

---

# **Climatologie des nuages de glace d'eau vue par OMEGA à bord de Mars Express**

---

Jean-Baptiste Madeleine

Projet encadré par :

**Jean-Pierre Bibring**

Institut d'Astrophysique Spatiale, Orsay

Avec la participation de :

Brigitte Gondet, Denis Jouglet, Yves Langevin, François Poulet

Mathieu Vincendon, François Forget, Franck Montmessin

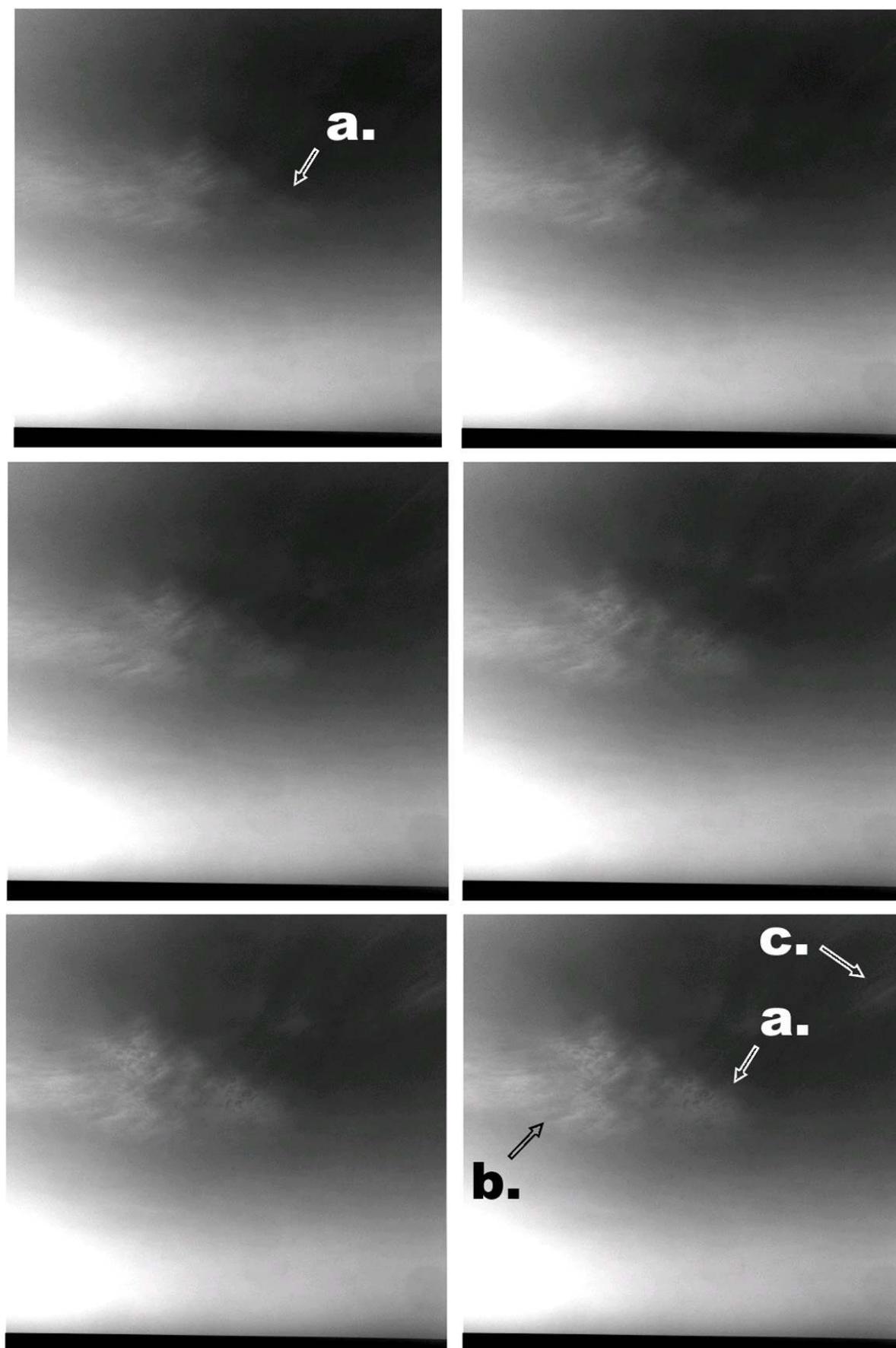
Bernard Schmitt et Aymeric Spiga

Mars - Juin 2007

**Résumé.** La microphysique des nuages de glace d'eau sur Mars est cartographiée par l'imageur hyperspectral OMEGA (Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité) à bord de la sonde Mars Express. L'acquisition de cubes  $(x, \lambda, y)$ , images de l'atmosphère et de la surface dans 352 longueurs d'ondes comprises entre 0.35 et  $5.1\mu m$ , permet la détection des nuages, qui sont cartographiés à l'échelle kilométrique grâce à la définition de critères spectraux correspondant aux bandes d'absorption de la glace d'eau. L'opacité des nuages et la taille des particules sont estimées grâce à un modèle de transfert radiatif basé sur les coefficients de Lorenz-Mie et les indices récents de réfraction de la glace d'eau du Laboratoire de Glaciologie de Grenoble. L'inversion est faite en un point du nuage par sélection préalable d'un spectre de surface dégagé servant de référence, et l'ajustement du spectre simulé avec le spectre observé des nuages est calculé par minimisation en descente du simplexe ayant pour paramètres libres opacité et taille des particules. Le modèle est appliqué à l'étude de la ceinture de nuages de l'aphélie sur le plateau de Tharsis, où les tailles de particules évoluent au cours de la formation de la ceinture équatoriale de  $r_{eff} = 2.8\mu m$  à  $r_{eff} = 6.2\mu m$ , correspondant à la transition progressive d'une brume épaisse à  $L_s \simeq 50^\circ$  vers des nuages convectifs épais et resserrés à  $L_s \simeq 100^\circ$ .

**Abstract.** Mapping of the martian clouds is made possible by the OMEGA (Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité) imaging spectrometer aboard Mars Express. Data are spectral image cubes  $(x, \lambda, y)$  of the atmosphere and the surface, spanning 0.35 to  $5.1\mu m$  and including water ice absorptions. Maps of two spectral criteria at 1.5 and  $3.4\mu m$  show the cloud distribution with unprecedented details. Cloud optical depth and particle sizes are calculated using a radiative transfer model based on Lorenz-Mie coefficients derived from the recent ice optical constants of the Laboratoire de Glaciologie in Grenoble. The spectral inversion for one given cloud pixel is calculated through a downhill simplex method using two free parameters, i.e. the optical depth and the particle size, and using a clear-sky spectrum as a surface boundary condition. Model is used to retrieve particle sizes during the formation of the Equatorial Cloud Belt, which range from  $r_{eff} = 2.8\mu m$  to  $r_{eff} = 6.2\mu m$ , respectively revealing the development of thick hazes and convective plumes between  $L_s \simeq 50^\circ$  and  $L_s \simeq 100^\circ$ .

<b>1 Mars vue par OMEGA : Acquisition des données et analyse spectrale</b>	<b>5</b>
1.1 L'instrument OMEGA . . . . .	5
1.1.1 Orbite et modes d'observations . . . . .	5
1.1.2 Fonctionnement de l'instrument . . . . .	5
1.2 Traitement des données . . . . .	6
1.2.1 Calcul de la réflectance . . . . .	6
1.2.2 Filtrage de l'atmosphère . . . . .	7
1.2.3 Retrait de la composante thermique . . . . .	8
1.3 L'univers spectral . . . . .	8
1.3.1 Analyse d'un spectre en réflectance . . . . .	8
1.3.2 Les principales unités minéralogiques vues par OMEGA . . . . .	9
1.3.3 La couverture par les poussières . . . . .	10
<b>2 Méthodes d'observation : Cartographie des nuages et modélisation du transfert radiatif</b>	<b>11</b>
2.1 Définition de critères spectraux . . . . .	11
2.1.1 Mesures en laboratoire des propriétés optiques de la glace d'eau . . . . .	11
2.1.2 Détection des nuages . . . . .	12
2.1.3 Analyse par corrélation . . . . .	12
2.1.4 Cartographie grande échelle des nuages . . . . .	13
2.2 Propriétés microphysiques des nuages par inversion spectrale . . . . .	13
2.2.1 Représentation théorique d'un nuage martien : Diffusion de Mie . . . . .	13
2.2.2 Transfert radiatif dans l'atmosphère martienne . . . . .	14
2.2.3 Sensibilité du spectre aux propriétés microphysiques des nuages . . . . .	15
2.2.4 Traduction microphysique des critères de détection . . . . .	15
2.2.5 Méthode d'inversion et exemple d'application . . . . .	16
<b>3 Une nouvelle vision du cycle de l'eau saisonnier</b>	<b>18</b>
3.1 Connaissance du cycle de l'eau martien . . . . .	18
3.2 Cartographie de la ceinture équatoriale sur le plateau de Tharsis . . . . .	18
<b>A Instrumentation</b>	<b>27</b>
<b>B Données essentielles</b>	<b>34</b>
<b>C Observations</b>	<b>42</b>
<b>D Cartes</b>	<b>51</b>



Formation de nuages dans la ceinture équatoriale vue par Opportunity.  
Séquence de cinq minutes légendée dans le chapitre 1, Ls=115°, année 28, sol 248, 1.9°S-5.5°W.

Un coucher de soleil bleuté sur l'horizon désertique et des nuages dérivant paisiblement vers l'Ouest ; la séquence d'images qui ouvre cette étude a été acquise par Opportunity près de l'équateur lors de l'été boréal martien ( $115^\circ$  de longitude solaire<sup>1</sup>). La flèche **a.** au centre de l'image matérialise le sommet d'une probable ascendance, qui alimente durant les 5 minutes de la séquence un voile de nuages rappelant les cirrocumulus terrestres. Ces nuages (flèche **b.**) fibreux et moutonnés ont également une structure périodique, empreinte des ondes d'inertie gravité, et font partie d'un ensemble plus étendu de cirrus (flèche **c.**). Devant cette simple image, les questions pleuvent. Pourquoi la zone d'ascendance semble-t-elle statique et comment a lieu cette nucléation ? De quelle quantité de vapeur d'eau a-t-elle besoin, comment est atteinte la saturation, quels sont les noyaux de condensation ? Quel forme, taille, distribution ont les cristaux de glace d'eau ? Quel rôle jouent-ils dans le cycle de l'eau, le transfert radiatif ? Ces questions sont aujourd'hui en constante exploration, et fondent notre compréhension du cycle de l'eau martien.

Profitant d'une exceptionnelle fenêtre de lancement, une fusée Soyuz ayant à son bord la sonde européenne Mars Express éblouit Baïkonour un soir du 2 Juin 2003. A bord de la sonde, 116 kg de science et 6 instruments, parmi lesquels l'imageur hyperspectral OMEGA (cf fig. A.1, tab. A.1 et photo A.2.d). Observant la diffusion de la lumière solaire par la surface et l'atmosphère de Mars dans le proche IR et les émissions thermiques de la surface, OMEGA image dans 352 longueurs d'onde l'univers de la planète et permet une analyse sans précédent de sa géologie et de sa météorologie. Apportant la dimension spectrale à des images météorologiques d'échelles kilométriques, OMEGA est une véritable fenêtre sur la thermodynamique de l'atmosphère.

Cette étude propose une première analyse des nuages martiens par imagerie hyperspectrale proche infrarouge. Une cartographie globale des nuages par critères de détection spectraux ainsi qu'un modèle d'inversion du transfert radiatif seront ainsi développés, et permettront la détection et la caractérisation microphysique des structures nuageuses observées. Une application de ces techniques à l'étude régionale de la ceinture équatoriale permettra de vérifier la robustesse des résultats obtenus, et d'analyser avec une résolution spatiale et spectrale unique la formation des nuages martiens.

<sup>1</sup> $L_s = 0 - 90^\circ$  Printemps Nord,  $L_s = 90 - 180^\circ$  Eté,  $L_s = 180 - 270^\circ$  Automne,  $L_s = 270 - 360^\circ$  Hiver

# CHAPITRE 1

## Mars vue par OMEGA : Acquisition des données et analyse spectrale

Ce chapitre décrit les modes d'observation et l'optique de l'instrument, définit les grandeurs physiques mesurés et donne quelques grands exemples de spectres, comme introduction à la lecture de l'étude.

### 1.1 L'instrument OMEGA

#### 1.1.1 Orbite et modes d'observations

L'orbite de Mars Express est inclinée<sup>1</sup> de  $86.6^\circ$ , fortement excentrique et son péricentre est à environ 300 km d'altitude (nécessaire à l'imagerie haute résolution). L'altitude de l'apocentre d'environ 10000 km résulte d'un compromis entre le fonctionnement des systèmes optiques de jour et du radar à pénétration la nuit<sup>2</sup>. L'orbite finale G3-b est représentée sur la figure A.2 a) [Hechler and Yanez, 2003], et suit une résonance 11 :3 (11 révolutions de la sonde en 3 jours martiens). L'orientation du plan orbital et la position du péricentre varient au cours du temps grâce aux perturbations du champ de gravité qui sont utilisées ou contrées pour décaler les traces observées et assurer une couverture globale. Enfin, différents choix d'observations doivent être faits constamment par l'équipe de l'Institut d'Astrophysique Spatiale afin que l'instrument OMEGA remplisse au mieux ses objectifs :

- Choix des orbites pendant lesquelles l'instrument fonctionnera, fonction de 1) la distance Terre-Mars dont dépend le taux de télémétrie<sup>3</sup>, 2) des régions voulant être observées en priorité et 3) de l'orbite permettant la meilleure durée d'observation pour optimiser le refroidissement de l'instrument.
- Le choix du mode d'observation : 1) pointé vers le centre de Mars (nadir-pointing), 2) pointé dans le plan orbital avec offset (along-track pointing), 3) pointé dans un plan perpendiculaire au plan orbital et contenant le centre de Mars ainsi que la sonde (across-track), 4) pointé vers Mars mais fixé sur le fond stellaire (inertial pointing) ;
- La largeur de la fauchée, fonction de l'altitude (voir section 1.1.2) ;
- Le temps d'exposition, qui peut être de  $2.5 \text{ ms.pix}^{-1}$  (terrains clairs, incidence et émergence faibles),  $5 \text{ ms.pix}^{-1}$  (standard) ou  $10 \text{ ms.pix}^{-1}$  (facilement saturé).

Les géométries d'observation seront définies par la suite grâce aux angles d'incidence  $i$ , d'émergence  $e$  et de phase  $\varphi$  représentés sur la figure A.2 b). Une fois les orbites programmées, après environ 2 heures de refroidissement jusqu'à 80K, OMEGA peut commencer à observer.

#### 1.1.2 Fonctionnement de l'instrument

Cette partie décrit les différentes étapes permettant l'établissement d'un cube OMEGA  $(x, \lambda, y)$ , qui est une image plane  $(x, y)$  de la surface observée dans 352 longueurs d'onde  $\lambda$ , couvrant l'intervalle spectral  $[0.35 - 5.1 \mu m]$ . Le système optique est divisé en trois voies : 1) "Visible"  $[0.35 - 1.05 \mu m]$ , 2) Infrarouge

<sup>1</sup>Angle entre plan orbital et plan de l'écliptique

<sup>2</sup>Pour permettre le passage des ondes radar dans l'ionosphère, coupant à moins de 1 Mhz la nuit, mais 4 Mhz le jour

<sup>3</sup>Taux qui varie entre 1 et 6 gigas par jour selon la position de Mars, dont 250 Mo en moyenne sont alloués à OMEGA alors qu'une orbite en nécessite environ 350

courtes longueurs d'onde, dite voie C [ $1.0 - 2.77\mu m$ ] et 3) Infrarouge grandes longueurs d'onde, dite voie L [ $2.65 - 5.1\mu m$ ].

### Spectromètre IR

Le spectromètre IR fonctionne en mode WhiskBroom et l'acquisition est faite par deux barrettes linéaires (une pour chaque voie C et L) de photodiodes InSb de 128 éléments. Cela signifie que l'acquisition d'une image multispectrale  $(x, \lambda, y)$  se fait en 3 temps : 1) acquisition d'un premier spectre d'un pixel donné par les 2 barrettes de détecteurs de chaque voie (128 longueurs d'onde), 2) passage au pixel suivant décalé en longitude par un miroir de balayage et acquisition d'une première ligne en longitude, 3) fin de la première fauchée, retour du miroir en position initiale et passage à la latitude suivante assurée par l'avancée du satellite. Pour adapter l'échantillonnage (cf fig. A.2.c), on prédéfinit la largeur de la fauchée (partie 1.1.1) en fonction de l'altitude, ie 128 pixels pour toute altitude  $> 1400$  km, puis 64, 32, et 16 pixels lorsque la sonde se rapproche progressivement de la surface.

Chaque pixel est imagé par un télescope de type Cassegrain 1. (suivre fig. A.3.a) dont le champ de vue instantané (IFOV) est de 4.1 minutes d'arc<sup>4</sup>. Le faisceau passe par le foyer 2., est converti en faisceau parallèle par un collimateur 3. avant d'être séparé en deux voies C et L par un filtre dichroïque 4. (voie C réfléchi et voie L transmise, cf graphe A.3.d). Sur chaque voie, le faisceau est ensuite diffracté par un réseau plan 5., repris par un miroir collecteur 6., réimagé par un miroir de champ 7., refocalisé par quatre lentilles ZnSe 8., filtré en 9. et enfin quantifié par la barrette de détecteurs 10 [Rabou, 1991]. La résolution spectrale  $\lambda/2\Delta\lambda$  est comprise entre 50 et 100 ( $\Delta\lambda$  compris entre  $0.013 \mu m$  et  $0.020 \mu m$ ), et le rapport signal sur bruit S/N est au minimum de 100 sur l'ensemble du spectre.

### Spectromètre visible

Le spectromètre visible fonctionne en mode PushBroom [Bellucci et al., 2006], où cette fois chaque ligne en longitude est diffractée puis acquise par une matrice CCD  $(x, \lambda)$ , la troisième dimension en latitude étant donnée par l'avancée du satellite.

## 1.2 Traitement des données

Les données sont transmises de la station de New Norcia (Australie), mais aussi de Cebreros (Madrid) et du Deep Space Network de la NASA vers l'ESOC<sup>5</sup>.

### 1.2.1 Calcul de la réflectance

La grandeur physique mesurée par OMEGA est une intensité de rayonnement (dite luminance ou radiance spectrale). L'énergie cédée par des photons de longueurs d'onde  $[\lambda, \lambda + d\lambda]$  traversant la surface  $dS$  pendant un temps  $dt$  et contenus dans un angle solide  $d\omega$  s'écrit  $d\epsilon_\lambda = I_\lambda(r, \underline{v})d\lambda dS d\omega dt$ , où  $I_\lambda$  est la luminance en  $W.m^{-2}.\mu m^{-1}.sr^{-1}$ .

OMEGA mesure cette intensité  $I_\lambda$  modulée par une fonction de transfert  $T_\lambda$  et une constante  $k$  dépendant du système optique de l'instrument et de la réponse des photodiodes. Pour un interval spectral donné, le signal électronique résultant s'écrit  $V = k \int_\lambda^{\lambda+d\lambda} I_\lambda T_\lambda d\lambda$ . Les variables  $k$  et  $T_\lambda$  sont déterminées avant le vol par étalonnage radiométrique<sup>6</sup>. Ainsi le premier traitement consiste à isoler la luminance en divisant

<sup>4</sup>Soit 1.2 mrad, donc 600 m au sol pour une altitude de 500km

<sup>5</sup>European Space Operations Centre, Darmstadt

<sup>6</sup>Puis mises à jour grâce à une lampe d'étalonnage interne au cours du vol

par la fonction de transfert de l'instrument  $\tilde{I}_\lambda = \int_\lambda^{\lambda+d\lambda} I_\lambda T_\lambda d\lambda / \int_\lambda^{\lambda+d\lambda} T_\lambda d\lambda$ . Un spectre typique de cette luminance pour un terrain clair de l'orbite 353-3 est donné en bleu sur la figure A.4.

