle que celle utilisée pour la figure 5.7. (b) Différence de température ($T^{d,act}_{i,act}$-$T^{d,inac}_{i,inac}$) entre deux simulations 1D réalisées dans des conditions analogues aux simulations 3D, avec les mêmes profils de poussière et de nuages. (c) Différence de température entre une simulation 1D avec nuages actifs et une simulation 1D avec nuages inactifs, les deux simulations utilisant les profils de poussière d'une simulation 3D avec nuages actifs ($T^{d,act}_{i,act}$-$T^{d,act}_{i,inac}$). (d) Différence de température entre deux simulations 1D sans nuages actifs utilisant deux profils de poussière différents : un simulé en 3D avec nuages actifs, et un autre simulé en 3D sans nuages actifs ($T^{d,act}_{i,inac}$-$T^{d,inac}_{i,inac}$).

lange de la poussière, qui est interactive, et tend ainsi à épaissir la couche de poussière. Dès lors, un chauffage est constaté en altitude, qui n'est pas uniquement dû à l'absorption infrarouge par les nuages, mais aussi dû à l'absorption des poussières mélangées par l'effet radiatif des nuages. Afin d'éclaircir ce point, deux autres comparaisons sont présentées sur la figure 5.8. Dans un premier cas, la différence de température entre deux simulations avec et sans nuages actifs est représentée, les deux simulations utilisant le même profil de poussière (figure 5.8.c). Dans un second cas est représentée la différence de température entre deux simulations où les nuages sont inactifs, mais où la poussière est mélangée par les nuages actifs dans l'une, et non dans l'autre (figure 5.8.d). Dans le premier cas (figure 5.8.c), un refroidissement atteignant 12 K est constaté vers 10 km, tandis qu'un chauffage d'environ 3 K apparaît entre 20 et 30 km. Dans le second cas (figure 5.8.d), seul un chauffage d'environ 6 K est constaté entre 20 et 30 km. Le chauffage direct infrarouge par les nuages entre 20 et 30 km est donc relativement faible comparé à celui induit par la poussière.

L'effet des ondes de marée thermique, donné par la comparaison des figures 5.8.a et 5.8.b, est donc atténué dans nos simulations par un changement de la distribution verticale de la poussière, d'où les différences de résultats entre notre étude et celle de Hinson and Wilson (2004).

Effet à l'échelle de temps saisonnière

L'effet radiatif à l'échelle diurne analysé précédemment permet à présent de mieux comprendre l'effet radiatif à l'échelle saisonnière, observé sur l'ensemble de la planète. Celui-ci reflète un effet net des nuages, qui dépend de la contribution relative du chauffage infrarouge diurne et du refroidissement vers l'espace nocturne, le tout étant modulé par les ondes de marée thermique. Les différences de température entre deux simulations sans et avec nuages actifs sont représentées en moyenne zonale sur la figure 5.9, pour quatre saisons. Le rapport de mélange volumique (en ppm) des cristaux de glace d'eau est également représenté par les contours.

Pour la période L_s = 0-30°, un premier effet évident est le refroidissement vers l'espace dû aux nuages dans les régions polaires, qui se traduit par un refroidissement des pôles d'environ 12 K. Proche de l'équateur, les nuages refroidissement l'atmosphère d'environ 4 K à 1 hPa, et réchauffent l'atmosphère d'environ 4 K au-dessus de 0.5 hPa. Aux moyennes latitudes et pour des altitudes comprises entre 0.1 et 1 hPa, un chauffage apparaît dans des régions sans nuages, suggérant un effet indirect des nuages sur la dynamique. En effet, les nuages, en réchauffant l'atmosphère à haute altitude proche de l'équateur, accentuent le gradient méridional de température, et donc la circulation de Hadley. Le chauffage adiabatique dans la branche descendante de la cellule est donc à son tour accentué, expliquant le biais chaud simulé.

Proche de l'aphélie (L_s = 90-120°), l'effet des nuages est surtout évident à l'équateur, où un fort chauffage, de plus de 10 K, est simulé. Le chauffage infrarouge diurne par les nuages ainsi que le chauffage nocturne par amplification des ondes de marée thermique semble donc dominer à cette période. Encore une fois, le chauffage par les nuages induit une intensification de la circulation méridionale, et un accroissement d'environ 20 K du chauffage adiabatique dans la branche de retour de la cellule de Hadley. Des nuages bas

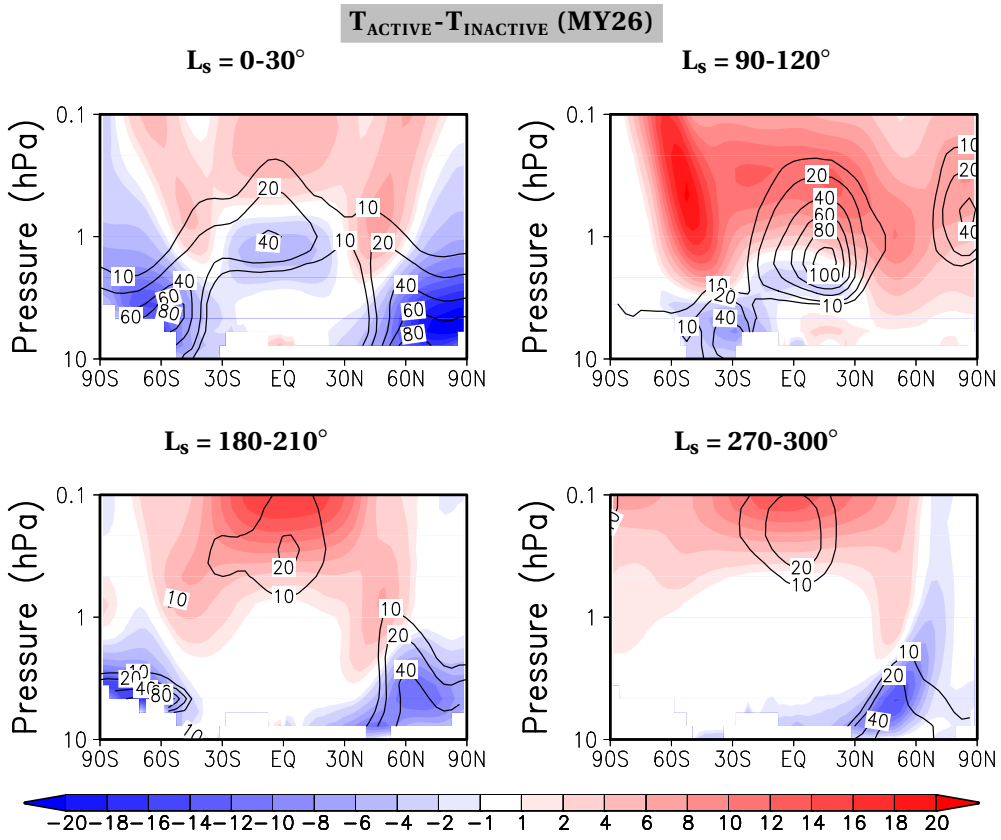

FIG. 5.9 – **Couleurs :** Différence de température T_{active}-$T_{inactive}$ moyennée sur 30° de L_s et en longitude. **Contours :** Rapport de mélange volumique de la glace d'eau (en ppm).

observés vers 30°S refroidissement également l'atmosphère, d'environ 6 K.

Pour la période L_s = 180-210°, les différences de température sont proches de celles simulées pour l'autre équinoxe. Cependant, les nuages équatoriaux se forment à une altitude moyenne plus élevée, et provoquent un chauffage de plus de 10 K vers 0.1 hPa.

Enfin, proche du périhélie (L_s = 270-300°), un refroidissement d'environ 10 K est constaté dans les moyennes latitudes Nord, tandis que des nuages de hautes altitudes chauffent les régions équatoriales de plus de 10 K. Notons que même ces nuages hauts, très fins sur les mesures d'opacité TES (environ 0.02), ont un impact radiatif significatif.

Les nuages tendent donc, en moyenne, à refroidir les pôles et à réchauffer les régions équatoriales au-dessus de 1 hPa.

5.3.2 Comparaison des températures aux observations TES

Coupes zonales

Les simulations avec nuages radiativement actifs sont à présents comparées aux observations. Les températures mesurées par TES pour l'année martienne 26 sont représentées sur la figure 5.10 (haut), en moyenne zonale et pour des périodes de 30° de L_s. Elles sont comparées aux températures simulées par le modèle complet, incluant le cycle des poussières semi-interactif et les nuages radiativement actifs.

La figure 5.11 (bas) représente l'écart de température entre le modèle complet et les observations. Les différences de températures entre le même modèle sans les nuages radiativement actifs et les observations sont également représentées sur la figure 5.11 (en haut). Ils correspondent aux résultats du chapitre 3 (voir la figure 3.7), étendus aux régions polaires. La figure 5.11 permet donc d'évaluer l'amélioration apportée par la prise en compte des nuages radiativement actifs.