Cette luminance a deux composantes : une composante de réflexion et diffusion de la lumière solaire, et une composante thermique. La surface absorbe une partie de la lumière solaire qu'elle reçoit pour la réémettre dans le thermique, seconde composante qui parvient à l'instrument après une faible absorption par l'atmosphère (voir partie 3.1). C'est pourquoi le spectre mesuré en bleu est inférieur ou égal en tout point au spectre solaire noir par conservation de l'énergie. Les deux spectres seraient égaux si Mars était une surface totalement réfléchissante dont la luminance ne dépendait pas de la direction d'observation (surface de Lambert). Cette fraction du rayonnement solaire absorbé, lorsqu'elle est observée à géométrie et incidence données, est appelée **réflectance bidirectionnelle**, notée ici  $r_f$  [Erard and Calvin, 1997]. Cette mesure permet la comparaison directe des observations avec des modèles de transfert radiatif ou des échantillons de laboratoire, et sera utilisée tout au long de cette étude. Sachant que la luminance (prise ici comme référence) d'une surface de Lambert sous incidence  $i$  s'écrit  $\mu_0 E_s / \pi R^2$  avec  $\mu_0 = \cos(i)$ ,  $E_s$  éclaircissement de Mars à 1 UA, et  $R$  distance Soleil-Mars, la luminance observée par OMEGA dans une géométrie  $(i, e, \varphi)$  donnée (fig. A.2.b) peut finalement s'écrire :

$$I_\lambda(i, e, \varphi) = r_f(i, e, \varphi) \frac{E_s}{\pi R^2} A(\mu_0, \mu) + B_\lambda(T) \epsilon_e A(\mu) \quad (1.1)$$

Avec  $A(\mu_0, \mu)$  transmittance totale de l'atmosphère ( $\mu = \cos(e)$ ),  $A(\mu)$  transmittance simple pour le thermique,  $B_\lambda(T)$  luminance de corps noir à la température  $T$ , et  $\epsilon_e$  émissivité directionnelle de la surface. La surface étant supposée Lambertienne, l'émissivité ne dépend pas de la direction d'observation et  $\epsilon_e = \epsilon_h$ , où  $\epsilon_h$  est l'émissivité hémisphérique, qui d'après la loi de Kirchhoff vaut  $\epsilon_h = 1 - r_s$ .  $r_s$  ne dépend pas de l'incidence (Lambert), et s'écrit donc  $r_s = r_f / \mu_0$ , qui n'est autre qu'un albédo normal (également utilisé dans cette étude pour s'affranchir des effets de géométrie). Après réécriture, l'équation 1.1 donne :

$$r_f(i, e, \varphi) = \frac{I_\lambda(i, e, \varphi) - B_\lambda(T) A(\mu)}{\frac{E_s}{\pi R^2} A(\mu_0, \mu) - \frac{B_\lambda(T) A(\mu)}{\mu_0}} \quad (1.2)$$

Par commodité, l'albédo normal  $r_s(e, \varphi) = r_f(i, e, \varphi) / \cos(i)$  complet sera par la suite nommé  $w_{dat}$ , et  $l_{dat}$  lorsque la composante thermique est négligée lors du calcul 1.2. Il est fondamental de rappeler que  $r_f$  **n'est pas** la réflectance de la surface, mais la réflectance de la surface **après diffusion multiple par les aérosols**, la formule ci-dessus corrigeant uniquement de la transmittance atmosphérique due aux gaz (principalement  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$  et  $\text{H}_2\text{O}$ ). La poussière martienne et les nuages de glace d'eau ont des signatures spectrales caractéristiques dont les origines théoriques seront explicitées dans le chapitre 2.

## 1.2.2 Filtrage de l'atmosphère

S'affranchir de la transmittance atmosphérique  $A(\mu_0, \mu)$  est indispensable pour comparer la luminance de différentes régions dont l'altitude, et donc la masse d'air traversée, diffère. Le calcul de la transmittance atmosphérique  $A(\mu_0, \mu)$  peut se faire de deux méthodes : semi-empirique ou purement théorique. Dans le cadre de cette étude, seule la méthode semi-empirique sera appliquée, mais l'emploi de la méthode par transfert radiatif (voir [Melchiorri et al., 2007]) pourra éventuellement être utilisée pour affiner le modèle à l'avenir. Cette méthode semi-empirique [Erard, 1991] part de deux spectres mesurés au sommet (30N, 227E) et à la base (17N, 227E) d'Olympus Mons dont le rapport base / sommet noté  $R_{atm}$  donne une première estimation de la transmittance. En effet, la minéralogie étant supposée la même pour les deux points, la différence entre les deux spectres est uniquement fonction de l'épaisseur d'atmosphère traversée, et donc de l'absorption gazeuse atmosphérique. Le spectre ainsi obtenu est représenté sur la figure A.4.b. Le même spectre, mais modélisé, est également représenté en bleu, et sera utilisé pour le traitement de la voie L. Cette transmittance doit ensuite être ajustée selon le pixel observé en fonction de son altitude, et cet ajustement se fait par une puissance  $x$  dépendant de la profondeur de bande (voir partie 1.3.1) à  $2 \mu m$

du  $\text{CO}_2$  et d'un facteur correctif empirique. Ainsi  $A(\mu_0, \mu) = (R_{atm})^x$ . Cette méthode s'avère satisfaisante sauf lorsque la géométrie est vraiment contraignante (hautes latitudes Nord et Sud, [Gendrin, 2004]), et ne corrige pas des variations saisonnières de la vapeur d'eau [Melchiorri et al., 2007]. L'albédo normal  $r_s = r_f / \mu_0$  ainsi obtenu est représenté en noir sur la figure A.5.a. Le spectre est typique d'un sol clair martien, et ne présente pas d'absorptions gazeuses atmosphériques, qui ont été filtrées. Les bandes atmosphériques saturées font diverger la solution à 2.7 et 4.4  $\mu m$ , la transmittance tendant alors vers 0 (voir équation 1.2). A noter un écart significatif entre transmittance modélisée et mesurée dans la région indiquée par une double-flèche vers 3  $\mu m$ , qui peut provenir aussi bien d'une baisse de la transmittance observée due à la contribution des poussières martiennes que d'une différence d'hydratation entre la base et le sommet d'Olympus Mons [Jouglet et al., 2007].

### 1.2.3 Retrait de la composante thermique

Pour soustraire la composante thermique, une évaluation de la température de surface  $T$  est nécessaire. La méthode développée par Denis Jouglet [Jouglet et al., 2007] consiste à estimer cette température en déterminant la part relative de rayonnement thermique et réfléchi à 5  $\mu m$ , région où la composante thermique est grande et l'absorption atmosphérique faible. Pour cela, deux spectres de référence corrigés du thermique publiés par [Erard and Calvin, 1997] sont utilisés. En ajustant le spectre OMEGA observé par une combinaison linéaire de ces deux spectres entre 2.3 et 2.5  $\mu m$  (région où la composante thermique est négligeable), il est possible de déduire la luminance résultant à 5  $\mu m$  de composante thermique nulle. La contribution thermique à 5  $\mu m$  est donc obtenue en comparant cette valeur à celle effectivement observée. C'est comparaison n'a de sens que si  $A(\mu_0, \mu) = A(\mu)$ , une approximation valable car les absorptions atmosphériques sont faibles. La contribution thermique à 5  $\mu m$  est comparée à une émission de corps noir par la méthode des moindres carrés, ce qui permet l'estimation de  $T$ , et le calcul de  $B_\lambda(T)$  pour finalement obtenir par l'équation 1.2 un spectre sans contribution thermique représenté en bleu sur la figure A.5.a. Le thermique étant négligeable dans la voie C [1.0 – 2.77 $\mu m$ ], les deux spectres sont superposés dans cette intervalle. Par contre, dans la voie L, et plus particulièrement dans la région entre 3 et 4.1  $\mu m$ , une très nette divergence apparaît, la composante thermique à 4  $\mu m$  représentant environ 30% du signal reçu.

## 1.3 L'univers spectral

Le spectre obtenu dans la partie précédente servira lors du chapitre 2 de spectre de référence au-dessus duquel nous étudierons la formation de nuages théoriques. Cette partie explique brièvement le principe de l'analyse en réflectance et comment minéralogie de surface et poussières atmosphériques façonnent les spectres mesurés. Une fois cette assise posée, le chapitre 2 pourra se focaliser sur l'unique spectroscopie des nuages.

### 1.3.1 Analyse d'un spectre en réflectance

L'analyse en réflectance solaire consiste à étudier la lumière réfléchie ou diffusée par les matériaux planétaires en révélant leurs propriétés optiques, et donc la nature de leurs liaisons chimiques. Ces liaisons chimiques sont fonction de la cristallographie du matériau, d'où la distinction possible de multiples minéraux, d'autant plus nombreux que la résolution spectrale et le signal sur bruit sont élevés. Les méca-

nismes d'absorptions incluent transferts de charges<sup>7</sup>, effets de champ cristallin<sup>8</sup> et vibrations moléculaires<sup>9</sup> [Erard, 1991, Rencz, 1999]. La couleur légèrement rouge de Mars vient par exemple d'un transfert de charge de l'hématite  $Fe_2O_3$  qui est un oxyde de fer, dont la bande saturée dans l'UV atteint le bleu.

Aux phénomènes d'absorptions s'ajoute la diffusion, qui modifie le trajet optique des photons et donc le spectre final. Si un nombre donné de photons solaires parcourent en moyenne plus de trajet par diffusion, davantage seront absorbés et donc les absorptions en réflectance seront accrues. Cette diffusion dépend au premier ordre 1) de la nature du matériau observé : grains intimement mélangés (mélange non-linéaire), ensembles de grains séparés spatialement dans l'IFOV (mélange linéaire, par exemple différents bancs de dunes), noyau entouré d'une couche transmittive (nuages), ou mélanges moléculaires (minéraux hydratés), 2) de la taille des grains<sup>10</sup> et au second ordre de la géométrie d'observation, qui modifie surtout la quantité de lumière reçue et non l'information spectrale. Changer (i.e,  $\varphi$ ) revient à changer la proportion réflexion de première surface / diffusion multiple, ce qui influe de manière croissante sur le spectre d'une roche, d'une poudre et de particules en suspension dans l'atmosphère. Ainsi, une hématite tenue dans la main reste rouge quelle que soit la géométrie sous laquelle on l'observe, car notre système visuel normalise les variations d'intensité et voit la même couleur, ce qui ne sera pas le cas d'un réseau de diffraction, ou ici d'un voile de cirrus.

Ce que notre oeil fait en normalisant les couleurs revient à retirer le continuum, ce qui se fait couramment en spectroscopie en divisant le spectre observé par un spectre de référence pour faire apparaître les bandes d'absorptions non décalées par la pente du continuum.

Les absorptions se mesurent en profondeur d'absorption, qui peut être calculée de deux façons. Soit en faisant le rapport entre luminance au creux de la bande  $I(\lambda_{abs})$  et une estimation linéaire du continuum à la même longueur d'onde  $(I(\lambda_{abs} - a) + I(\lambda_{abs} + a'))/2$ , soit dans notre cas en évaluant le continuum par une moyenne géométriques des luminances avoisinantes :

$$D_{abs} = \frac{I(\lambda_{abs})}{\sqrt{I(\lambda_{abs} - a)I(\lambda_{abs} + a')}} \quad (1.3)$$

Pour les absorptions larges, un calcul de la pente  $P_{abs}$  sur une aile de l'absorption est également possible, en faisant simplement le rapport de deux luminances successives (voir critères de détection partie 2.1). Une absence d'absorption se traduit dans tous les cas par un  $D_{abs}$  ou un  $P_{abs}$  de 1, et tend vers 0 au fur et à mesure de l'absorption, ce qui sera donné aussi parfois en pourcentage d'absorption, allant donc dans le même ordre de 0 à 100%.

### 1.3.2 Les principales unités minéralogiques vues par OMEGA

Le spectre de référence obtenu (voir figure A.5.b) possède une signature de l'oxyde de Fer vers  $0.85 \mu m$  (transitions de  $Fe^{3+}$ ), non visible sur la figure, et une signature très large à  $3 \mu m$ , qui est omniprésente sur Mars et résulte des vibrations de pliage et étirement de la liaison OH entre  $2.7$  et  $3.5 \mu m$ . Cette absorption est commune à tous les phénomènes impliquant l'eau, y compris les nuages, le givre ou les calottes polaires. Le plus souvent, et c'est le cas ici, cette signature est due à la présence d'eau adsorbée à la surface de minéraux anhydres [Jouglet et al., 2007].

Ce spectre est typique d'une "région claire", la surface de Mars étant à échelle globale divisée en trois types de terrains : clair, sombre, et polaire. Les terrains sombres sont des terrains basaltiques peu altérés d'une très grande diversité, couvrant par endroit toute la chaîne de cristallisation fractionnée

<sup>7</sup>Echange d'électrons entre les ions du cristal, par exemple ( $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ ) vers ( $Fe^{3+}Fe^{2+}$ ).

<sup>8</sup>Sous-couche d des éléments de transition (Ti, Mn, Fe, ...) incomplète et peuplement (lors de l'absorption d'un photon) des niveaux d'énergie, qui sont modifiés par le champ cristallin, d'où identification du minéral.

<sup>9</sup>Fondamentaux de vibration souvent de basse énergie pour les minéraux ( $10-20 \mu m$  pour Si-O et O-Si-O), et harmoniques faibles pour  $\lambda < 3 \mu m$ . La glace d'eau cependant possède des harmoniques largement détectables (chapitre 2).

<sup>10</sup>Gros grains = + d'absorptions et petits grains = + de diffusion

[Christensen et al., 2005], et étant plus généralement de composition basique et ultrabasique. OMEGA a ainsi cartographié différentes roches basiques par les signatures spectrales des pyroxènes à 1 et 2  $\mu m$  (ion  $Fe^{2+}$ ), et distingué HCP (High-Ca, clinopyroxènes) et LCP (Low-Ca, orthopyroxènes). Des roches ultrabasiques sont également trouvées dans certaines régions en affleurement (cratères, Syrtis Major), détectées par la présence d'olivine possédant une bande dissymétrique vers 1  $\mu m$  (trois transitions de  $Fe^{2+}$ ) [Bibring and Erard, 2001, Bibring et al., 2005, Mustard et al., 2005]. Les régions claires recouvrent ces terrains plus sombres et sont des poussières provenant de l'altération de ces basaltes. Cette altération très superficielle (les rovers retrouvant les minéraux basaltiques non altérés dans le sillage de leurs roues) résulte d'une lente oxydation au cours des derniers milliards d'années par les constituants atmosphériques (et non par l'eau), et a effacé toute signature spectrale des basaltes. Une fine pellicule d'eau adsorbée suffit à créer une bande à 3  $\mu m$ , et la détection de minéraux réellement hydratés est possible par une plus faible vibration OH à 1.9  $\mu m$ . OMEGA a ainsi détecté des phyllosilicates [Poulet et al., 2005] riches en Fe et Mg (smectites) et des sulfates (kieserite et gypse, [Gendrin et al., 2005, Langevin et al., 2005a, Arvidson et al., 2005]), suggérant un contact prolongé dans le premier cas, et plus court (évaporation) dans le second de silicates avec de l'eau liquide. Ces découvertes ont permis d'établir une histoire revue de Mars, ponctuée par ces minéraux, qui ont donné leur nom à trois ères : le phyllosien, le theiikien et le siderikien depuis 3.5 milliards d'années, dernière phase de longue altération de la surface en oxydes ferriques anhydres [Bibring et al., 2006]. Enfin, les pôles sont couverts de glace d'eau et de  $CO_2$ . Au pôle Sud se trouve une imposante calotte d'eau et de poussière recouverte d'une dizaine de mètres de glace de  $CO_2$  (le "piège froid") [Bibring et al., 2004, Langevin et al., 2007], tandis que la calotte Nord est uniquement faite de glace d'eau (grains d'environ 1 mm), et s'entoure en hiver d'une calotte saisonnière (grains d'environ 100  $\mu m$ ) [Langevin et al., 2005b]. Enfin, les deux pôles sont recouverts en hiver d'un fin givre d'eau et de  $CO_2$ .

### 1.3.3 La couverture par les poussières

La région ici observée est sans doute couverte d'un voile de poussière assez fin, la pente du spectre dans la voie C étant quasiment nulle. En effet, la présence de poussière dans l'atmosphère ou sur le sol (dont la taille des grains est inférieure à la longueur d'onde) a qualitativement tendance à créer une pente négative dans cette région, observée depuis longtemps aussi bien pour les régions claires que pour les régions sombres de Mars, et résultant de la rétrodiffusion préférentielle des courtes longueurs d'onde [Fischer and Pieters, 1993]. Quantitativement, les variations spectrales sont complexes et dépendent de la nature des poussières, de la surface observée et de la géométrie d'observation. La nucléation des nuages dépend de la présence de noyaux de condensation, et donc de poussière dans l'atmosphère, qui sera plus largement décrite dans la suite de cette étude.

L'imagerie hyperspectrale est aujourd'hui un outil indispensable de l'analyse météorologique terrestre. Même si de nombreuses études météorologiques par imagerie visible et infrarouge thermique ont été récemment possible sur Mars grâce à des instruments comme la caméra visible MOC ou le spectromètre TES (voir tableau A.1), la haute résolution spectrale et spatiale d'OMEGA ainsi que sa large couverture visible et proche infrarouge permettent des analyses météorologiques régionales d'une finesse qui n'avait d'égale auparavant que sur Terre. Les méthodes d'imagerie qui ont été développées sur Terre incluent l'analyse visible de la couverture nuageuse mais aussi la détection et classification automatique des nuages, des méthodes statistiques d'identification, et l'inversion du signal par des modèles de transfert radiatif vers la cartographie des paramètres microphysiques [Carleton, 1991]. Ce chapitre explore ces différentes méthodes avec OMEGA et propose une première approche de l'étude des nuages martiens par imagerie multispectrale.

## 2.1 Définition de critères spectraux

### 2.1.1 Mesures en laboratoire des propriétés optiques de la glace d'eau

La détection des nuages martiens par OMEGA est possible grâce aux bandes d'absorption de la glace d'eau. Les propriétés optiques d'un matériau sont données par l'indice de réfraction  $m = n - jK$ , l'indice imaginaire  $K$  étant parfois appelé coefficient d'extinction.  $K$  permet le calcul du coefficient d'absorption  $k = \frac{4\pi}{\lambda}K$ , et intervient dans la loi d'absorption de Beer  $I(\lambda) = I_0(\lambda)e^{-kx}$ . Les indices de réfraction de la glace d'eau ont été mesurés dans le proche infrarouge par [Grundy and Schmitt, 1998] et sont représentés sur la figure B.1. Ils sont également comparés aux données plus anciennes de [Warren, 1984]. Les mesures ont été faites sur de fines lames de glace d'eau hexagonale par un spectromètre à transformée de Fourier, en faisant varier la température de la glace par pas de 10K. Les indices de la glace à 145, 160 et 180K sont donnés pour l'ensemble de l'intervalle spectral <sup>1</sup>. Les bandes d'absorptions et leur longueur d'onde sont indiquées sur la figure B.1.b. La très forte bande de vibration apparaît à  $3.1 \mu m$ , avec ses harmoniques dont l'intensité décroît pour des longueurs d'onde plus courtes. Ces absorptions sont idéales pour la détection des nuages martiens, comme pour celle du givre et de la glace en surface [Langevin et al., 2005b]. La position et la profondeur des absorptions est fonction de la température, la dépendance la plus forte étant observée à  $1.65 \mu m$  (flèches bleues), où l'absorption diminue avec la température. Cette dépendance est un très bon thermomètre pour la glace [Grundy and Schmitt, 1998], et pourrait être résolue et mesurée par OMEGA. Les absorptions mesurées à 266K par [Warren, 1984] (pointillés bleus) diffèrent très largement de celle de [Grundy and Schmitt, 1998], par exemple dans la région à  $3.5 \mu m$  où l'indice imaginaire double quasiment (0.008 à 0.014) entre 145 et 266K.

L'indice de réfraction imaginaire de la poussière est également représenté en rouge sur la figure B.1 (thèse de François Forget), et il faut souligner non seulement la pente entre 1 et  $2.3 \mu m$ , déjà mentionnée dans la partie 1.3.3, mais surtout la très forte absorption des poussières à  $2.9 \mu m$ , qui bien qu'inférieure

<sup>1</sup>Merci beaucoup à Bernard Schmitt pour l'envoi de ces données.

à celle de la glace d'eau d'environ une décade à  $3 \mu m$ , a une contribution qui est loin d'être négligeable. Hydratation de la surface, poussières et nuages de glace d'eau, ces multiples contributions dans la région à  $3 \mu m$  sont à garder à l'esprit lors des interprétations.

## 2.1.2 Détection des nuages

Pour mettre en place la détection des nuages, et surtout pour les distinguer du givre en surface dans les régions polaires, commençons par une analyse météorologique visible présentée figure C.1. L'observation est faite en début d'après-midi peu après le solstice d'été Nord (Ls 118.5), à mi-chemin entre Alba Fossae et le pôle Nord (ORB1085-4, (67.7N,94.1W), voir carte D.3). La première figure **a.** représente une composition colorée utilisant 12 longueurs d'onde du spectromètre visible (4 pour chaque couleur primaire) afin de produire une image en couleurs "vraies"<sup>2</sup>. Une épaisse brume se dissipe au Sud de l'image (pointés 1. et 2.), tandis que plus au Nord, des rues de nuages (cloud streets [Kahn, 1984], pointé 4.) apparaissent, rappelant les cumulus terrestres bourgeonnant les après-midi d'été près du littoral. Une tâche blanche apparaît enfin à l'Est du cratère, impossible à identifier avec la seule information visible. Les quatre spectres du cube 1dat (non corrigé du thermique, voir partie 1.2.1) sont représentés sur la figure C.2. En bas à droite (pointé 1.), un spectre typique de terrain clair, comme celui évoqué lors du chapitre 1 est reconnaissable, avec une pente positive très droite dès  $3 \mu m$ . Le spectre de la brume 2. fait apparaître alors des bandes à  $1.5 \mu m$  et  $2 \mu m$  due aux fortes bandes d'absorption de la glace d'eau à ces longueurs d'onde (voir figure B.1), l'absorption à  $2 \mu m$  étant perturbée par la présence de la bande de  $CO_2$  atmosphérique. La région dès  $3 \mu m$  est également modifiée par la bande d'absorption principale à  $3.1 \mu m$ , cette modification étant particulièrement évidente entre  $3.4$  et  $3.525 \mu m$  (barres verticales pointillées). Ainsi, la détection des nuages peut se faire à l'aide de la profondeur de bande à  $1.5 \mu m$  qui est peu perturbée par les bandes atmosphériques :

$$D_{1.5\mu m} = \sqrt{\frac{I_\lambda(1.5\mu m)I_\lambda(1.515\mu m)}{I_\lambda(1.3\mu m)I_\lambda(1.715\mu m)}} \quad (2.1)$$

Et par la pente à  $3.4 \mu m$  notée  $P_{3.4\mu m} = I_\lambda(3.4\mu m)/I_\lambda(3.525\mu m)$ , définie par Yves Langevin pour l'étude des nuages au-dessus de la calotte Sud [Langevin et al., 2007]. Ces deux critères, calculés aux différents points de l'image C.1.a, sont donnés dans le tableau ci-

Critère	1.	2.	3.	4.
$D_{1.5\mu m}$	0.99	0.93	0.9	0.98
$P_{3.4\mu m}$	0.82	0.67	0.78	0.75

contre. Dans la région 1., l'absorption à  $1.5 \mu m$  est de moins de 1%, ce qui est de l'ordre de grandeur du bruit (S/N de minimum 100), et le rapport  $P_{3.4\mu m}$  vaut 0.82, ce qui est une pente typique d'un sol clair sans couverture nuageuse. Lorsque l'on observe le rideau de brume 2., l'absorption à  $1.5 \mu m$  passe à 7% et  $P_{3.4\mu m}$  chute à 0.67, confirmant la présence d'épais nuages de glace d'eau. Pour les rues de nuages 4., les mêmes valeurs sont respectivement de 2% et 0.75, et la signature spectrale de ces fins nuages atteint presque la limite de détection. La tâche blanche 3. atteint une absorption de 10%, mais la pente à  $3.4 \mu m$  demeure très faible, avec  $P_{3.4\mu m} = 0.78$ . Ceci est typique d'un givre de glace d'eau en surface, dont la profondeur de bande est très grande par compaction et large taille des grains, mais dont la pente à  $3.4 \mu m$  est quasi-absente. Toutes ces caractéristiques sont clairement visibles sur les spectres de la figure C.2.

## 2.1.3 Analyse par corrélation

La formation d'une couverture nuageuse entraîne donc la formation simultanée de deux signatures à  $1.5$  et  $3.4 \mu m$ , dont la corrélation permet la classification des nuages dans un diagramme de dispersion<sup>3</sup>. Un tel diagramme est présenté figure C.3, sur lequel les valeurs des deux critères à  $1.5$  et  $3.4 \mu m$  sont reportées pour chaque pixel des régions 2, 3 et 4. Les pixels représentés en vert font tous partie de la région de brume

<sup>2</sup>Méthode utilisée par les caméras de Spirit et Opportunity et adaptée pour OMEGA par Aymeric Spiga

<sup>3</sup>Présentation d'Yves Langevin, OMEGA Meeting 2007

au Sud de l'image C.1. La corrélation entre les deux critères est évidente, permettant l'identification d'une brume épaisse dont l'absorption à  $1.5 \mu m$  atteint 91%, et la pente à  $3.4 \mu m$  une valeur de 0.62. La région de fins nuages organisés au Nord de l'image est représentée en bleu, et encore une fois cette corrélation apparaît, mais avec une pente plus marquée indiquant une plus rapide augmentation du rapport à  $3.4 \mu m$  avec la profondeur de bande à  $1.5 \mu m$ . Enfin, les pixels couvrant le givre 3. sont représentés en jaune sur le diagramme, et la décorrélation entre les deux critères est également évidente ; seule la bande d'absorption à  $1.5 \mu m$  est présente, et atteint 20%, sans que la pente à  $3.4 \mu m$  ne soit fortement modifiée. Ces deux critères permettent donc ensemble de détecter les nuages de glace d'eau, de les distinguer du givre et de la glace en surface, et de les cartographier par une routine automatique.

### 2.1.4 Cartographie grande échelle des nuages

Les nuages seront par la suite cartographiés grâce à une composition colorée en couleur soustractive RGB. Le bleu est maintenu maximal, la profondeur de bande  $D_{1.5\mu m}$  est placée dans le canal vert (minimum de 0.8, seuil de détection de 0.99) et le rapport  $P_{3.4\mu m}$  dans le canal rouge (minimum de 0.4, seuil de détection de 0.8). Ainsi, en se basant sur les observations précédentes, une brume épaisse (voir diagramme C.3) présentant une forte corrélation entre les deux critères provoque leur diminution commune, et la perte des composantes rouge et verte vers le bleu foncé. Un voile plus fin, comme la rue de nuages, présente une faible absorption à  $1.5 \mu m$  mais une pente déjà marquée à  $3.4 \mu m$ , et provoque donc une diminution du canal rouge au profit du vert, vers le cyan. Enfin, un givre en surface ne présentant que l'absorption à  $1.5 \mu m$  se traduit par une chute du canal vert au profit du rouge, et une couleur proche du magenta. Le résultat de cette composition colorée est donné par la figure C.1.b., où l'on voit clairement apparaître les épaisses brumes en bleu foncé au Sud, les fins nuages en cyan au Nord, et le dépôt de givre en magenta à l'Est du cratère. La cartographie ainsi définie permet de détecter les formations nuageuses, de les distinguer du givre en surface et donne également une première indication sur leur nature. La partie suivante propose le développement d'un modèle de transfert radiatif incluant l'opacité et la taille des cristaux de glace, afin de comprendre ces nuances spectrales, et surtout de quantifier la microphysique des structures observées.

## 2.2 Propriétés microphysiques des nuages par inversion spectrale

### 2.2.1 Représentation théorique d'un nuage martien : Diffusion de Mie

Les propriétés optiques d'un élément de volume à une longueur d'onde donnée, dans l'hypothèse d'une diffusion monochromatique isotrope [Yanovitskij, 1997], sont entièrement décrites par trois paramètres :

1. Le **coefficient d'extinction**  $Q_{ext}(\underline{r}) = Q_{abs}(\underline{r}) + Q_{scat}(\underline{r})$  en  $cm^{-1}$ , avec  $Q_{abs}$  coefficient d'absorption et  $Q_{scat}$  coefficient de diffusion ;
2. L'**albédo de diffusion simple**  $\omega_0(\underline{r}) = \frac{Q_{scat}(\underline{r})}{Q_{ext}(\underline{r})}$ , qui est la probabilité qu'un photon interagisse avec l'élément de volume et soit diffusé ;
3. La **fonction de phase**  $\chi(\gamma, \underline{r})$  (aussi notée  $P(\gamma, \underline{r})$ ), où  $\chi(\gamma, \underline{r}) \frac{d\omega}{4\pi}$  est la probabilité que le faisceau incident soit diffusé dans un angle  $d\omega$  selon une direction  $\gamma$ .

La fonction de phase est souvent décrite (et c'est le cas ici) par la fonction d'Henye-Greenstein, s'écrivant :

$$\chi(\gamma) = \frac{1 - g^2}{(1 + g^2 - 2g \cos \gamma)^{\frac{3}{2}}} \quad (2.2)$$

Le paramètre  $g$  est le facteur d'asymétrie. Lorsque  $g$  tend vers 1, la fonction de phase s'étend dans la direction incidente  $\gamma = 0$ , et au contraire il y a diffusion totale vers l'arrière lorsque  $g$  tend vers -1.

Lorsqu'une atmosphère contient des aérosols, le calcul de ces trois paramètres de diffusion implique la connaissance de l'élément de volume diffusant, c'est-à-dire dans notre cas de la taille et de la forme des cristaux de glace qu'il contient. La forme des cristaux de glace étant inconnue dans le cas des nuages martiens, les paramètres de diffusion sont calculés pour des particules sphériques par la théorie de Lorenz-Mie, dont une description peut être trouvée par exemple dans le livre de [Mishchenko et al., 2002]. La taille des cristaux est quant à elle définie par une distribution en taille monodispersée, qui s'avère être assez proche des observations martiennes, et qui suivra ici une loi log-normale dont la densité s'écrit en fonction d'un rayon  $r$  donné :

$$n(r) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_0 r} \exp\left(-\frac{(\ln \frac{r}{r_0})^2}{2\sigma_0^2}\right) \quad (2.3)$$

Où les paramètres  $r_0$  et  $\sigma_0$  s'expriment en fonction du rayon effectif  $r_{eff}$  et de la variance effective  $\nu_{eff}$  par les relations  $r_0 = r_{eff}/(1 + \nu_{eff})^{5/2}$  et  $\sigma_0^2 = \ln(1 + \nu_{eff})$ . La variance effective est ici fixée à 0.2. Les différents paramètres de diffusion pour différentes tailles des cristaux sont représentés sur la figure B.2. Le graphique B.2.a. donne  $Q_{ext}$  en fonction de la longueur d'onde pour différentes tailles de particules (0.1, 0.2, 0.5, 1. et 2.4  $\mu m$ ) et le graphique B.2.b. le même coefficient  $Q_{ext}$  mais cette fois en fonction du paramètre de taille  $x = \frac{2\pi r}{\lambda}$ . Le régime de Rayleigh est observé lorsque les particules sont petites et que le paramètre de taille tend vers 0, avec  $Q_{abs}$  tendant vers 0 et  $Q_{ext} \simeq Q_{scat} \propto x^4$ , alors que pour de larges tailles de particules et un  $x \gg 1$ ,  $Q_{ext}$  tend vers la valeur de l'optique géométrique  $Q_{ext} = 2$ . Le graphique B.2.c. donne les variations de l'abédo de diffusion simple  $\omega_0$  en fonction des mêmes tailles de particules. La probabilité qu'un photon soit diffusé est maximale en dehors des bandes d'absorption, lesquelles se traduisent donc sur cette figure par des chutes de la probabilité de diffusion  $\omega_0$ . Lorsque la taille des particules augmente, le photon a une chance croissante d'être diffusé sans être absorbé, et  $\omega_0$  tend vers 1. Enfin, le paramètre d'asymétrie  $g$  sur la figure B.2.d. tend vers 0 (diffusion isotrope) pour des petites tailles de particules, et vers 1 (diffusion vers l'avant) lorsque la taille des particules augmente. La résolution spectrale de laboratoire utilisée par [Grundy and Schmitt, 1998] étant bien supérieure à celle d'OMEGA, les paramètres de diffusion obtenus par la théorie de Lorenz-Mie à partir des indices de réfraction de la glace sont adaptés aux longueurs d'onde OMEGA par convolution en utilisant les lois de pondération suivantes [Forget, 1996] :

$$\tilde{Q}_{ext} = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} Q_{ext}(\lambda) d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} d\lambda} \quad \tilde{\omega}_0 = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} Q_{ext}(\lambda) \omega_0(\lambda) d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} Q_{ext}(\lambda) d\lambda} \quad \tilde{g} = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} Q_{ext}(\lambda) \omega_0(\lambda) g(\lambda) d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} Q_{ext}(\lambda) \omega_0(\lambda) d\lambda} \quad (2.4)$$

Ces paramètres de diffusion  $Q_{ext}$ ,  $\omega$  et  $g$  sont calculés pour 30 rayons effectifs distribués de façon logarithmique entre 0.1 et 10  $\mu m$ . Ils doivent à présent être inclus dans l'équation du transfert radiatif pour simuler la diffusion par les cristaux de glace atmosphériques.

## 2.2.2 Transfert radiatif dans l'atmosphère martienne

L'équation du transfert radiatif dans un milieu non-homogène quelconque s'écrit de façon vectorielle :

$$\underline{\omega} \cdot \nabla I(\underline{r}, \underline{\omega}) + Q_{ext}(\underline{r}) I(\underline{r}, \underline{\omega}) = \omega_0(\underline{r}) Q_{ext}(\underline{r}) \int_{4\pi} I(\underline{r}, \underline{\omega}') \chi(\underline{\omega}, \underline{\omega}', \underline{r}) \frac{d\omega'}{4\pi} + \epsilon_0(\underline{r}, \underline{\omega}) \quad (2.5)$$

Où  $\epsilon_0(\underline{r}, \underline{\omega})$  représente les émissions propres (sources d'énergie interne) de l'élément de volume considéré [Yanovitskij, 1997]. De nombreuses méthodes sont possibles afin d'intégrer cette équation dans l'espace considéré, dont la Méthode en Ordonnée Discrète et Harmoniques Sphériques (SHDOM, [Evans, 1998]), qui est connue pour sa vitesse de calcul et l'excellente représentation des fonctions de phase.

L'approche est donc la suivante. Pour chaque longueur d'onde du spectre OMEGA, une condition limite en surface peut-être donnée par la réflectance  $r_s$  mesurée par OMEGA (et définie dans la partie 1.2.1) dont

la composante thermique est soustraite, comme expliqué dans la partie 1.2.3. Le spectre typique de terrain clair sans nuages étudié dans le chapitre 1 va constituer ici la condition limite en surface, celle au sommet étant évidemment constante et égale à 1. Au-dessus de cette surface est ajoutée une couche de nuages sous la forme d'une distribution de particules sphériques décrite précédemment, le modèle étant donc à une couche. L'opacité du nuage est alors définie à la longueur d'onde de référence de  $3.2 \mu m$ . La géométrie d'observation doit être prise en compte, et peut être calculée grâce au geocube OMEGA pour être fournie au modèle SHDOM. L'ensemble du programme est fait en IDL, ce qui sera d'ailleurs aussi le cas du modèle d'inversion de la partie 2.2.5 et de la cartographie globale chapitre 3.

Notons qu'il y a dans ce modèle qu'une seule population d'aérosols (les cristaux de glace d'eau), la poussière étant incluse dans le spectre de surface mesuré par OMEGA. L'interaction fondamentale des cristaux de glace avec les poussières n'est donc pas ici modélisée, ce qui représente un biais du modèle sans doute non négligeable, mais cela dit assez difficile à quantifier. Une méthode développée par Mathieu Vincendon [Vincendon et al., 2007] permet cependant par un modèle Monte-Carlo le calcul de l'opacité de poussière et le filtrage d'un spectre d'une région donnée, mais le système doit être contraint par des observations nadir à différentes incidences de la région. L'ajout d'une population de poussière est donc difficile à contraindre, et cette étude ne s'aventurera pas dans cette modélisation, qui cependant permettrait une compréhension plus complète des observations. Les résultats du modèle SHDOM ici utilisé ont été validés par le modèle de Monte-Carlo mentionné ci-dessus, utilisé avec les paramètres de diffusion simple des cristaux de glace.

### 2.2.3 Sensibilité du spectre aux propriétés microphysiques des nuages

La première application de ce modèle est une étude de sensibilité d'un spectre OMEGA en fonction de la taille des particules du nuage et de son opacité. Partant du spectre typique de terrain clair, une couverture nuageuse d'opacité  $\tau_{3.2\mu m} = 1.5$  avec des rayons effectifs de 0.2, 1, 2.4, 4.5 et  $8.5 \mu m$  est ajoutée et les spectres résultants sont donnés par la figure B.3.a. (dégradé noir-bleu par taille des particules croissante). Comme observé lors de l'étude de l'orbite 1085-4, les deux critères, lors d'une augmentation de la taille des particules, diminuent de façon corrélée, et l'approfondissement de la bande à  $1.5 \mu m$  s'accompagne d'une augmentation de la pente à  $3.4 \mu m$ . La même approche, en maintenant une taille des particules de  $2 \mu m$  et une opacité  $\tau_{3.2\mu m}$  de 0.4, 0.8, 1.2, 1.6 et 2., aboutit au graphique B.3.b. L'opacité du nuage a un impact considérable sur la profondeur de bande à  $3 \mu m$ , mais comme il apparaît nettement, les deux critères à  $1.5 \mu m$  et  $3.4 \mu m$  dépendent avant tout de la taille des particules, l'impact de l'opacité étant ici beaucoup moins marquée. Les deux domaines spectraux C et L répondent de façon opposée à une hausse de l'opacité, qui élève le signal dans la voie C mais approfondit la bande à  $3 \mu m$  dans la voie L.

### 2.2.4 Traduction microphysique des critères de détection

La sensibilité étudiée ci-dessus peut être quantifiée par l'établissement d'un canevas en composition colorée. Pour cela, les critères de détection sont prévus par le modèle pour 30 opacités s'étendant linéairement de 0 à 2, et pour 30 tailles de particules s'étendant en log de  $0.1$  à  $10 \mu m$ , toujours sur le même sol clair. Les résultats sont présentés sous forme d'un diagramme où la valeur des deux critères théoriques sert au calcul d'une couleur RGB par la même technique que celle de l'image C.1.b. Ainsi, la couleur du canevas présenté figure B.4 permet une comparaison directe avec une carte en composition colorée et une estimation des paramètres microphysiques des nuages, en gardant toutefois à l'esprit l'hypothèse d'un spectre clair de référence pour la surface qui n'est pas représentatif de toute la planète et en supposant une dominance des absorptions de l'eau sur les variations minéralogiques de la surface.

Trois populations se distinguent nettement sur le diagramme B.4 : une population I. tirant sur le magenta pour des particules de taille inférieures à  $0.5 \mu m$  et des opacités  $\tau_{3.2\mu m} > 1$ , une population III. bleu foncé comprenant les nuages de particules de taille supérieure à  $4 \mu m$  et d'opacité supérieure à 1, et enfin en

bordure de cet ensemble, une dernière population II. bleu clair de nuages dont la taille des particules avoisine  $3 \mu m$  et dont l'opacité est comprise entre 0.5 et 2. Les nuages à faible opacité sont difficiles à contraindre, ayant pour une même opacité différentes tailles de particules possibles. Egalement, difficile de comprendre le comportement d'un nuage quand l'hypothèse d'une surface sèche est fautive. A ce titre, l'image C.1.b. constitue un beau contre-exemple d'utilisation de ce canevas. Difficile d'identifier la couleur magenta de l'épaisse brume (Sud de l'image) aux nuages fins du groupe I. ; La présence de givre en surface, ou en tout cas l'existence de particules de taille supérieure à  $10 \mu m$ , est une explication plus plausible. De même, la rue de nuages au Nord est difficile à caractériser, par sa couleur très claire atteignant la limite de détection. C'est pourquoi une méthode plus précise d'inversion spectrale est présentée dans la partie suivante. Cependant, le canevas, lorsque les hypothèses sont vérifiées (régions équatoriales), est un complément de lecture puissant, qui se résume donc aux couleurs suivantes :

- **Violet-Magenta** : Population I., particules fines  $< 0.5 \mu m$  et opacité  $> 1$  ;
- **Cyan** : Population II., particules intermédiaires  $\simeq 3 \mu m$  et opacité entre 0.5 et 2 ;
- **Bleu foncé** : Population III., larges particules  $> 4 \mu m$  et opacité  $> 1$  ;
- **Magenta-Fuchsia** : Particules  $> 10 \mu m$ , givre en surface et calottes polaires.