Pour les deux équinoxes, un premier changement significatif est la correction des biais chauds aux pôles. Le refroidissement vers l'espace par les nuages aux hautes latitudes semble donc en accord avec les observations. Cependant, le modèle tend à présent à sous-estimer les températures dans les premières couches de l'atmosphère (voir par exemple le pôle Nord pour L_s = 0-30°sur le panneau inférieur de la figure 5.11). Aux mêmes saisons, des biais froids atteignant 12 K, évoqués au chapitre 3, sont visibles à partir de 1 hPa lorsque les nuages sont radiativement inactifs (voir par exemple le panneau supérieur de la figure 5.11, pour L_s = 180-210°). Comme le montre la figure 5.9, les nuages tendent à chauffer ces régions de l'atmosphère, et ces biais sont donc atténués dans la simulation à nuages actifs pour L_s = 0-30°, voire intégralement corrigés pour L_s = 180-210°(panneau inférieur de la figure 5.11).

Ensuite, le biais de température majeur observé proche de l'aphélie (L_s = 90-120°) lorsque les nuages sont inactifs est grandement diminué lorsque les nuages sont activés. Ce biais apparaît clairement dans le panneau supérieur de la figure 5.11, où il prend la même forme que l'écart de température mis en évidence par Wilson et al. (2008) (voir la figure 5.2). Sur le panneau inférieur de la figure 5.11, les températures proches de l'équateur sont en bien meilleur accord avec les observations. De plus, l'activité de la cellule de Hadley semble plus proche des observations, le biais froid vers 60°S disparaissant également. Cependant, la température au-dessus du pôle Nord est fortement surestimée, d'environ 10 K. Également, le refroidissement d'environ 6 K par des nuages se formant

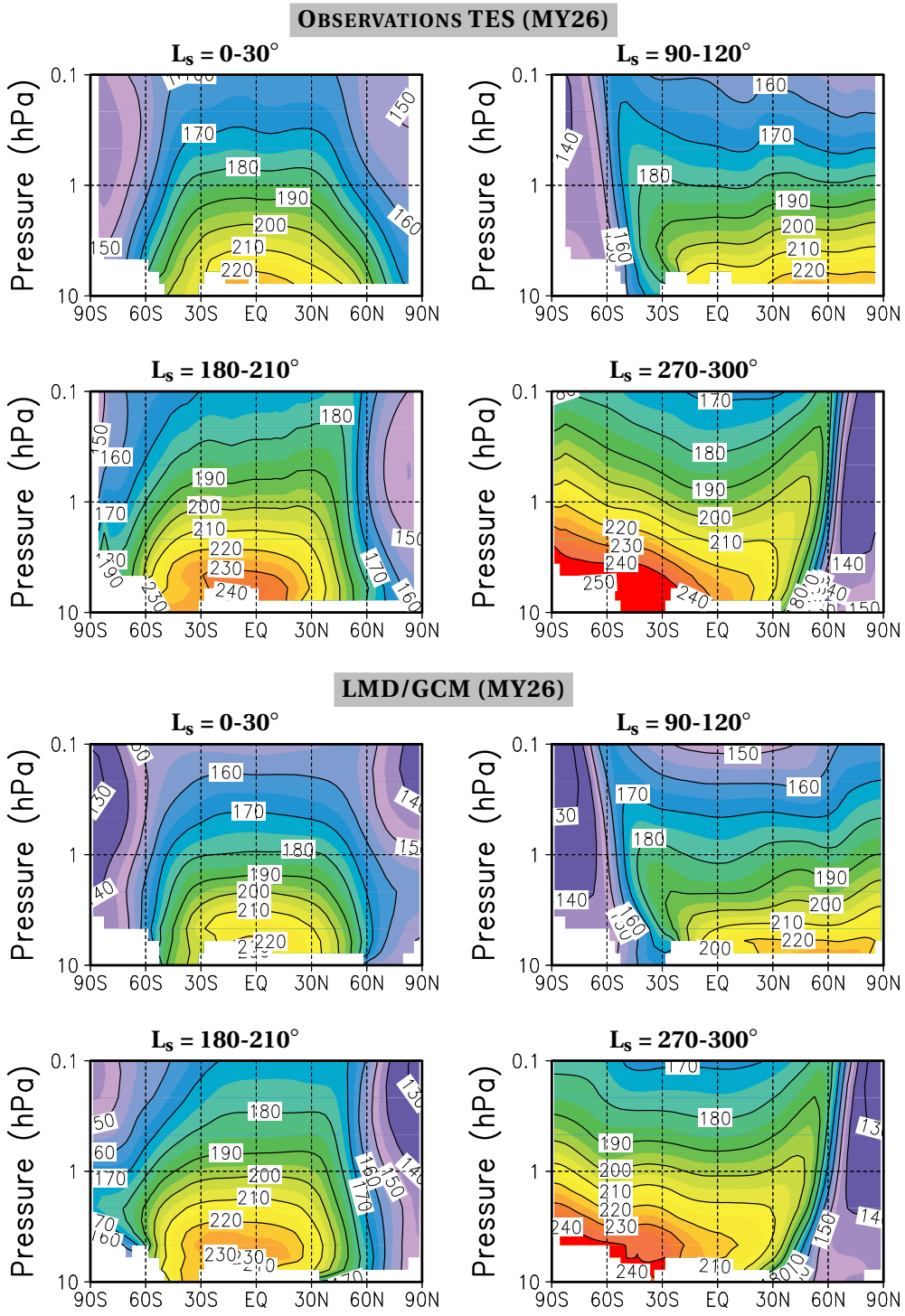

FIG. 5.10 – Champ de température observé (haut) et simulé par le LMD/GCM incluant l'effet radiatif des nuages (bas) pour l'année martienne 26. Le champ est moyenné en longitude et sur des intervalles de 30° de L_s (MY26).