### 2.2.5 Méthode d'inversion et exemple d'application

Le modèle de transfert radiatif permet l'inversion du signal vers les paramètres microphysiques du nuage observé, à condition de connaître avec précision la surface et la quantité de poussières dans l'atmosphère. Différentes possibilités ont été étudiées pour procéder à l'inversion :

1. Prendre deux orbites qui se recoupent, l'une étant couverte de nuages et l'autre étant en ciel clair, afin de connaître avec précision le spectre de la surface. Cette méthode a deux inconvénients : elle concerne un nombre limité d'orbites, et surtout, les conditions d'opacité en poussières change d'une orbite à l'autre, rendant l'exploitation des données difficiles ;
2. Prendre deux spectres de référence de terrain clair et de terrain sombre, et supposer que le spectre de surface se trouvant sous les nuages de l'orbite observée peut être obtenu par combinaison linéaire des deux spectres de référence ;
3. Prendre un spectre nuageux puis un spectre de surface à côté de la région nuageuse, en veillant à ce que la géométrie d'observation, l'incidence locale, l'opacité de poussière, et la colonne d'atmosphère traversée soit proche de celle se trouvant dans la région nuageuse, et en vérifiant l'absence de nuages par analyse du spectre.

La méthode retenue est finalement la dernière, parfois appelée méthode "man-in-the-loop", le choix des spectres à la main permettant de s'assurer de la validité des hypothèses d'observation. Le modèle d'inversion procède donc finalement de la façon suivante :

1. Chargement de l'orbite étudiée, filtrage des composantes atmosphériques et thermiques, et choix d'un spectre de la couverture nuageuse, puis d'un spectre de surface servant de condition limite au modèle de transfert radiatif ;
2. Calcul de la géométrie d'observation et chargement des paramètres de diffusion simple issus du modèle de Lorenz-Mie d'après une base d'indices de réfraction donnée (fonction de la température) pour 30 tailles de particules ;
3. Sélection des spectres de référence pour le calcul de la minimisation et ajustement du spectre simulé et du spectre observé par la méthode de descente du simplexe avec fonction de coup en moindre carré  $X = \sqrt{\sum_{\lambda} [(r_s^{model}(\lambda) - r_s^{\Omega}(\lambda))^2]}$ , développée initialement pour la mesure de la pression de surface par Aymeric Spiga [Spiga et al., 2006].
4. Affichage des trois spectres, de surface, de nuages observés et de nuages simulés, et détermination des deux paramètres libres de l'inversion :  $r_{eff}$  et  $\tau_{3.2\mu m}$ .

Les outils définis dans ce chapitre, c'est-à-dire l'imagerie visible, la détection des nuages par critères spectraux, leur représentation microphysique par composition colorée, leur analyse statistique par diagramme de dispersion et enfin la détermination de leur paramètres microphysiques par inversion spectrale, permettent des analyses météorologiques régionales détaillées proposées dans le chapitre 3. Lors de ces analyses, le modèle d'inversion, qui est extrêmement simple, devra être utilisé et analysé de façon critique, la réalité étant bien plus complexe qu'une couche monodispersée de particules sphériques. Une bonne modélisation du spectre observé donnera des indices majeures sur la microphysique des nuages observés, et un mauvais ajustement permettra par ses divergences d'identifier d'autres contributions tout aussi essentielles.

### 3.1 Connaissance du cycle de l'eau martien

La dynamique de l'atmosphère martienne serait trop longue à exposer ici, et les paramètres météorologiques clés sont donc résumés dans le tableau B.1. Une excellente introduction à l'atmosphère martienne peut être trouvée dans le livre de [Read and Lewis, 2004]. Les mesures TES (voir tableau A.1) sont présentées sur la figure B.5, et permettent une première observation du cycle de l'eau martien. La figure B.5.d. montre l'évolution sur trois années martiennes de la colonne de vapeur d'eau dans l'atmosphère. Partant de l'été Nord, le cycle de l'eau commence par la sublimation de la calotte Nord et l'augmentation de la colonne de vapeur d'eau qui atteint alors  $40\mu m$  [Smith, 2002]. Le gradient latitudinal d'humidité provoque alors le mouvement de la vapeur d'eau vers les tropiques, où elle est finalement transportée par la cellule de Hadley. Le refroidissement adiabatique de cette vapeur d'eau dans la branche ascendante de la cellule de Hadley donne naissance à la ceinture équatoriale ("Equatorial Cloud Belt", [Clancy et al., 1996], voir la forte opacité de nuages autour de  $L_s = 120^\circ$  sur la figure B.5.c). Dès la fin de l'été Nord, la colonne de vapeur d'eau des moyennes latitudes décroît, et du givre commence à se former dans les moyennes et hautes latitudes Nord, ce givre étant probablement alimenté en vapeur d'eau par le mélange hivernale des ondes baroclines [Richardson et al., 2002, Montmessin et al., 2004]. Au retour du printemps, ce givre se sublime et se recondense, pris dans les fronts polaires, pour venir se redéposer sur la calotte Nord [Montmessin et al., 2004], et fermer ainsi le cycle de l'eau. De la même façon, un givre de glace d'eau se dépose durant l'hiver Sud, et une partie infime de la vapeur d'eau est piégée par la calotte Sud de  $CO_2$ . C'est pourquoi le cycle de l'eau martien est dit en pseudo-équilibre par ce léger transport net de vapeur d'eau vers le pôle Sud. Le cycle de l'eau montre une impressionnante répétitivité, bien illustrée par les figures B.5.c et B.5.d, ce qui n'est pas le cas du cycle des poussières, et de la thermique de l'atmosphère qui lui est associée (voir figures B.5.a et b).

La partie suivante se focalise sur l'évolution de la ceinture équatoriale vue par OMEGA.

### 3.2 Cartographie de la ceinture équatoriale sur le plateau de Tharsis

Pour établir la cartographie globale des nuages, la composition colorée introduite dans le chapitre 2 est appliquée à toutes les orbites d'une région et d'un intervalle de temps donné grâce à un programme de traitement en masse des cubes OMEGA développé par Brigitte Gondet. Les deux années d'observation OMEGA sont superposées sur une même carte afin d'accroître la couverture spatiale, et la colonne de cristaux de glace moyenne à 14h en  $\mu m$  prévue par le modèle de circulation générale du LMD est superposée aux données. Cette prévision du GCM n'est représentée qu'à titre indicatif, la comparaison directe des données moyennes mensuelles du GCM avec les cartes instantanées d'OMEGA n'ayant pas beaucoup de sens ici. Les cartes ainsi obtenues sont représentées sur les figures D.4 à D.7 pour chaque mois entre  $L_s = 30^\circ$  et  $L_s = 150^\circ$ .

Les nuages peuvent avoir trois grandes origines dynamiques [Tamppari et al., 2000] :

1. L'instabilité horizontale de l'atmosphère et la circulation de Hadley, dont les ascendances (subsidences) peuvent provoquer des refroidissements (réchauffements) adiabatiques, et donc la formation ou la dissipation des structures nuageuses,
2. Un refroidissement adiabatique sur les grands obstacles topographiques (volcans de Tharsis et Olympus Mons) ou plus finement lors de la propagation d'ondes d'inertie-gravité,
3. La formation de masses d'air froides durant l'hiver dans les hautes et moyennes latitudes.

La première carte D.4 pour  $L_s = 30 - 60^\circ$  correspond à la période de début de formation de la ceinture équatoriale, c'est-à-dire de brumes dans l'ascendance de la cellule de Hadley. Les observations de [Kahn, 1984] relèvent surtout la présence de fines brumes durant cette période, tandis que l'analyse plus récente de [Wang and Ingersoll, 2002] permet d'identifier pour  $L_s = 44 - 111^\circ$  des nuages fibreux rappelant les cirrus terrestres. L'imagerie hyperspectrale permet alors de détailler davantage la structure de ces nuages. Tout d'abord, la carte globale D.4 fait apparaître des teintes cyan - bleu, qui par recoupement avec les populations décrites dans la partie 2.2.4, correspondent à des tailles de particules comprises entre 3 et 4  $\mu m$ . Cette estimation est en accord avec les résultats de [Clancy et al., 2003], qui par analyse d'EPF (Emission Phase Function) avec TES trouve deux grands types de nuages : des nuages de haute altitude ( $> 20$  km) apparaissant à l'aphélie dans l'hémisphère Sud dits de type 1, avec  $r_{eff} = 1 - 2\mu m$ , et des nuages se formant principalement dans la ceinture équatoriale dits de type 2, avec  $r_{eff} = 3 - 4\mu m$ . De même, cette carte est en accord avec les résultats du LMD Mars GCM, qui prévoit des particules d'environ 3  $\mu m$  à cette époque (la figure 9. de [Montmessin et al., 2004] est reproduite ici figure B.6).

Cependant, la composante fuchsia n'est pas ici attribuable, comme le canevas le suggérait, à des fines particules. En effet, une étude détaillée de l'orbite 519-2 (voir carte D.4 et image C.5) révèle que cette nuance n'a parfois rien d'atmosphérique. Les pointés 1. et 2. de l'image C.5 correspondent à la même structure nuageuse, mais recouvrent deux types de terrains différents, respectivement sombres et clairs. La structure minéralogique, taille des grains et degré d'hydratation de ces deux terrains ne sont pas les mêmes, et ce changement modifie l'absorption à 3  $\mu m$  [Jougllet et al., 2007]. Ainsi, la pente à 3.4  $\mu m$  des nuages de terrains sombres est largement diminuée, comme il apparaît clairement sur le spectre, et la composante rouge domine alors la composition colorée, faisant apparaître une différence qui n'est en rien due aux nuages. Aucune conclusion ne peut donc être tirée du fuchsia sans analyse détaillée de la région. Le troisième spectre choisi représente la brume au fond de Noctis Labyrinthus (observation matinale), qui elle présente une belle corrélation entre les deux critères, et une couleur bleue typique. La composante fuchsia peut également résulter d'un changement d'opacité du nuage au-dessus d'une surface uniforme, comme le montre l'orbite 2972-4 (figure C.6). Ici, les pointés 1. et 2. correspondent à deux opacités différentes, le nuage 2. étant plus épais, ce qui est révélé par son spectre dont la réflectance dans la voie C augmente tandis que celle de la voie L diminue, un comportement déjà étudié dans les études de sensibilité de la partie 2.2.3. Ceci a pour conséquence d'élever sans la modifier la bande à 1.5  $\mu m$ , mais par contre d'augmenter la pente à 3.4  $\mu m$ , expliquant la couleur davantage bleu du nuage le plus opaque. Un diagramme de dispersion permet de confirmer cette observation, la corrélation de la région 2. (en vert) étant meilleure que celle de la région 1. (en jaune), et permettant donc une composante bleue plus pure.

Au-delà de cette étude qualitative, il est possible de déterminer par le modèle d'inversion les paramètres microphysiques des nuages de cette région, en choisissant avec précaution les conditions d'observations, qui sont ici assez idéales par la faible teneur en poussières de l'atmosphère lors de la formation de la ceinture équatoriale [Clancy et al., 1996]. Par exemple, l'orbite 548-3 (voir planche C.4) présente une transition progressive d'un terrain dégagé vers un terrain nuageux sur un sol homogène et plat, le tout dans de bonnes conditions d'observation. L'inversion, cependant, n'est possible que dans la voie C à cause du niveau d'étalonnage non nominal de la voie L. Les trois spectres, dégagé (pointillés), couvert (trait plein) et modélisé (croix) sont représentés, et la minimisation converge vers une taille des particules de 2.8  $\mu m$  et une opacité  $\tau_{1.5\mu m} \simeq 1.5$ , résultats qui restent en plein accord avec les calculs de [Clancy et al., 2003]

et [Montmessin et al., 2004]. La même inversion est faite sur l'orbite 563-3 (figure C.7), en prenant un spectre clair au sommet du volcan puis un nuageux dans la vallée (faible opacité de poussières). De façon surprenante, l'inversion aboutit à la même taille des particules que pour la région de Valles Marineris, avec seulement une hausse de l'opacité. Une conclusion robuste nécessiterait une analyse plus poussée, mais il semblerait donc que l'éveil de la ceinture équatoriale est une couche de brume assez épaisse, dont la microphysique est relativement uniforme.

La couverture équatoriale évolue ensuite vers une structure en nuages convectifs ronds ("small puffy plumes", [Wang and Ingersoll, 2002]), plus épais, visibles par exemple sur la carte D.6 en bleu foncé. La détermination précise de  $r_{eff}$  et  $\tau_{3.2\mu m}$  pour ce type de nuage est représentée sur la figure C.8. L'inversion est faite sur l'ensemble du spectre, le niveau d'étalonnage étant nominal dans la voie L. Ces nuages atteignent alors un rayon de  $6.2\mu m$  pour une opacité de 1.81, une valeur qui est tout à fait réaliste mais impossible à comparer à d'autres observations. Le comportement de la bande d'absorption réelle à  $3\mu m$  diffère du modèle, et cette divergence pourrait être corrigée par la prise en compte des poussières dans le calcul du transfert radiatif, sous forme de noyaux de condensation des particules de glace.

L'étude régionale menée ici montre le réalisme des grandeurs simulées par le modèle, mais aussi la robustesse de la méthode de détection établie. L'application de ces méthodes aux pôles permet de distinguer également les nuages de la glace en surface, et révèle une dynamique des fronts polaires dont l'étude est fondamentale à la compréhension du climat martien. Ce modèle très simple permet déjà la détermination à l'échelle du kilomètre d'informations microphysiques dont la complexité d'obtention était auparavant considérable. Un algorithme de cartographie de la taille des particules et de l'opacité des nuages avec OMEGA permettrait le calcul d'une base de données inouïe, et cette perspective, plus que réaliste, doit être poursuivie.

**Climatologie des nuages de glace d'eau vue par OMEGA à bord de Mars Express**

---

<b>Jean-Baptiste Madeleine</b>	Auteur
<b>Jean-Pierre Bibring</b>	Directeur artistique
<b>Brigitte Gondet</b>	Directrice de la photographie
<b>Mathieu Vincendon</b>	Eclairagiste
<b>Denis Jouglet</b>	Chorégraphe de combat
<b>François Poulet</b>	Coiffeur / perruquier
<b>Yves Langevin</b>	Critique
<b>François Forget</b>	Montage
<b>Franck Montmessin</b>	Mise en scène
<b>Bernard Schmitt</b>	Chef machiniste
<b>Aymeric Spiga</b>	Conseiller dramaturgique
<b>William Labanne</b>	Ingénieur du son
<b>Guillaume Boubin</b>	Gérant de salle
<b>Les thésards de l'IAS</b>	Comédiens
<b>Les proches</b>	Toute la chaleur du monde !

A.1	Schéma technique de Mars Express . . . . .	29
A.2	Orbite de la sonde et géométrie d'observation . . . . .	30
A.3	Optique de l'instrument (légendée dans la section 1.1.2) . . . . .	31
A.4	Phases de traitement du spectre observé 1. . . . .	32
A.5	Phases de traitement du spectre observé 2. . . . .	33
B.1	Indices de réfraction de la glace d'eau hexagonale d'après [Grundy and Schmitt, 1998] . . . . .	36
B.2	Paramètres de diffusion déduit des indices de [Grundy and Schmitt, 1998] par la théorie de Lorenz-Mie . . . . .	37
B.3	Sensibilité du spectre à la taille des particules et à l'opacité . . . . .	38
B.4	Canevas pour la lecture des cartes globales . . . . .	39
B.5	Résumé des mesures TES de jour (2PM) entre l'année Mars 24 $L_s = 104^\circ$ et 27 $L_s = 104^\circ$ . . . . .	40
B.6	Valeurs de $r_{eff}$ prédites par le LMD Mars GCM . . . . .	41
C.1	ORB1085-4 (67.7N,94.1W), $L_s$ 118.5, Heure locale 14.5, Incidence 51.8, Emergence 8.2 . . . . .	43
C.2	ORB1085-4 : Spectres 2. 3. 4. puis 1. à 4. superposés. . . . .	44
C.3	ORB1085-4 : Diagramme de dispersion . . . . .	45
C.4	ORB0548-3 : Epaisse brume au Nord de Valles Marineris . . . . .	46
C.5	ORB0519-2 : Noctis Labyrinthus . . . . .	47
C.6	ORB2972-4 : Alba Patera . . . . .	48
C.7	ORB0563-3 : Epaisse brume au pied de Pavonis Mons . . . . .	49
C.8	ORB0946-5 : Nuages convectifs ronds . . . . .	50
D.1	Carte topographique de Mars (quadrant Ouest) par l'USGS (mesures MOLA, cf tab. A.1) . . . . .	52
D.2	Carte topographique de Mars (quadrant Est) par l'USGS (mesures MOLA, cf tab. A.1) . . . . .	53
D.3	Carte topographique de Mars (pôles) par l'USGS (mesures MOLA, cf tab. A.1) . . . . .	54
D.4	Cartographie en composition colorée des nuages de glace d'eau de la ceinture équatoriale. . . . .	55
D.5	Cartographie en composition colorée des nuages de glace d'eau de la ceinture équatoriale. . . . .	56
D.6	Cartographie en composition colorée des nuages de glace d'eau de la ceinture équatoriale. . . . .	57
D.7	Cartographie en composition colorée des nuages de glace d'eau de la ceinture équatoriale. . . . .	58

A.1	Instruments mentionnés dans cette étude. . . . .	28
B.1	Paramètres orbitaux et atmosphériques principaux pour la Terre et Mars . . . . .	35
C.1	Liste des orbites et structures observées d'après la classification de [Kahn, 1984]. . . . .	42

- [Arvidson et al., 2005] Arvidson, R. E., Poulet, F., Bibring, J.-P., Wolff, M., Gendrin, A., Morris, R. V., Freeman, J. J., Langevin, Y., Mangold, N., and Bellucci, G. (2005). Spectral Reflectance and Morphologic Correlations in Eastern Terra Meridiani, Mars. *Science*, 307 :1591–1594.
- [Bellucci et al., 2006] Bellucci, G., Altieri, F., Bibring, J. P., Bonello, G., Langevin, Y., Gondet, B., and Poulet, F. (2006). OMEGA/Mars Express : Visual channel performances and data reduction techniques. *Planetary and Space Science*, 54 :675–684.
- [Bibring, 2004] Bibring, J. P. (2004). *OMEGA : Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité*. ESA Special Publication SP-1240.
- [Bibring and Erard, 2001] Bibring, J.-P. and Erard, S. (2001). The Martian Surface Composition. *Space Science Reviews*, 96 :293–316.
- [Bibring et al., 2005] Bibring, J.-P., Langevin, Y., Gendrin, A., Gondet, B., Poulet, F., Berthé, M., Soufflot, A., Arvidson, R., Mangold, N., Mustard, J., and Drossart, P. (2005). Mars Surface Diversity as Revealed by the OMEGA/Mars Express Observations. *Science*, 307 :1576–1581.
- [Bibring et al., 2006] Bibring, J.-P., Langevin, Y., Mustard, J. F., Poulet, F., Arvidson, R., Gendrin, A., Gondet, B., Mangold, N., Pinet, P., and Forget, F. (2006). Global Mineralogical and Aqueous Mars History Derived from OMEGA/Mars Express Data. *Science*, 312 :400–404.
- [Bibring et al., 2004] Bibring, J.-P., Langevin, Y., Poulet, F., Gendrin, A., Gondet, B., Berthé, M., Soufflot, A., Drossart, P., Combes, M., Bellucci, G., Moroz, V., Mangold, N., Schmitt, B., and OMEGA team, t. (2004). Perennial water ice identified in the south polar cap of Mars. *Nature*, 428 :627–630.
- [Carleton, 1991] Carleton, A. M. (1991). *Satellite Remote Sensing in Climatology*. Belhaven Press.
- [Chicarro, 2004] Chicarro, A. (2004). *The Mars Express Mission : An overview*. ESA Special Publication SP-1240.
- [Christensen et al., 2001] Christensen, P. R., Bandfield, J. L., Hamilton, V. E., Ruff, S. W., Kieffer, H. H., Titus, T. N., Malin, M. C., Morris, R. V., Lane, M. D., Clark, R. L., Jakosky, B. M., Mellon, M. T., Pearl, J. C., Conrath, B. J., Smith, M. D., Clancy, R. T., Kuzmin, R. O., Roush, T., Mehall, G. L., Gorelick, N., Bender, K., Murray, K., Dason, S., Greene, E., Silverman, S., and Greenfield, M. (2001). Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer experiment : Investigation description and surface science results. *Journal of Geophysical Research*, 106 :23823–23872.
- [Christensen et al., 2005] Christensen, P. R., McSween, H. Y., Bandfield, J. L., Ruff, S. W., Rogers, A. D., Hamilton, V. E., Gorelick, N., Wyatt, M. B., Jakosky, B. M., Kieffer, H. H., Malin, M. C., and Moersch, J. E. (2005). Evidence for magmatic evolution and diversity on Mars from infrared observations. *Nature*, 436 :504–509.
- [Clancy et al., 1996] Clancy, R. T., Grossman, A. W., Wolff, M. J., James, P. B., Rudy, D. J., Billawala, Y. N., Sandor, B. J., Lee, S. W., and Muhleman, D. O. (1996). Water vapor saturation at low altitudes around Mars aphelion : A key to Mars climate ? *Icarus*, 122 :36–62.

- [Clancy et al., 2003] Clancy, R. T., Wolff, M. J., and Christensen, P. R. (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. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 108 :2–1.
- [Erard, 1991] Erard, S. (1991). *Minéralogie des surfaces de Mars et Phobos : étude par spectro-imagerie infrarouge en orbite*. PhD thesis, Université Paris VII.
- [Erard and Calvin, 1997] Erard, S. and Calvin, W. (1997). New Composite Spectra of Mars, 0.4-5.7  $\mu\text{m}$ . *Icarus*, 130 :449–460.
- [Evans, 1998] Evans, K. F. (1998). The spherical harmonic discrete ordinate method for three-dimensional atmospheric radiative transfer. *J. Atmos. Sci.*, 55 :429–446.
- [Fischer and Pieters, 1993] Fischer, E. M. and Pieters, C. M. (1993). The continuum slope of Mars - Bidirectional reflectance investigations and applications to Olympus Mons. *Icarus*, 102 :185–202.
- [Forget, 1996] Forget, F. (1996). *Le climat de la planète Mars : De l'importance des poussières et des régions polaires*. PhD thesis, Université Paris VI.
- [Forget et al., 1995] Forget, F., Hourdin, R., Hourdin, C., Talagrand, O., Collins, M., Lewis, S. R., and Read, P. L. (1995). The Martian Environment. *ESA Work Package 1*.
- [Gendrin, 2004] Gendrin, A. (2004). *Minéralogie de Mars : l'expérience OMEGA*. PhD thesis, Université Paris XI.
- [Gendrin et al., 2005] Gendrin, A., Mangold, N., Bibring, J.-P., Langevin, Y., Gondet, B., Poulet, F., Bonello, G., Quantin, C., Mustard, J., Arvidson, R., and LeMouélic, S. (2005). Sulfates in Martian Layered Terrains : The OMEGA/Mars Express View. *Science*, 307 :1587–1591.
- [Grundy and Schmitt, 1998] Grundy, W. M. and Schmitt, B. (1998). The temperature-dependent near-infrared absorption spectrum of hexagonal H<sub>2</sub>O ice. *Journal of Geophysical Research*, 103 :25809–25822.
- [Hechler and Yanez, 2003] Hechler, M. and Yanez, A. (2003). Mars express orbit design. *Acta Astronautica*, 53 :497–507.
- [Jouglet et al., 2007] Jouglet, D., Poulet, F., Milliken, R. E., Mustard, J. F., Bibring, J.-P., Langevin, Y., and Gondet, B. (2007). Hydration state of the Martian surface as seen by Mars Express OMEGA.
- [Kahn, 1984] Kahn, R. (1984). The spatial and seasonal distribution of Martian clouds and some meteorological implications. *Journal of Geophysical Research*, 89 :6671–6688.
- [Langevin et al., 2007] Langevin, Y., Bibring, J. P., Montmessin, F., Forget, F., Vincendon, M., Douté, S., Poulet, F., and Gondet, B. (2007). Observations of the South seasonal cap of Mars during recession in 2004-2006 by the OMEGA visible-NIR imaging spectrometer on board Mars Express (accepted).
- [Langevin et al., 2005a] Langevin, Y., Poulet, F., Bibring, J.-P., and Gondet, B. (2005a). Sulfates in the North Polar Region of Mars Detected by OMEGA/Mars Express. *Science*, 307 :1584–1586.
- [Langevin et al., 2005b] Langevin, Y., Poulet, F., Bibring, J.-P., Schmitt, B., Douté, S., and Gondet, B. (2005b). Summer Evolution of the North Polar Cap of Mars as Observed by OMEGA/Mars Express. *Science*, 307 :1581–1584.
- [Leovy, 2001] Leovy, C. (2001). Weather and Climate on Mars. *Nature*, 412 :245–249.
- [Melchiorri et al., 2007] Melchiorri, R., Encrenaz, T., Fouchet, T., Drossart, P., Lellouch, E., Gondet, B., Bibring, J.-P., Langevin, Y., Schmitt, B., Titov, D., and Ignatiev, N. (2007). Water vapor mapping on Mars using OMEGA/Mars Express. *Planetary and Space Science*, 55 :333–342.
- [Mishchenko et al., 2002] Mishchenko, M. I., Travis, L. D., and Lacis, A. A. (2002). *Scattering, Absorption, and Emission of Light by Small Particles*. Cambridge University Press.

- [Montmessin et al., 2004] Montmessin, F., Forget, F., Rannou, P., Cabane, M., and Haberle, R. M. (2004). Origin and role of water ice clouds in the Martian water cycle as inferred from a general circulation model. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 109 :10004–+.
- [Mustard et al., 2005] Mustard, J. F., Poulet, F., Gendrin, A., Bibring, J.-P., Langevin, Y., Gondet, B., Mangold, N., Bellucci, G., and Altieri, F. (2005). Olivine and Pyroxene Diversity in the Crust of Mars. *Science*, 307 :1594–1597.
- [Ockert-Bell et al., 1997] Ockert-Bell, M. E., Bell, J. F., Pollack, J. B., McKay, C. P., and Forget, F. (1997). Absorption and scattering properties of the Martian dust in the solar wavelengths. *Journal of Geophysical Research*, 102 :9039–9050.
- [Poulet et al., 2005] Poulet, F., Bibring, J.-P., Mustard, J. F., Gendrin, A., Mangold, N., Langevin, Y., Arvidson, R. E., Gondet, B., and Gomez, C. (2005). Phyllosilicates on Mars and implications for early martian climate. *Nature*, 438 :623–627.
- [Rabou, 1991] Rabou, P. (1991). Projet MARS 94 Instrument OMEGA. Dossier Justificatif de Définition Technique, DESPA IAS IKI IFSI.
- [Read and Lewis, 2004] Read, P. L. and Lewis, S. R. (2004). *The Martian Climate Revisited*. Springer.
- [Rencz, 1999] Rencz, A. N. (1999). *Remote Sensing for the Earth Sciences*. John Wiley and Sons, Inc.
- [Richardson et al., 2002] Richardson, M. I., Wilson, R. J., and Rodin, A. V. (2002). Water ice clouds in the Martian atmosphere : General circulation model experiments with a simple cloud scheme. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 107 :2–1.
- [Smith, 2002] Smith, M. D. (2002). The annual cycle of water vapor on Mars as observed by the Thermal Emission Spectrometer. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 107 :25–1.
- [Smith, 2004] Smith, M. D. (2004). Interannual variability in TES atmospheric observations of Mars during 1999-2003. *Icarus*, 167 :148–165.
- [Spiga et al., 2006] Spiga, A., Forget, F., Dolla, B., Vinatier, S., Melchiorri, R., Drossart, P., Gendrin, A., Gondet, B., Langevin, Y., and Bibring, J. P. (2006). Mapping surface pressure using OMEGA observations. In Forget, F., Lopez-Valverde, M. A., Desjean, M. C., Huot, J. P., Lefevre, F., Lebonnois, S., Lewis, S. R., Millour, E., Read, P. L., and Wilson, R. J., editors, *Mars Atmosphere Modelling and Observations*, pages 144–+.
- [Tamppari et al., 2000] Tamppari, L. K., Zurek, R. W., and Paige, D. A. (2000). Viking era water-ice clouds. *Journal of Geophysical Research*, 105 :4087–4108.
- [Vincendon et al., 2007] Vincendon, M., Langevin, Y., Poulet, F., Bibring, J. P., and Gondet, B. (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.
- [Wang and Ingersoll, 2002] Wang, H. and Ingersoll, A. P. (2002). Martian clouds observed by Mars Global Surveyor Mars Orbiter Camera. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 107 :8–1.
- [Warren, 1984] Warren, S. G. (1984). Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave. *Applied Optics*, 23(8) :1206.
- [Yanovitskij, 1997] Yanovitskij, E. G. (1997). *Light Scattering in Inhomogeneous Atmospheres*. Springer.

ANNEXE A

Instrumentation

Mission	Instrument	Description
<p><b>Mars Express</b> Juin 2003 - Aujourd'hui</p> <p><b>Mars Global Surveyor</b> Mars 1999 - Novembre 2006</p>	HRSC	<p><b>High Resolution Stereo Camera :</b> Camera visible 4 couleurs (scanner pushbroom, 9 capteurs CCD) Résolution mode nominal (périapse, altitude 250km) de <math>10m.pixels^{-1}</math>, largeur image 53km <b>Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité</b> [Bibring, 2004] : Imageur hyperspectral visible et pIR (0.38 à 5.1<math>\mu m</math>) - voir partie 1.2 pour détails de l'instrument Résolution comprise entre 2 et 5<math>km.pixels^{-1}</math> pour altitudes comprises entre 1500 et 4000km Principales détections possibles dans ces gammes de longueurs d'onde : 0.9<math>\mu m</math> Pyroxène - 1.1<math>\mu m</math> Olivine - 1.5, 2.38, 2.515, 2.985, et 3.2<math>\mu m</math> Glace d'eau 2, 2.75 et 4.4<math>\mu m</math> CO<sub>2</sub> gaz - 3<math>\mu m</math> Minéraux hydratés - 2, 2.6 et 3.3<math>\mu m</math> Glace de CO<sub>2</sub></p>
	OMEGA	<p><b>Planetary Fourier Spectrometer :</b> Spectromètre IR de résolution <math>2cm^{-1}</math> (1.2 à 45<math>\mu m</math>) Atmosphère (profils pression et T<sup>o</sup>, aérosols, vapeur d'eau, CO, isotopes) Surface (T<sub>s</sub>, p<sub>s</sub>, inertie thermique, minéralogie)</p>
	PFS	<p><b>Spectroscopy for the Investigation of the Characteristics of the Atmosphere of Mars :</b> 2 spectromètres UV (118 à 320nm résolution 0.8nm) et pIR (1.0 à 1.7<math>\mu m</math> résolution 0.5 – 1.2nm) UV : Couplage O<sub>3</sub>-H<sub>2</sub>O, aérosols, profils T<sup>o</sup>, ionosphère (CO, CO<sup>+</sup>, CO<sub>2</sub><sup>+</sup> et interaction vent solaire) pIR : Profils verticaux vapeur d'eau et aérosols par occultation solaire</p>
	SPICAM	<p><b>Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding :</b> Sondage du sous-sol (max: 5 km) : signal chirp largeur de bande 1 MHz à 1.8, 3, 4, et 5 MHz Densité d'e<sup>-</sup> de l'ionosphère (mode passif émissions des e<sup>-</sup> fréquence plasma ou mode actif 0.1-5.4 Mhz)</p>
	MARSIS	<p><b>Mars Orbital Camera</b> - Deux types de caméra : - narrow-angle (NA) camera (plus haute résolution spatiale : 1.5m par pixel) - wide angle (WA) camera (230m par pixel au nadir et 1.5km par pixel au limbe)</p>
	MOC	<p><b>Mars Orbital Laser Altimeter :</b> - Cartes topographiques (résolution spatiale de <math>\sim 4km</math>) - Profils d'altitude (résolution le long du sillage <math>\sim 0.3km</math>)</p>
	MOLA	<p><b>Thermal Emission Spectrometer</b> [Christensen et al., 2001] - 3 gammes spectrales : Interferomètre (IR, 5.8 à 50<math>\mu m</math>) et 2 radiomètres (IRth 5.1 to 150<math>\mu m</math>), Vis-pIR (0.3 to 2.9<math>\mu m</math>) Détections possibles dans ces gammes de longueurs d'onde : CO<sub>2</sub> (absorption à 15<math>\mu m</math>), vapeur d'eau (25 – 50<math>\mu m</math> et 5.5 – 7.1<math>\mu m</math>), poussières (large absorption avec pic à 9.3<math>\mu m</math>), nuages de glace d'eau (pic à environ 12.1<math>\mu m</math> et pic plus fin à 44.7<math>\mu m</math>), propriétés de surface (fenêtre vers 7.7<math>\mu m</math> et cartographie de la surface à ces longueurs d'onde avec résolution de 3km)</p>
TES	<p><b>Mars Orbital Laser Altimeter :</b> - Cartes topographiques (résolution spatiale de <math>\sim 4km</math>) - Profils d'altitude (résolution le long du sillage <math>\sim 0.3km</math>)</p>	
MOLA	<p><b>Thermal Emission Spectrometer</b> [Christensen et al., 2001] - 3 gammes spectrales : Interferomètre (IR, 5.8 à 50<math>\mu m</math>) et 2 radiomètres (IRth 5.1 to 150<math>\mu m</math>), Vis-pIR (0.3 to 2.9<math>\mu m</math>) Détections possibles dans ces gammes de longueurs d'onde : CO<sub>2</sub> (absorption à 15<math>\mu m</math>), vapeur d'eau (25 – 50<math>\mu m</math> et 5.5 – 7.1<math>\mu m</math>), poussières (large absorption avec pic à 9.3<math>\mu m</math>), nuages de glace d'eau (pic à environ 12.1<math>\mu m</math> et pic plus fin à 44.7<math>\mu m</math>), propriétés de surface (fenêtre vers 7.7<math>\mu m</math> et cartographie de la surface à ces longueurs d'onde avec résolution de 3km)</p>	

Tab. A.1 – Instruments mentionnés dans cette étude.  
(Concernant Mars Express, informations provenant de la documentation ESA [Chicarro, 2004])

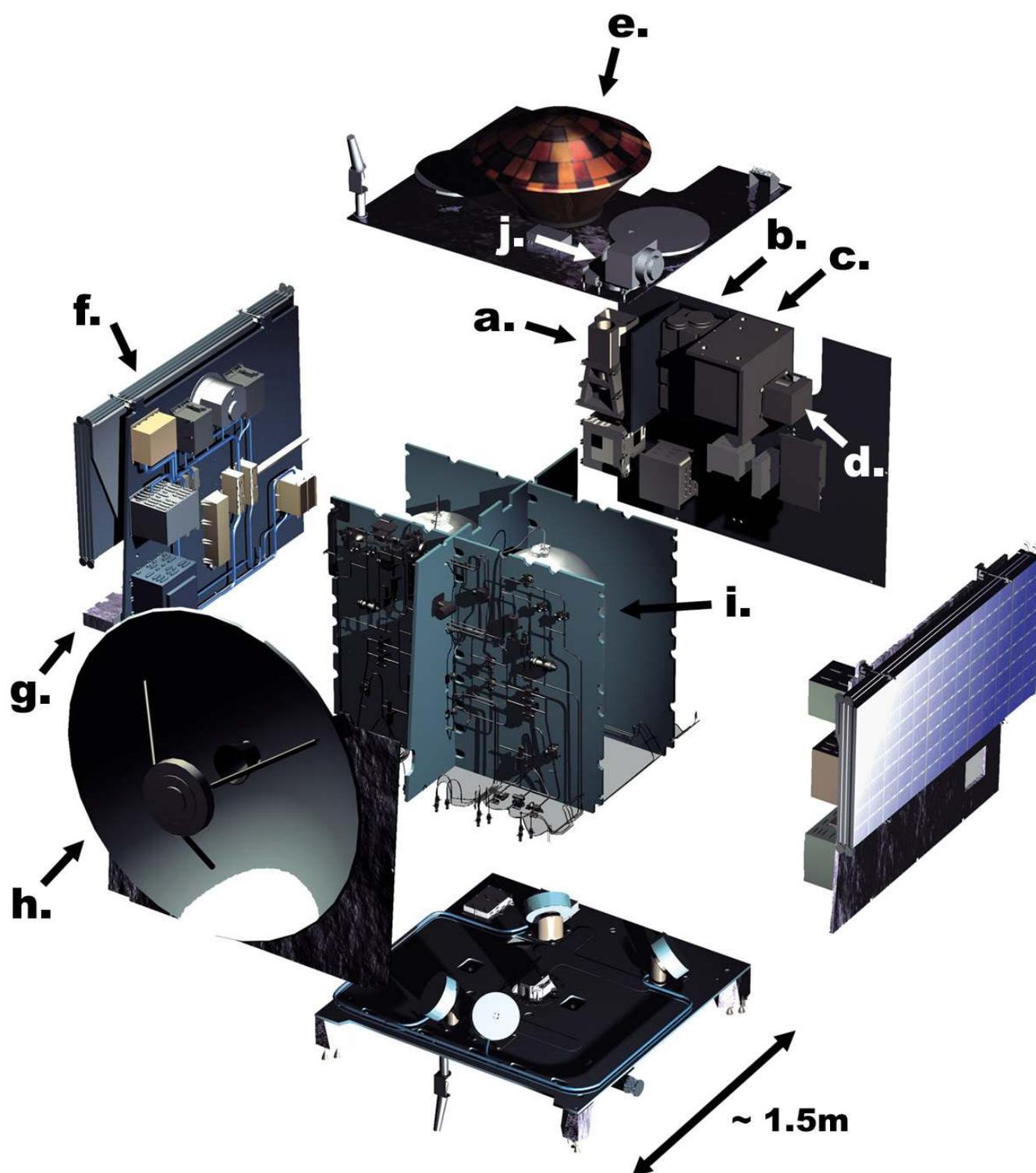


Fig. A.1 – Schéma technique de Mars Express  
 a. HRSC b. OMEGA c. PFS d. SPICAM e. Beagle 2 (perdu)  
 f. Panneaux solaires g. MARSIS h. Antenne parabolique  
 i. Système de propulsion et réservoirs de propergol  
 j. ASPERA (Analyser of Space Plasma and Energetic Atoms)