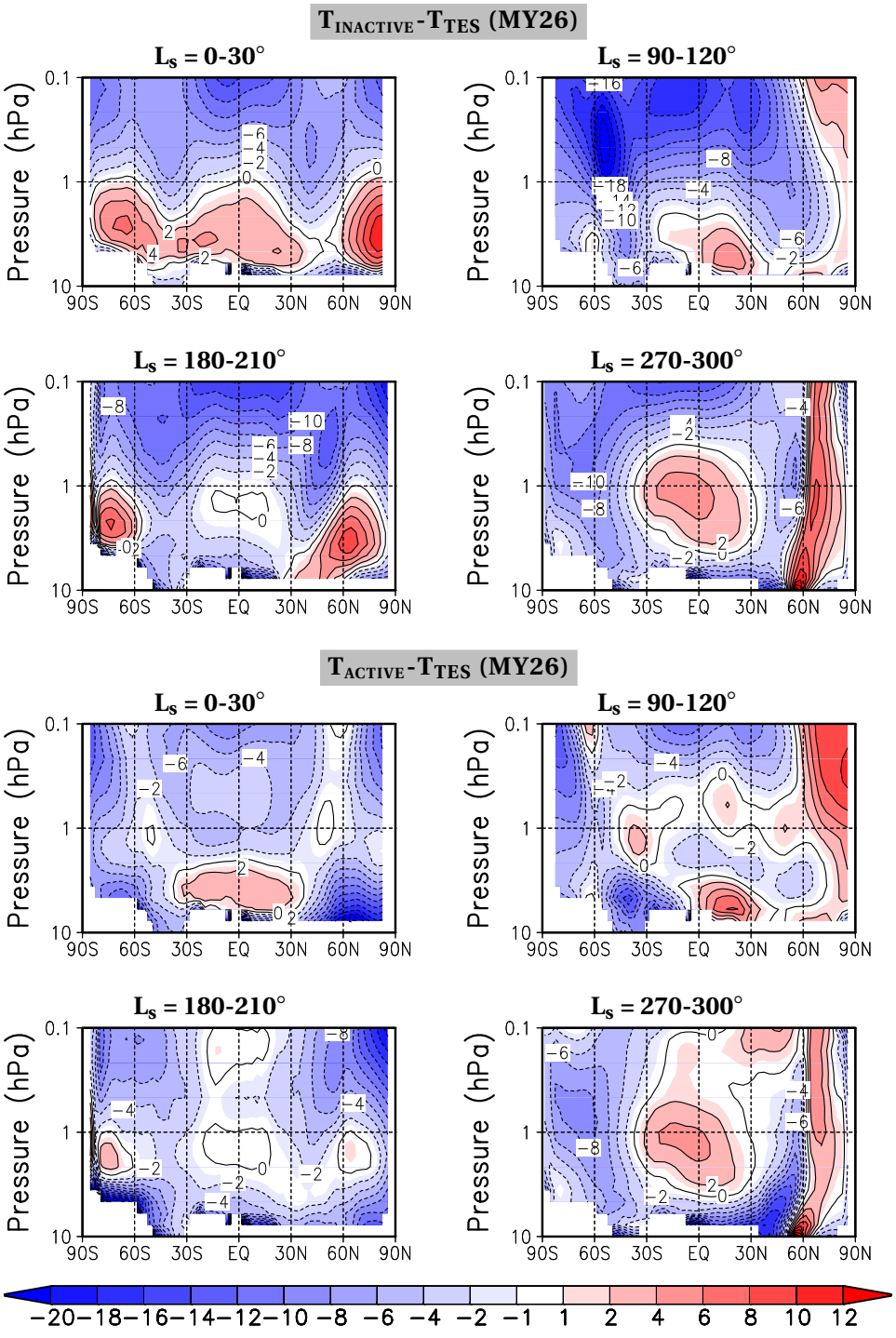

FIG. 5.11 – Différence de température entre le modèle et les observations TES (T_{GCM}-T_{TES}) lorsque les nuages sont radiativement inactifs (haut) et actifs (bas). Les champs sont moyennés en longitude et sur 30° de L_s (MY26). Les contours sont donnés tous les 2 K.

vers 30°S, qui est évoqué précédemment, ne semble pas présent dans les données TES.

Pour la période L_s = 270-300°, les températures équatoriales sont améliorées, même si un biais chaud persiste vers 1 hPa. Les hautes latitudes Sud restent trop froides à cette altitude, d'environ 8 K. Enfin, le refroidissement par les nuages entre 30°N et 60°N, qui était clairement visible sur la figure 5.9, ne semble pas ou peu présent dans les données TES, et le modèle surestime peut-être l'opacité des nuages à ces latitudes.

Notons qu'une nouvelle méthode d'inversion est actuellement appliquée aux données TES, et remet en question les températures TES autour de 0.1 hPa à l'équateur et dans les régions polaires (Hoffman et al., 2011). Il se peut donc que certains biais soient également observationnels, et non dus au GCM (voir par exemple le biais froid équatorial à 0.1 hPa sur le panneau inférieur de la figure 5.11, pour L_s = 0-30°).

Température à 0.5 hPa

L'impact des nuages sur la température équatoriale à 0.5 hPa et 2 PM est enfin représenté sur la figure 5.12. La courbe verte représente la température simulée sans cycle des poussières interactif ni nuages radiativement actifs, tandis que la courbe rouge représente l'amélioration apportée par le cycle des poussières interactif. Ces deux courbes se retrouvent sur la figure 3.8.a décrite au chapitre 3. La nouvelle température simulée lorsque les nuages sont radiativement actifs est représentée en bleu.

Le biais froid dû aux nuages autour de L_s = 90° est bien corrigé, et la nouvelle température tend à être toujours supérieure à celle simulée sans nuages actifs, indiquant un chauffage diurne (2 PM) par les nuages assez permanent à cette altitude. Des études de sensibilité montrent que l'accord entre le modèle et les observations autour de L_s = 90° n'est bon que si l'opacité des nuages ainsi que la taille des cristaux simulée par le modèle sont en accord avec les observations. Des cristaux par exemple de 7 μm en moyenne zonale ou une opacité de 0.2 se traduisent par des surestimations de température de l'ordre de 5 K. Ceci suggère que le modèle simule bien l'effet radiatif des nuages, mais souligne également la très grande sensibilité du modèle aux propriétés physiques des nuages, qui doivent donc être simulés avec précision pour obtenir un bon climat global.

5.4 Conclusion

Le cycle de l'eau est couplé au cycle des poussières, et l'effet radiatif des nuages est pris en compte grâce au modèle de diffusion présenté dans le chapitre 2. Les résultats peuvent alors se résumer comme suit :

- L'effet radiatif des nuages à l'échelle diurne se caractérise par un chauffage infrarouge par la surface pendant la journée entre 20 et 30 km d'altitude, et par un refroidissement infrarouge vers l'espace la nuit vers 10 km d'altitude ;
- Les nuages, même sans interaction avec la dynamique, tendent à chauffer l'atmosphère la nuit entre 20 et 30 km d'environ 3 K, par persistance du chauffage diurne à la même altitude ;
- Les nuages, en chauffant l'atmosphère autour de 20 km pendant la journée, favorisent le mélange de la couche de poussière ;