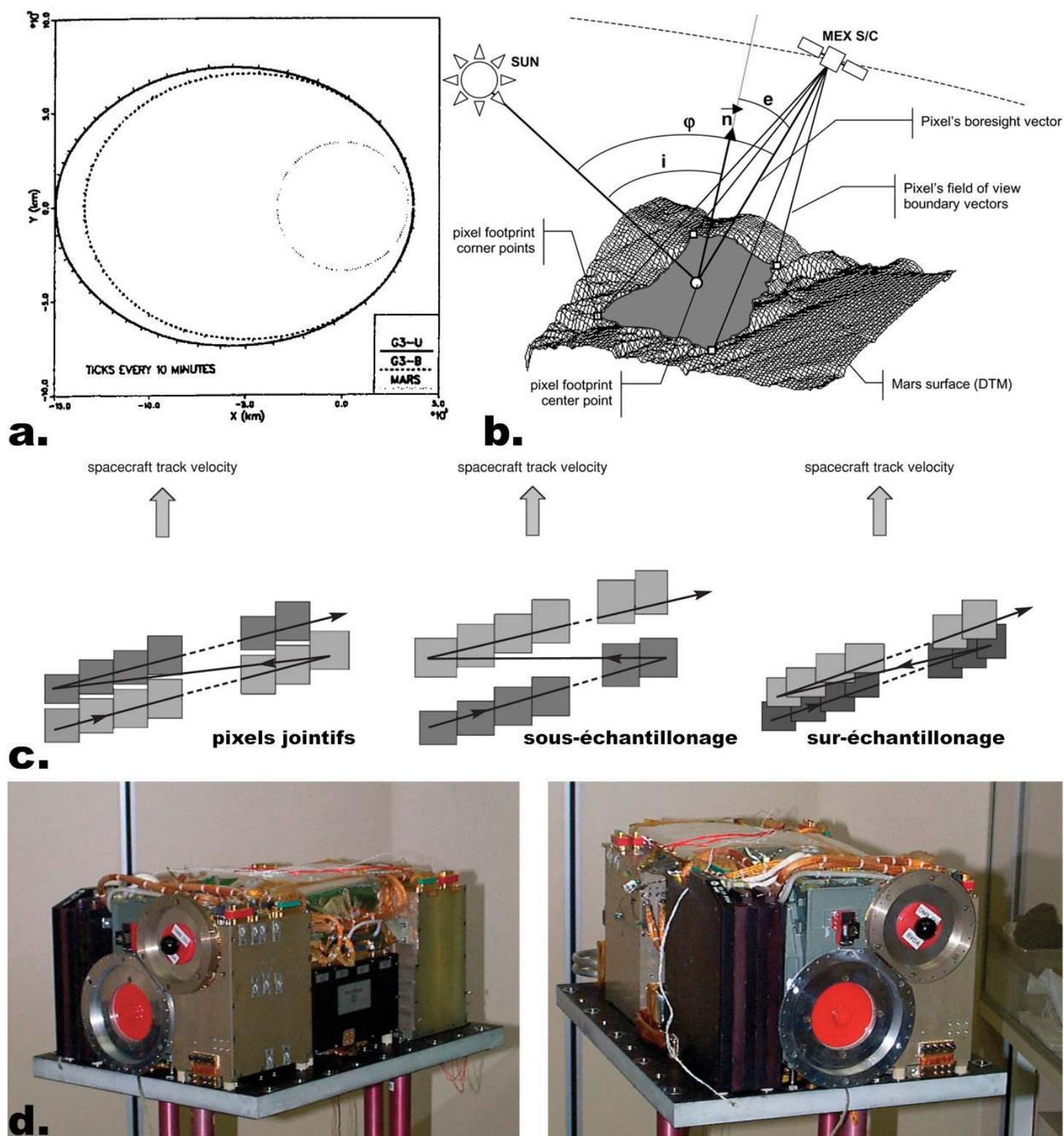


Fig. A.2 – Orbite de la sonde et géométrie d'observation  
**a.** Orbite de la sonde (en pointillés) **b.** Géométrie d'observation

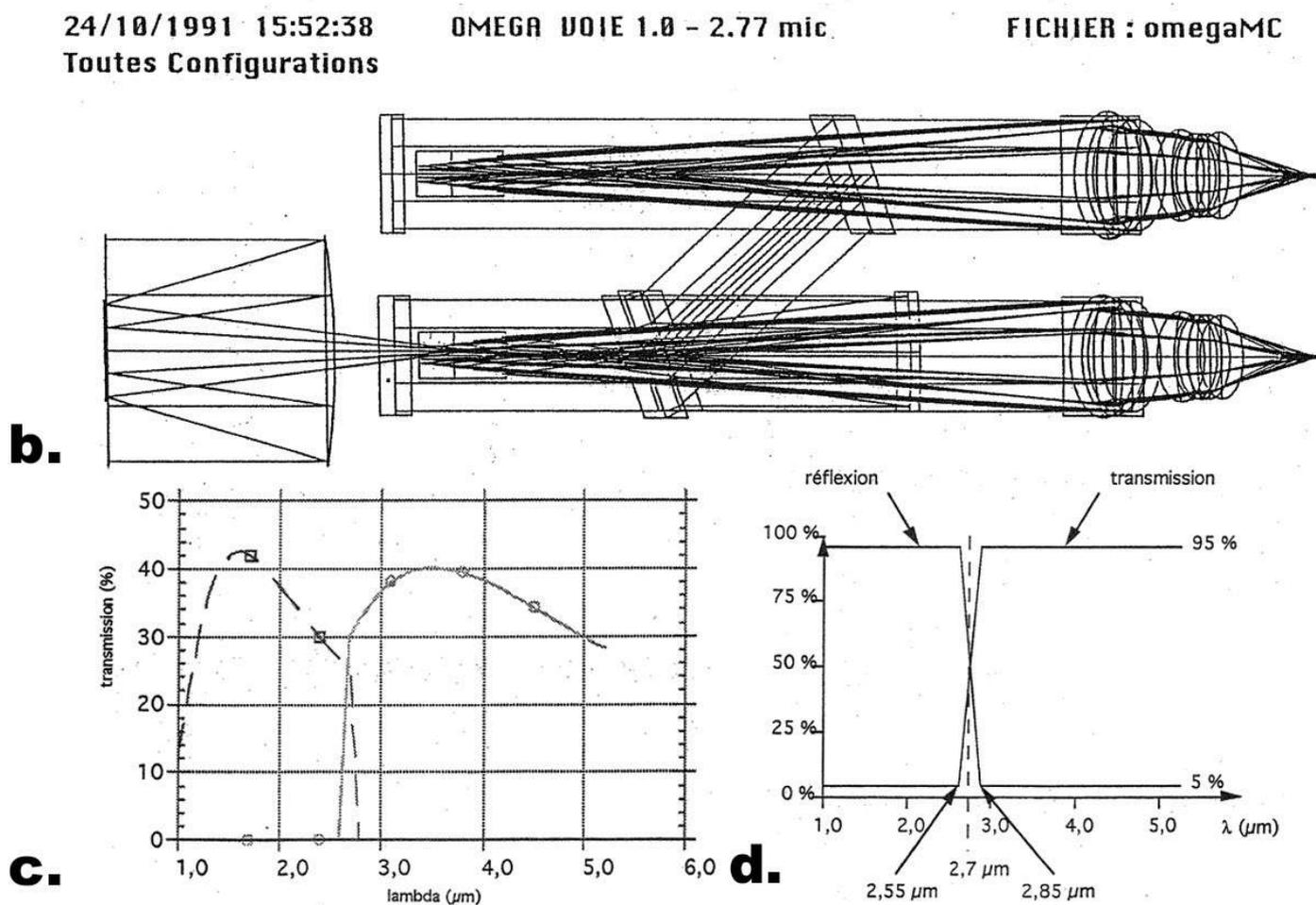
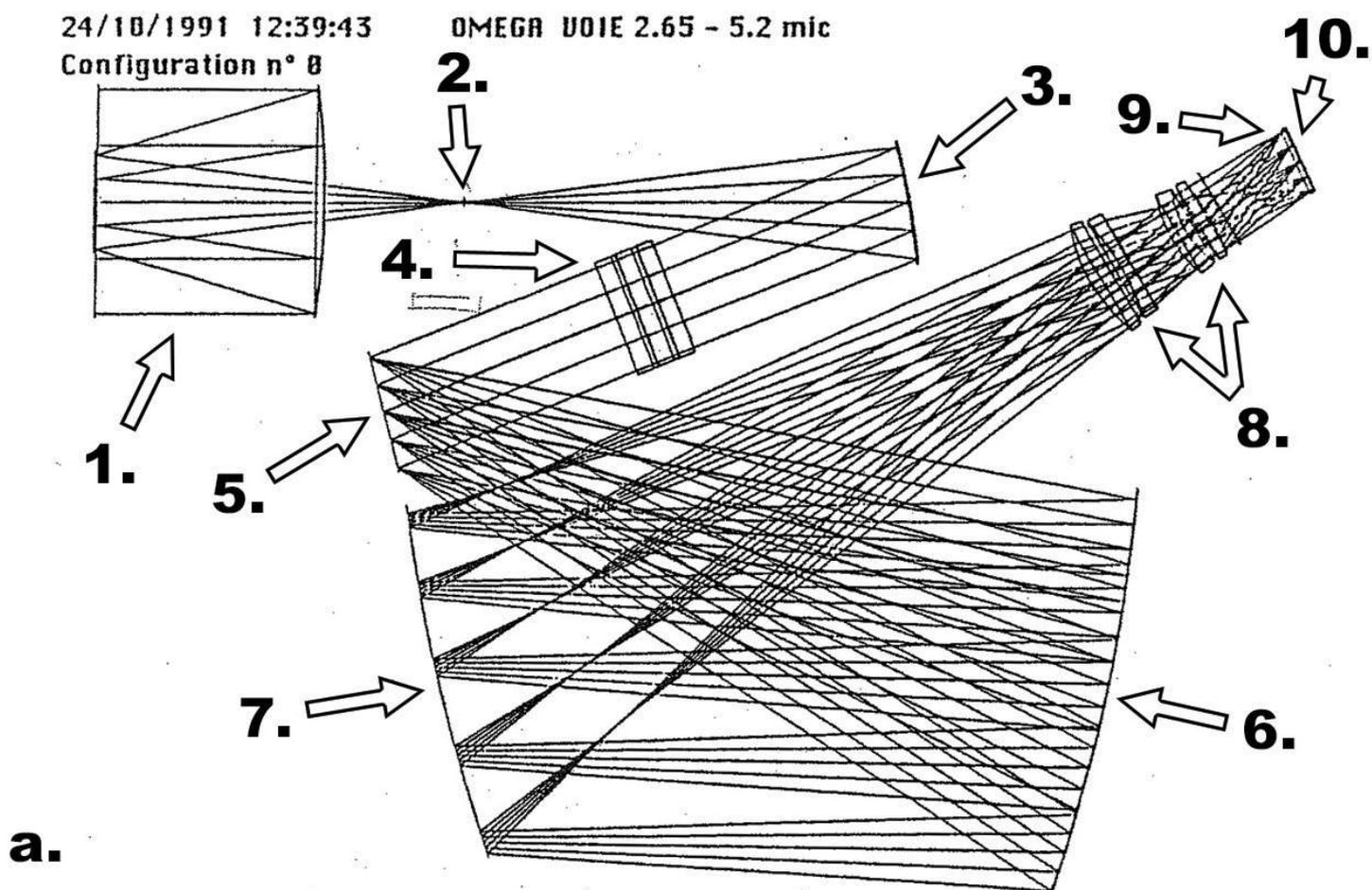


Fig. A.3 – Optique de l'instrument (légendée dans la section 1.1.2)

**a.** Vue de dessus **b.** Vue de côté **c.** Transmission du spectromètre **d.** Coupures du filtre dichroïque [Rabou, 1991]

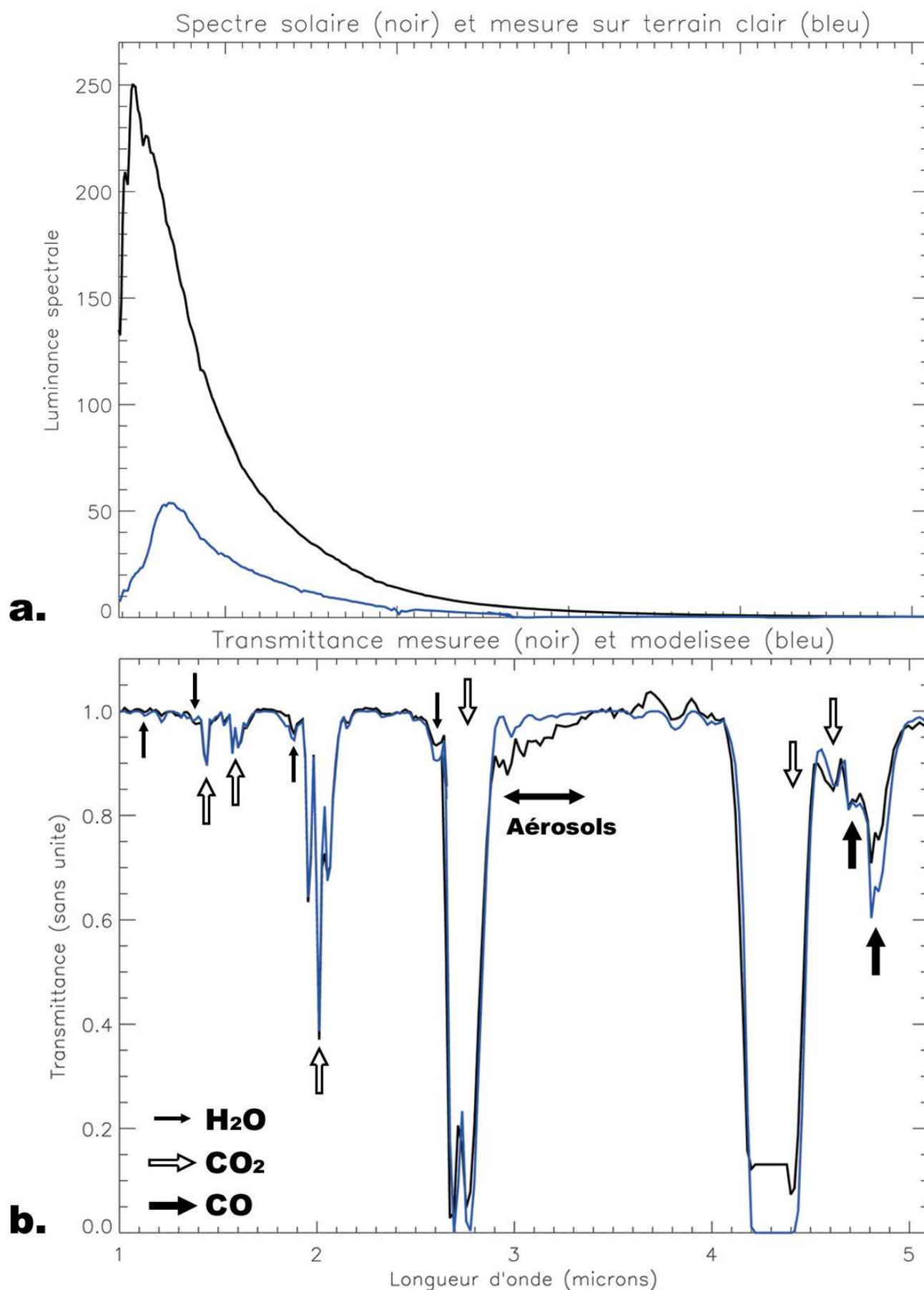


Fig. A.4 – Phases de traitement du spectre observé 1.

**a.** Spectre en luminance ( $W.m^{-2}.\mu m^{-1}.sr^{-1}$ ) solaire et observé

Exemple de terrain clair près de Mawrth Vallis (22.3N, 16.5W, cf carte D.1), orbite 353-3 pixel  $77 \times 306$

**b.** Transmittance atmosphérique mesurée (noir) et modélisée (bleu)

Les bandes d'absorptions gazeuses sont indiquées par les flèches.

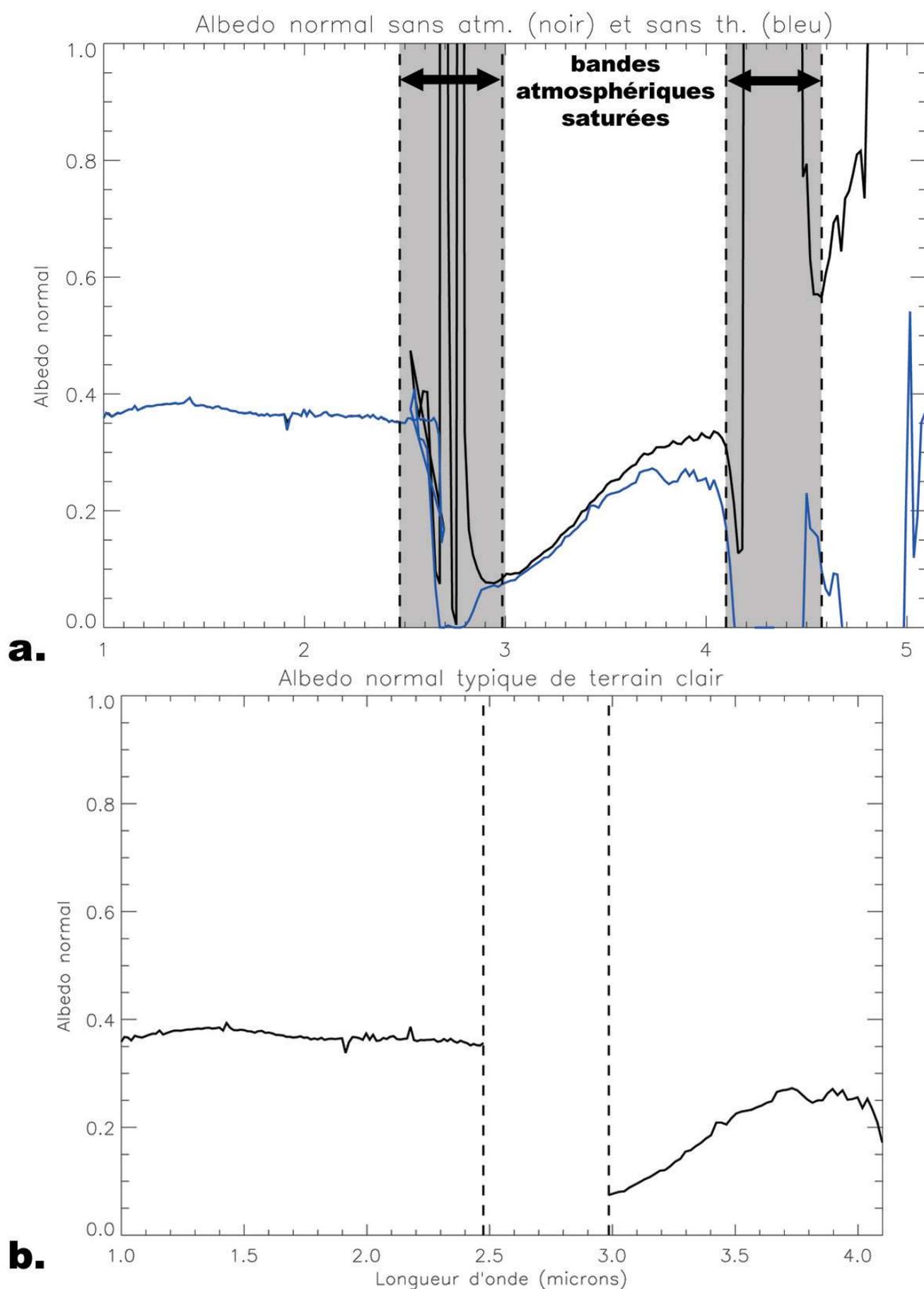


Fig. A.5 – Phases de traitement du spectre observé 2.

- a.** Albedo normal corrigé des absorptions atmosphériques (noir) puis de la contribution du thermique (bleu)  
**b.** Spectre final observé, typique d'une région clair avec bande d'hydratation à  $3 \mu m$ .



Paramètres clés	Terre	Mars
Distance moyenne du Soleil ( $10^6 km$ )	149.6 (1 UA)	227.9 (1.52 UA)
Obliquité $\epsilon$	23.93°	25.19°
Excentricité $e$	0.017	0.093
$L_s$ du périhélie ( $L_p$ )	281°	251°
Constante solaire ( $W.m^{-2}$ )	1380	594
Rotation $\Omega$ ( $10^{-5}s^{-1}$ )	7.29	7.09
Année (en jours solaires $sol$ )	365.24	668.6
Rayon équatorial ( $10^6 km$ )	6378	3396
Gravité en surface $g$ ( $m.s^{-2}$ )	9.81	3.72
Pression de surface moyenne ( $hPa$ )	1013	6.1
Température d'équilibre $T_e$ (K)	256	210
Températures de surface (K)	230-315	140-300
Vent zonal au niveau du jet $U$ ( $m.s^{-1}$ )	30	80
Composition atmosphérique	$N_2$ 77% - $O_2$ 21% $H_2O$ < 3% Ar 0.1% $CO_2$ 0.037%	$CO_2$ 95% - $N_2$ 2.7% Ar 1.6% $O_2$ 0.13% $H_2O$ < 0.05%
Constante des gaz parfaits $R$ ( $m^2.s^{-2}.K^{-1}$ )	287	192
Chaleur spécifique à pression constante $C_p$ ( $m^2.s^{-2}.K^{-1}$ )	1000	860
Hauteur d'échelle $H_p$ (km)	7.5	10.8
Adiabatique sèche $\Gamma_a$ ( $K.km^{-1}$ )	9.8	4.5
Fréquence Brunt-Väisälä $N$ ( $10^{-2}s^{-1}$ )	1.1	0.6
Rayon de déformation $L$ (km)	1100	920
Nombre de Rossby $Ro$	0.05	0.2

Tab. B.1 – Paramètres orbitaux et atmosphériques principaux pour la Terre et Mars  
D'après [Read and Lewis, 2004], [Leovy, 2001] et [Forget et al., 1995]

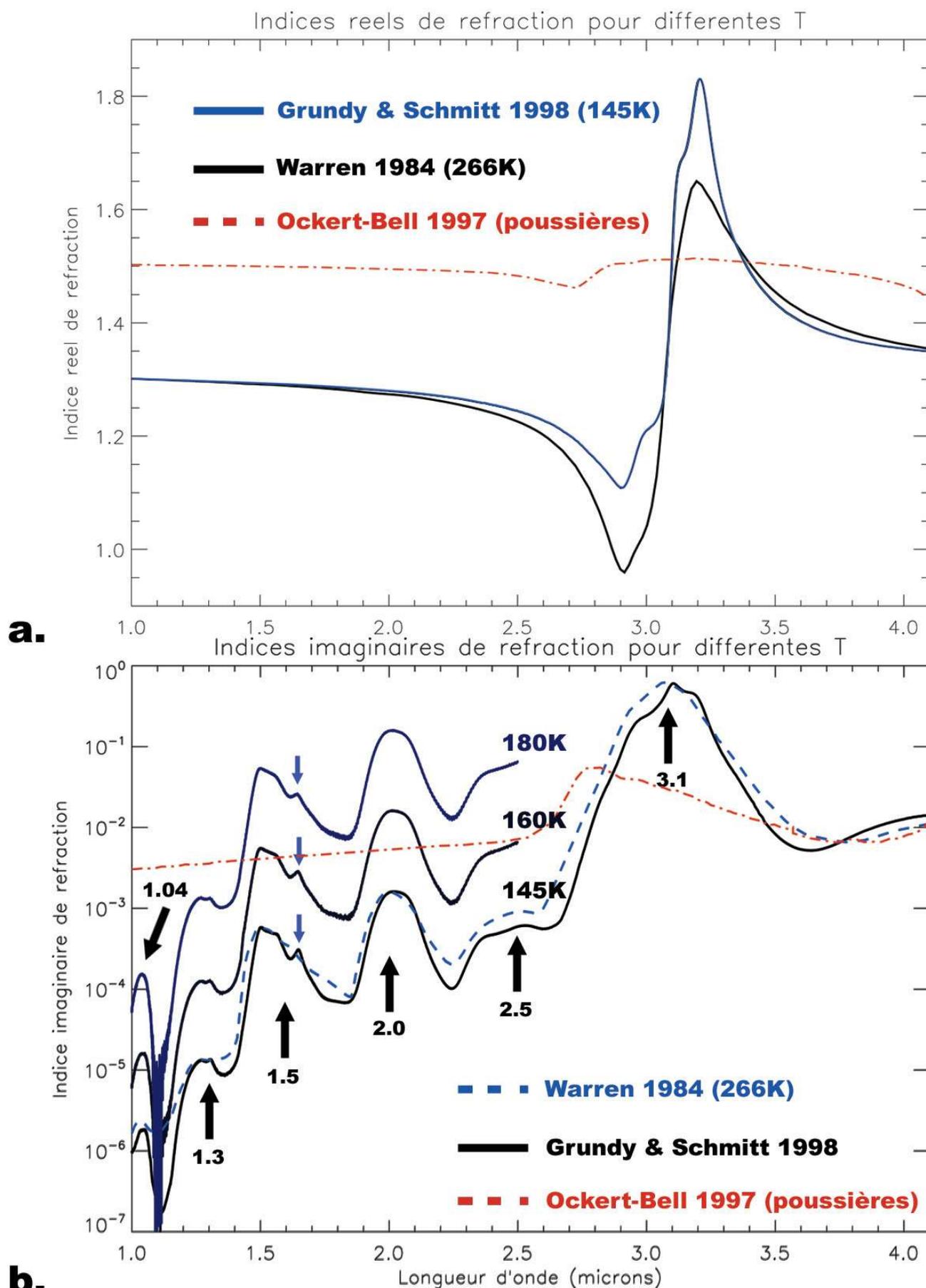


Fig. B.1 – Indices de réfraction de la glace d'eau hexagonale d'après [Grundy and Schmitt, 1998]

**a.** Indices de réfraction réels par [Grundy and Schmitt, 1998] à 145K et 266K [Warren, 1984]

**b.** Indices de réfraction complexes par [Grundy and Schmitt, 1998] (145, 160 et 180K) et [Warren, 1984] (266K).

Pointillés rouges : Indices de réfraction de la poussière martienne [Forget, 1996, Ockert-Bell et al., 1997].

Les spectres à 160 et 180K sont décalés d'une décade.

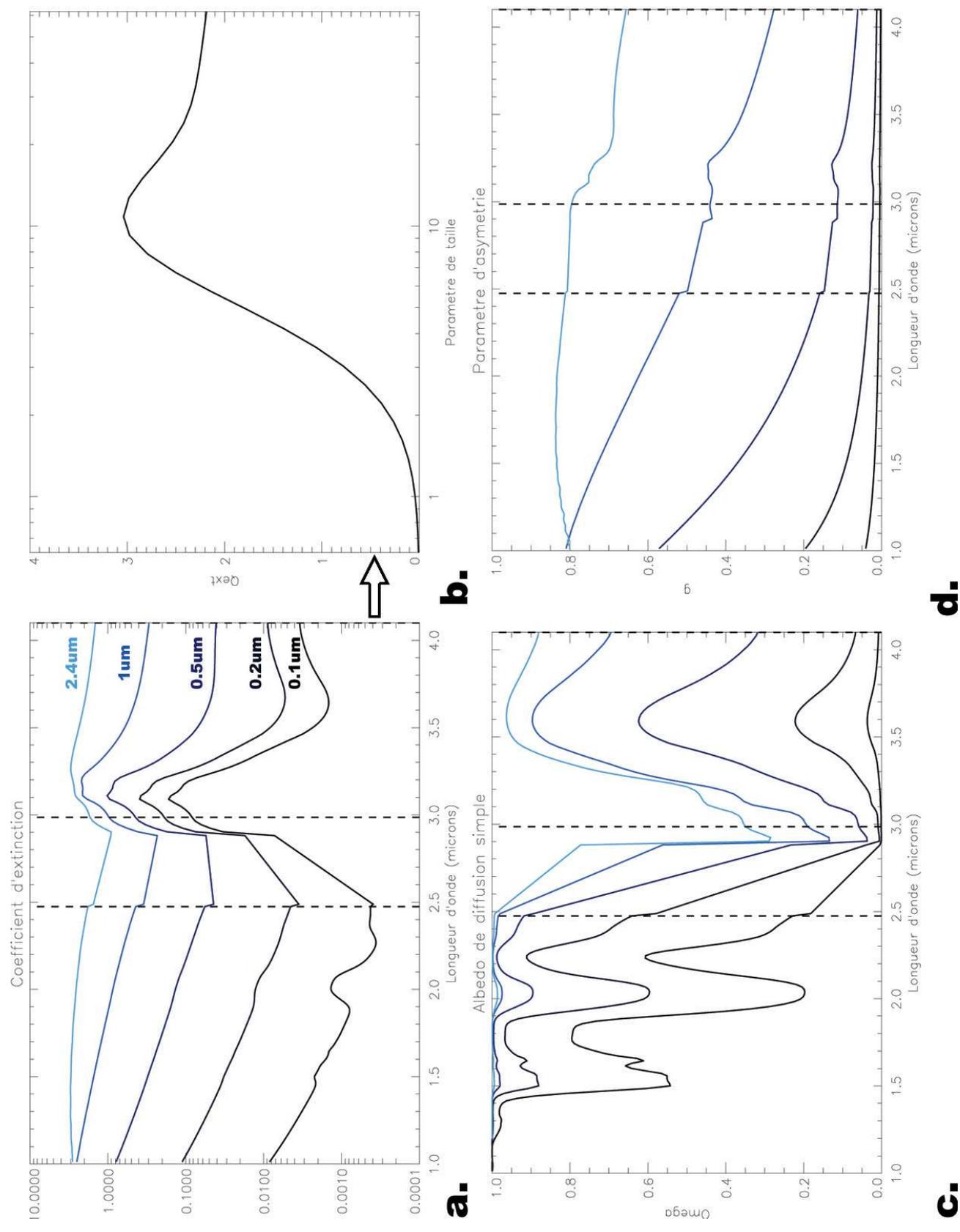


Fig. B.2 – Paramètres de diffusion déduits des indices de [Grundy and Schmitt, 1998] par la théorie de Lorenz-Mie  
**a.** Coefficient d'extinction  $Q_{ext}$  pour 5 tailles de particules : 0.1, 0.2, 0.5, 1 et 2.4  $\mu m$ . **b.** Coefficient d'extinction  $Q_{ext}$  en fonction du paramètre de taille.  
**c.** Albedo de diffusion simple  $\omega_0$ . **d.** Paramètre d'asymétrie  $g$ .

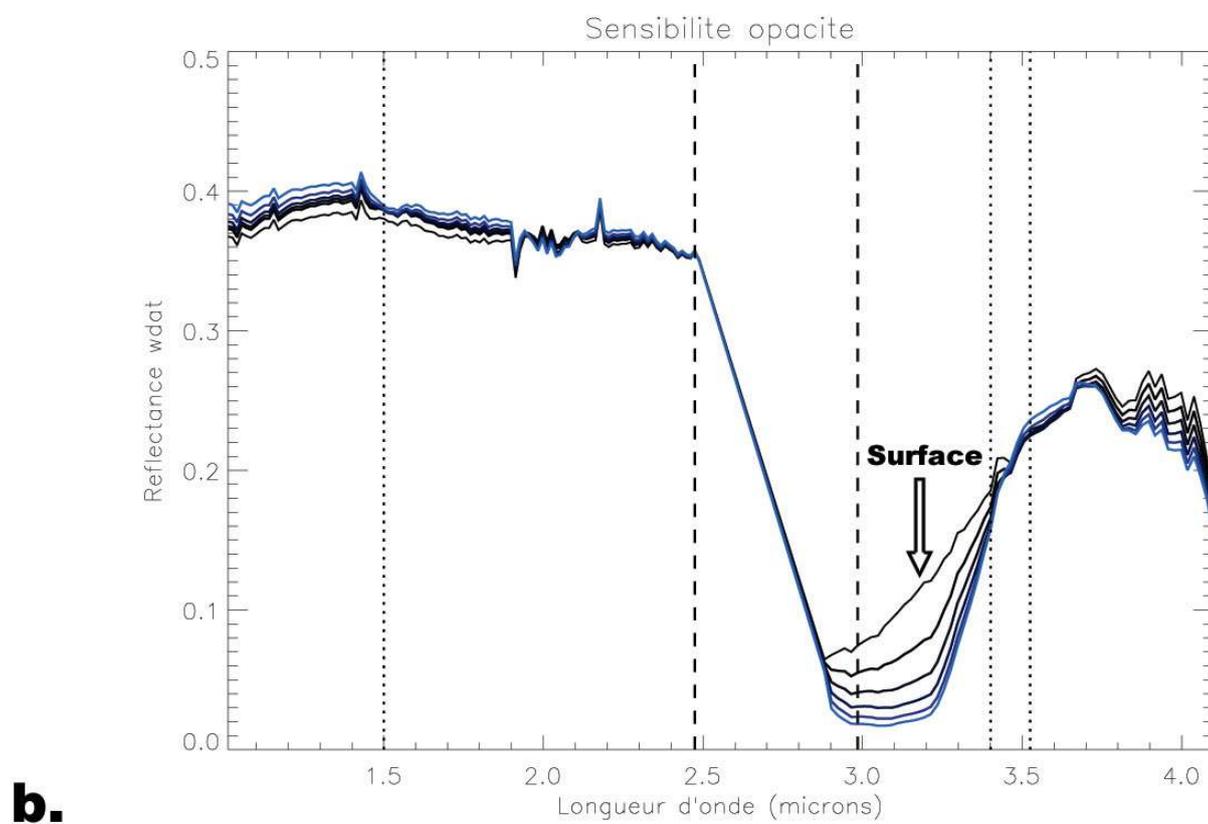
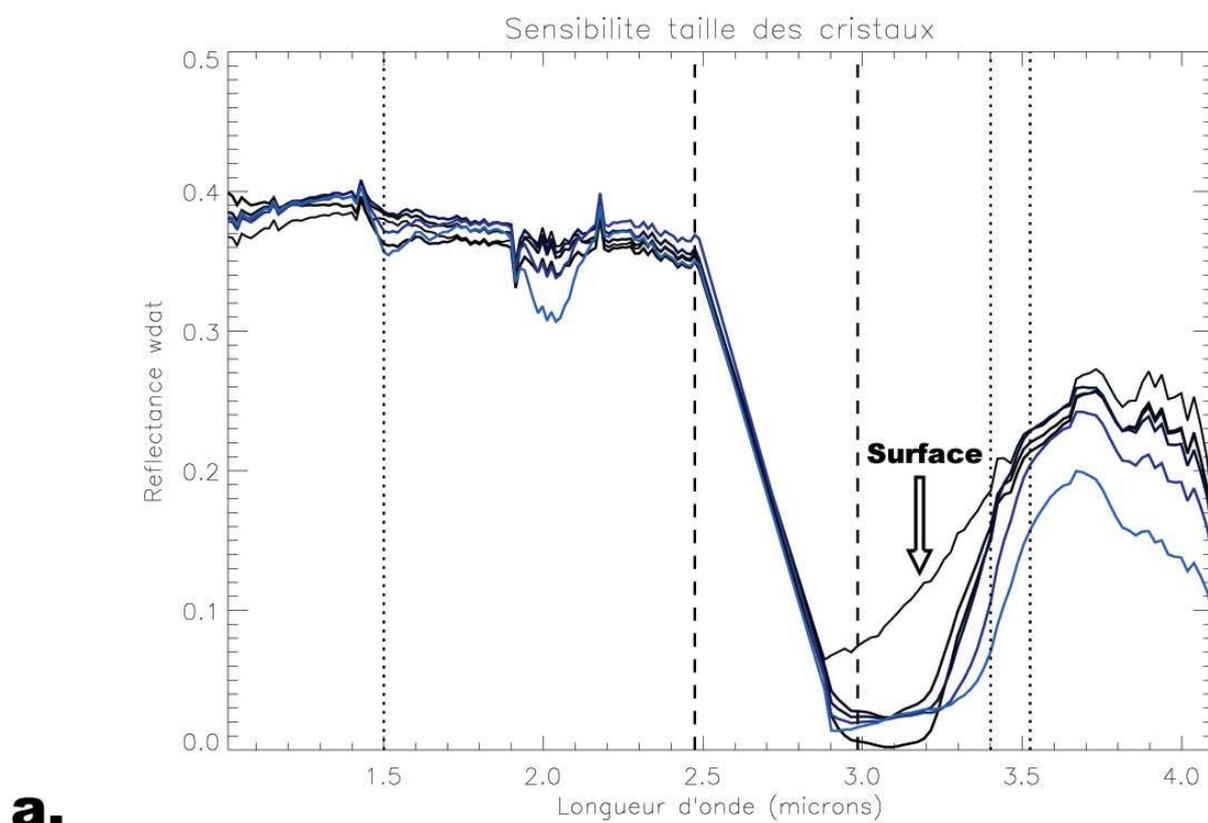


Fig. B.3 – Sensibilité du spectre à la taille des particules et à l'opacité

**a.** Sensibilité du spectre en fonction de la taille des particules ;

Opacité de 1.5 pour  $r_{eff}$  de 0.2, 1, 2.4, 4.5 et 8.5  $\mu m$ .

**b.** Sensibilité du spectre en fonction de l'opacité ;

Taille des particules de 2  $\mu m$  pour opacité de 0.4, 0.8, 1.2, 1.6 et 2.