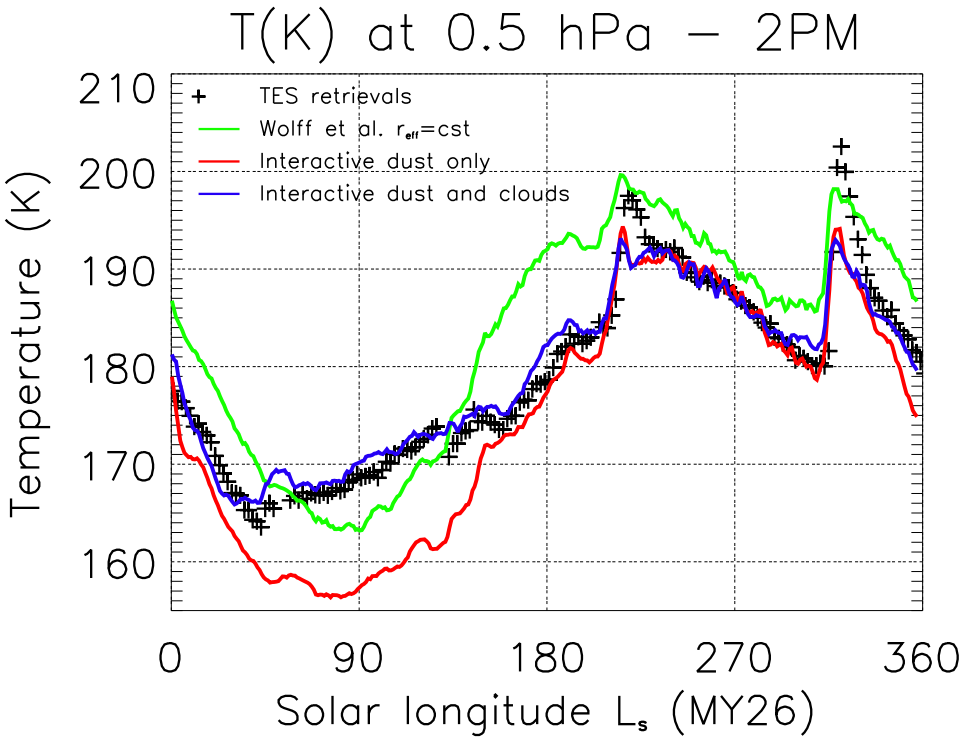

FIG. 5.12 – Température équatoriale à 0.5 hPa observée par TES (croix, MY26) et simulée par le GCM avec l'ancien cycle des poussières (vert), le nouveau cycle des poussières sans nuages radiativement actifs (rouge), et le modèle complet avec nuages actifs (bleu). La correction du biais froid dû aux nuages vers $L_s = 90°$ apparaît nettement lorsque les nuages sont activés.

- L'effet radiatif des nuages est globalement de refroidir les pôles et de réchauffer les basses latitudes au-dessus de 1 hPa, ce qui améliore grandement les températures simulées ;
- Les températures équatoriales à 0.5 hPa sont en accord avec les observations uniquement lorsque l'opacité des nuages et la taille des cristaux sont telles qu'observées, ce qui suggère une bonne représentation de l'effet radiatif des nuages par le modèle.

Le modèle ici décrit est très encourageant, car il est en bon accord avec les observations, sans aucun ajustement ad-hoc des propriétés des aérosols. L'opacité ainsi que la taille des poussières et des cristaux de glace d'eau sont en effet en accord avec les observations.

Des biais de température significatifs subsistent cependant aux hautes latitudes, et l'effet radiatif des nuages tend à assécher le cycle de l'eau, pour des raisons qui restent à ce jour à déterminer. Il est possible que l'opacité des nuages soit surestimée aux hautes latitudes, entraînant un refroidissement trop grand de l'atmosphère et une inhibition de la sublimation estivale. Cet assèchement est également observé dans le modèle de NASA Ames, où son origine est recherchée (Haberle et al., 2010). Un effort de modélisation et d'observation des régions polaires est à présent indispensable pour comprendre l'origine de cet assèchement.

Le lessivage des poussières par les nuages doit également être inclu dans le modèle, ce qui est maintenant possible grâce au cycle des poussières semi-interactif. Ce mécanisme tend à appauvrir l'atmosphère en poussière à l'altitude des nuages, et à enrichir les couches sous-jacentes, par sédimentation puis sublimation des cristaux de glace d'eau. La poussière alors libérée chauffe l'atmosphère, comme le montrent les simulations 1D réalisées par Colaprete and Toon (2000), et la redistribution verticale des aérosols par ce processus a probablement un fort impact sur la structure thermique de l'atmosphère.