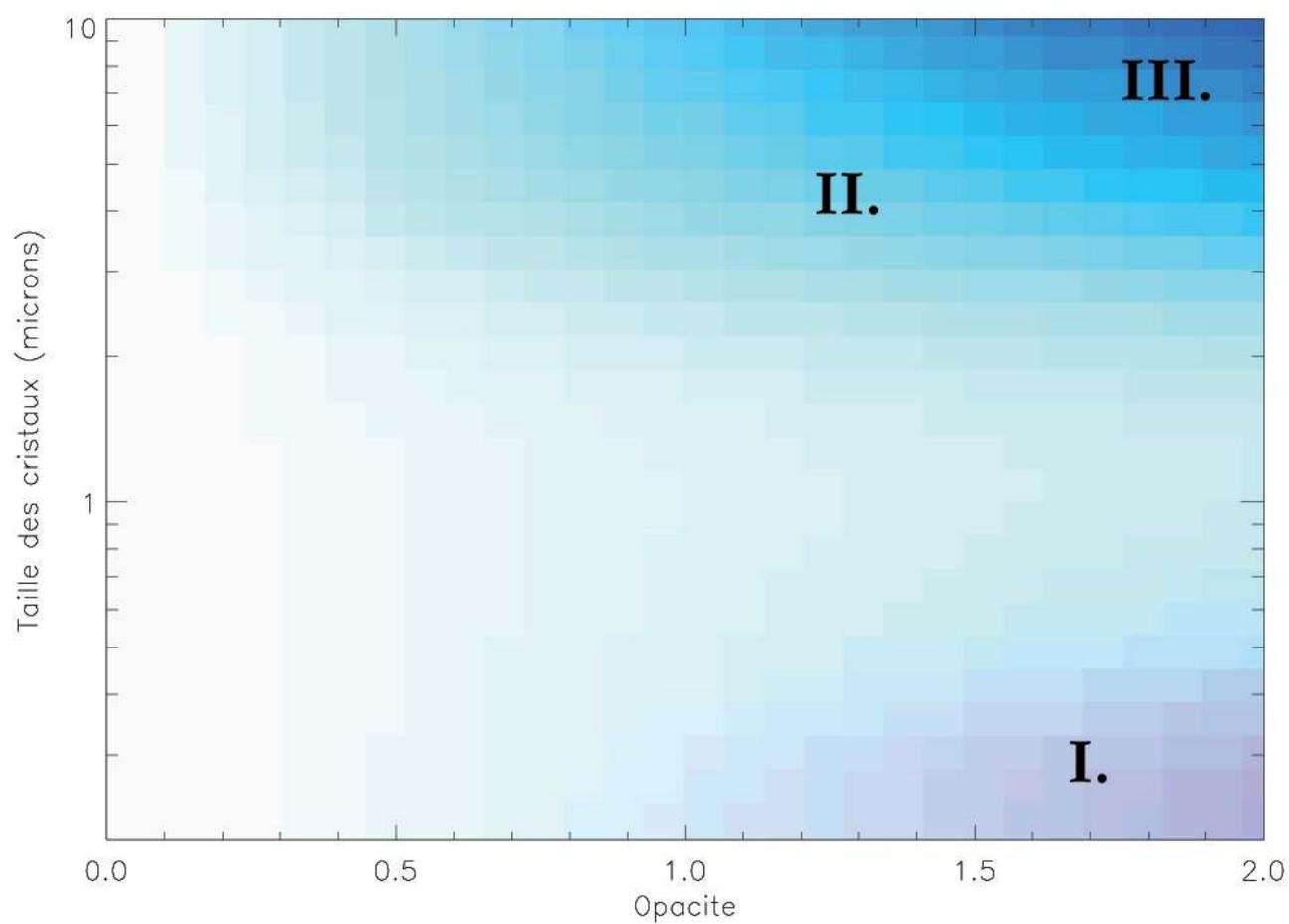


Fig. B.4 – Canevas pour la lecture des cartes globales

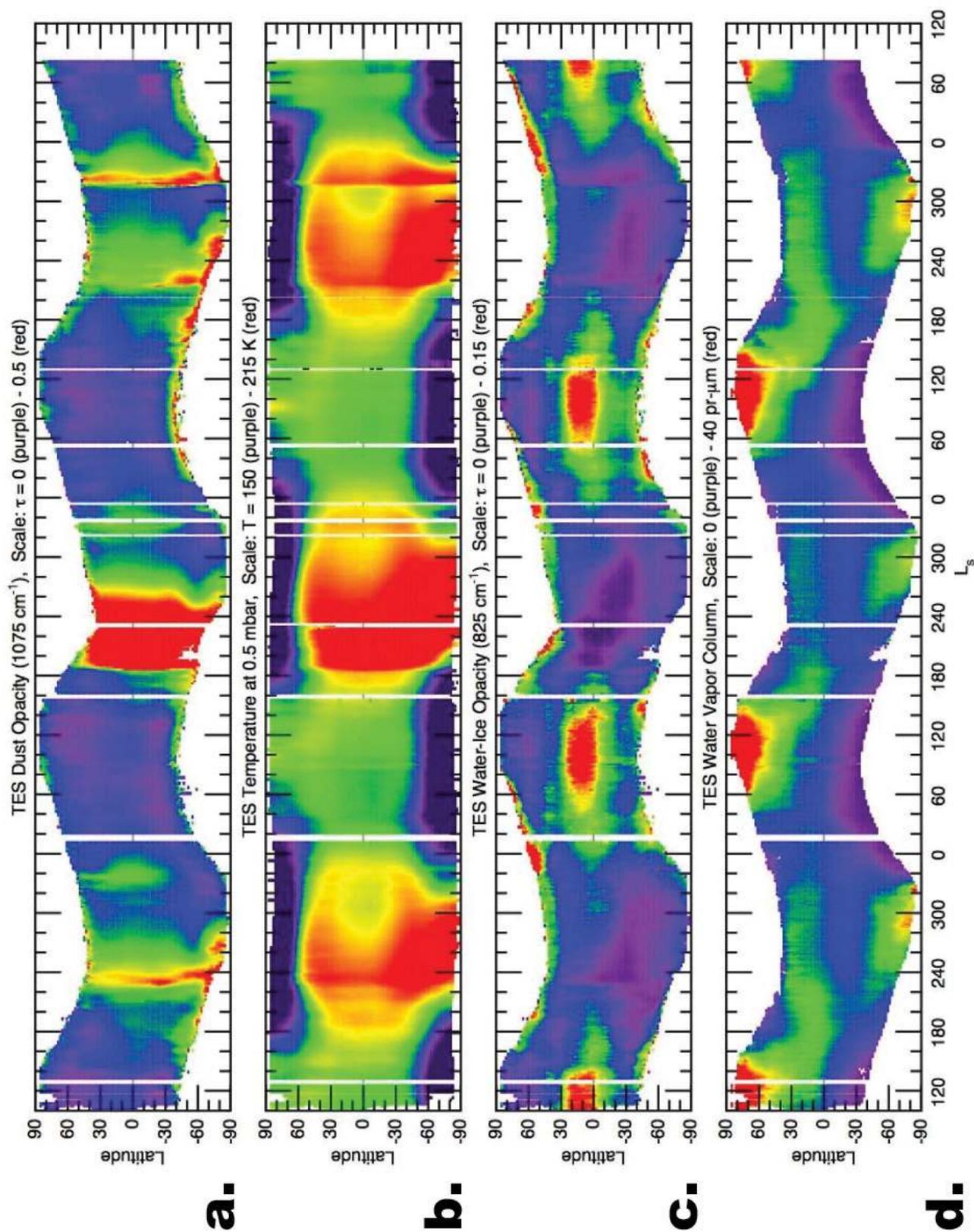


Fig. B.5 – Résumé des mesures TES de jour (2PM) entre l'année Mars 24  $L_s = 104^\circ$  et 27  $L_s = 104^\circ$   
D'après [Smith, 2002, Smith, 2004].

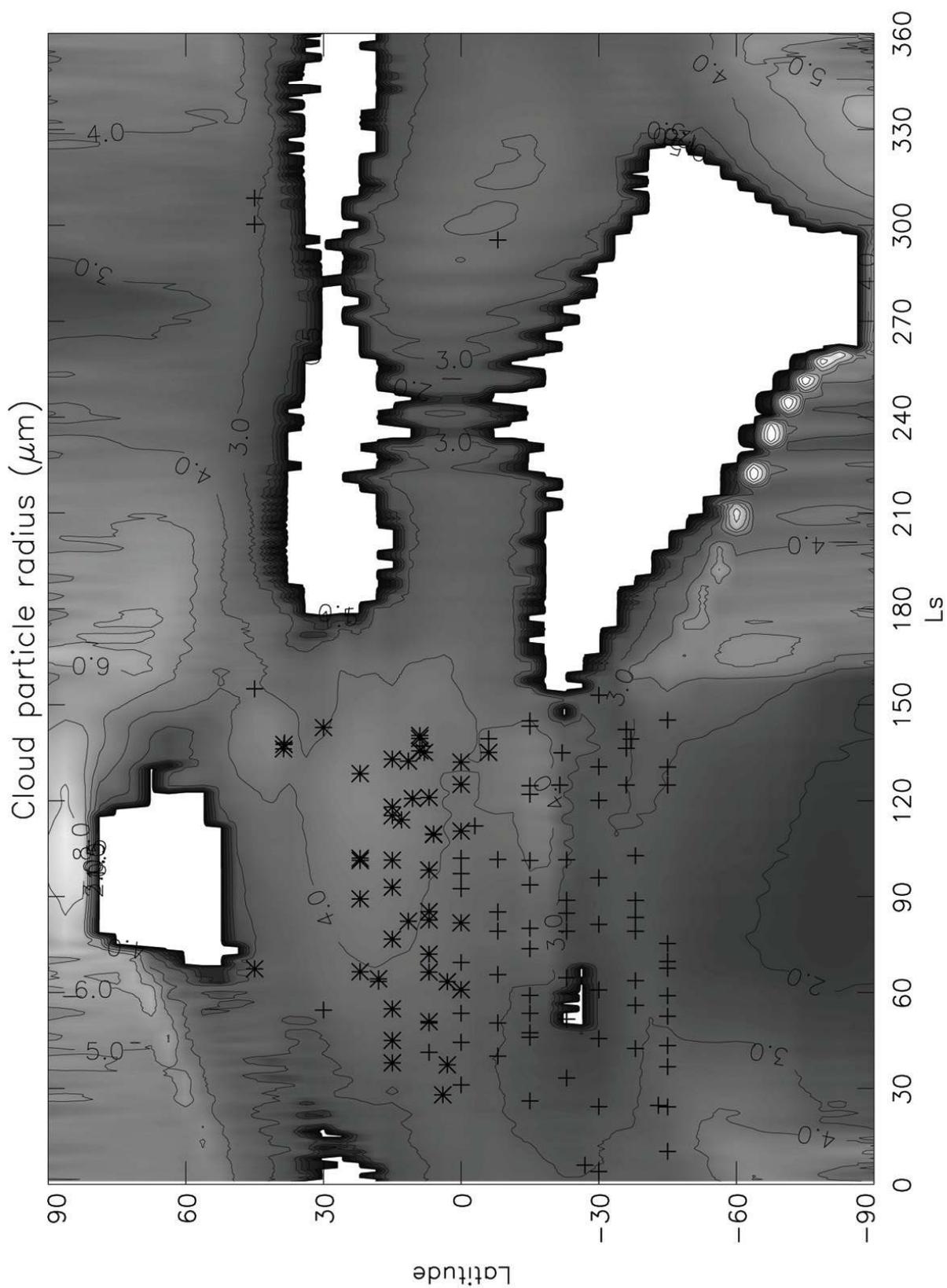


Fig. B.6 – Valeurs de  $r_{eff}$  prédites par le LMD Mars GCM

Les données de [Clancy et al., 2003] sont superposées, les croix indiquant les nuages de type 1. ( $r_{eff} = 1 - 2\mu m$ ) et les astérisques les nuages de type 2. ( $r_{eff} = 3 - 4\mu m$ ).

<b>Cube</b>	Coordonnées	$L_s$	Heure locale	Structure nuageuse
ORB1085-4	(67.7N,94.1W)	Ls 118.5	14.5	Épaisse brume et rue de nuages
ORB0548-3	(1.4S,72.6W)	Ls 51.7	7.7	Fine brume
ORB0563-3	(4.1S,108.0W)	Ls 53.6	8.5	Épaisse brume
ORB0519-2	(12.2S,100.6W)	Ls 48.1	9.3	Brume de vallée
ORB2972-4	(42.3N,116.3W)	Ls 48.0	17.7	Épaisse brume
ORB0946-5	(21.8N,117.0W)	Ls 100.7	15.4	Nuages convectifs

Tab. C.1 – Liste des orbites et structures observées d'après la classification de [Kahn, 1984].

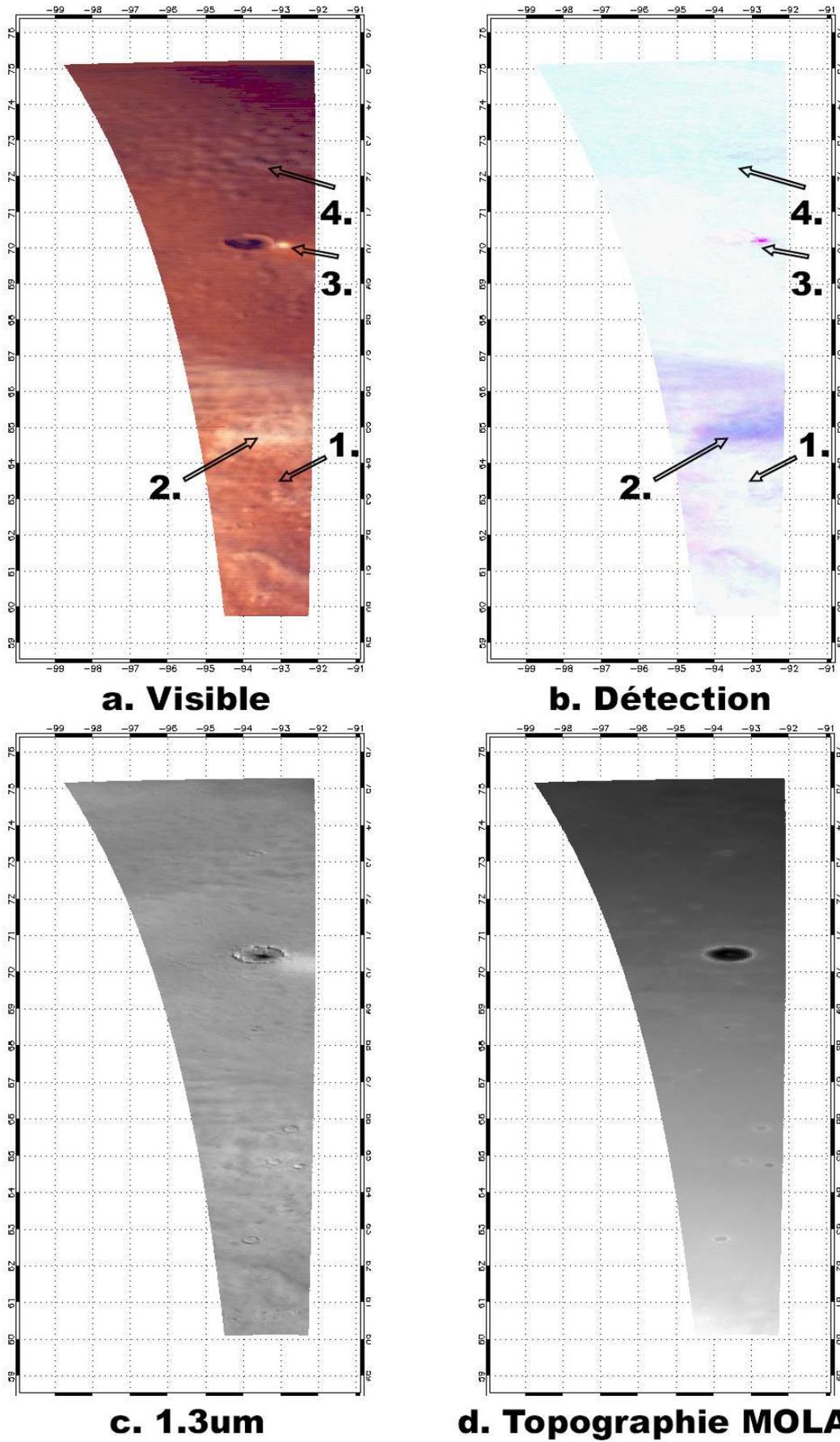


Fig. C.1 – ORB1085-4 (67.7N,94.1W), Ls 118.5, Heure locale 14.5, Incidence 51.8, Emergence 8.2

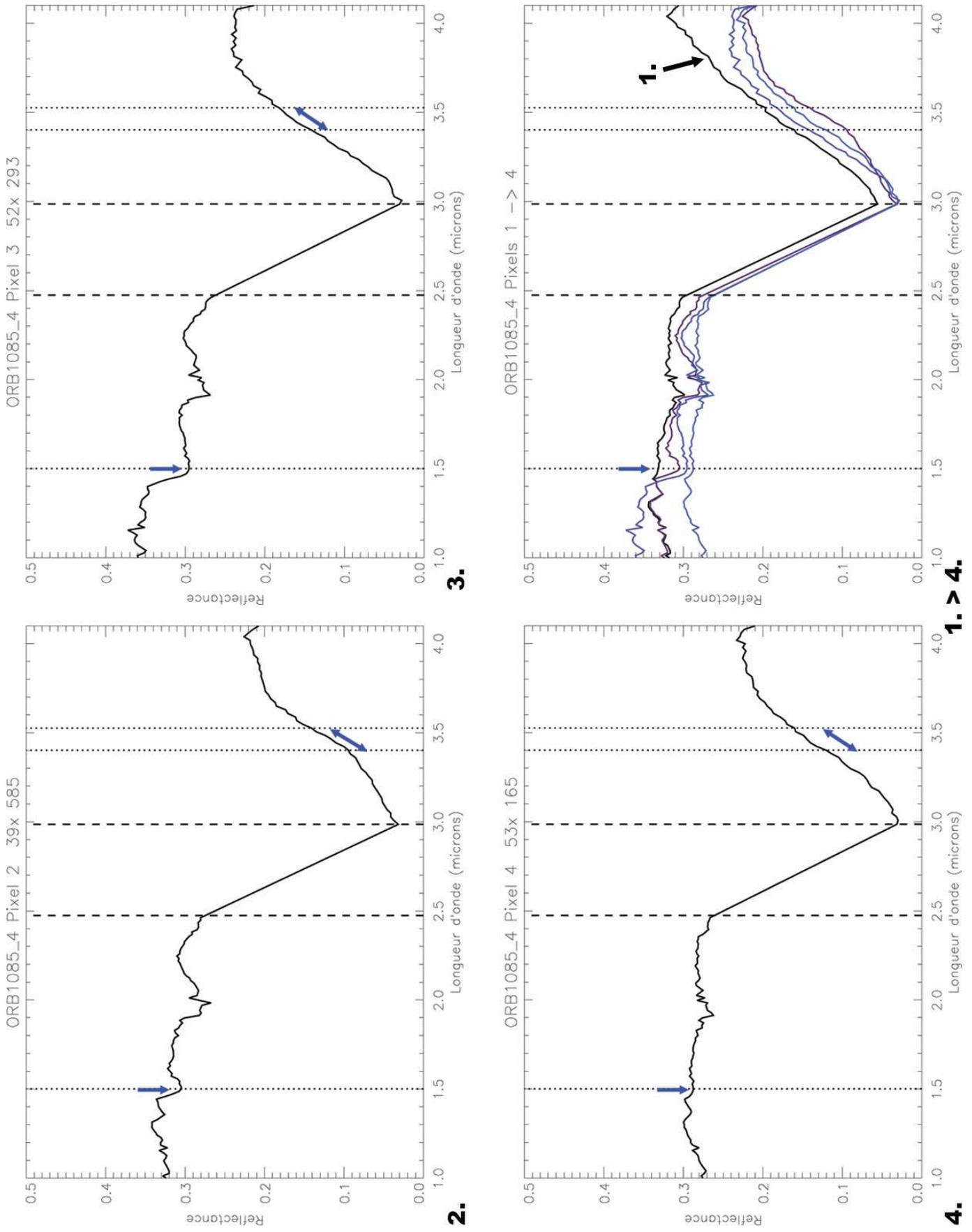


Fig. C.2 – ORB1085-4 : Spectres 2. 3. 4. puis 1. à 4. superposés.

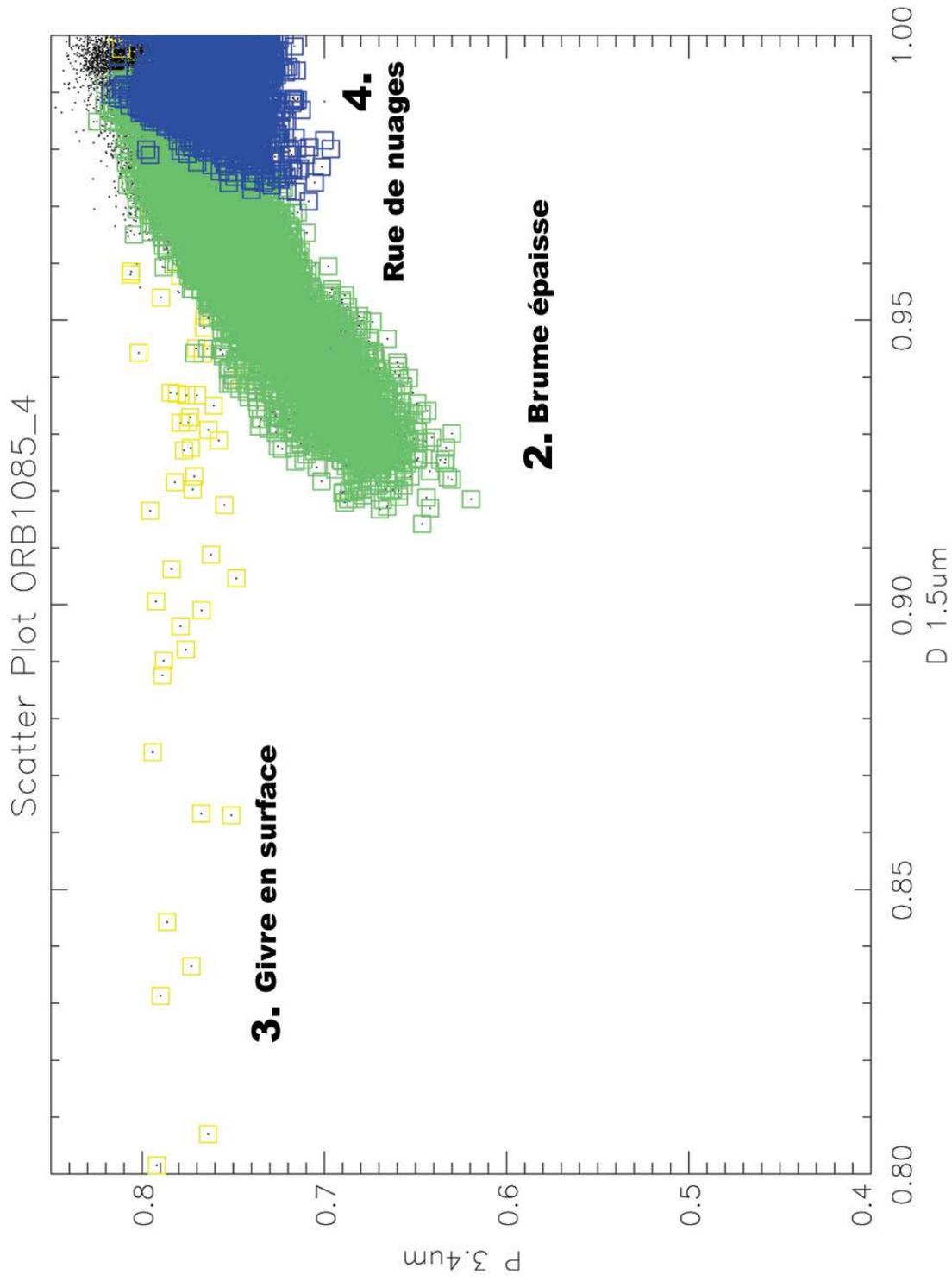


Fig. C.3 – ORB1085-4 : Diagramme de dispersion

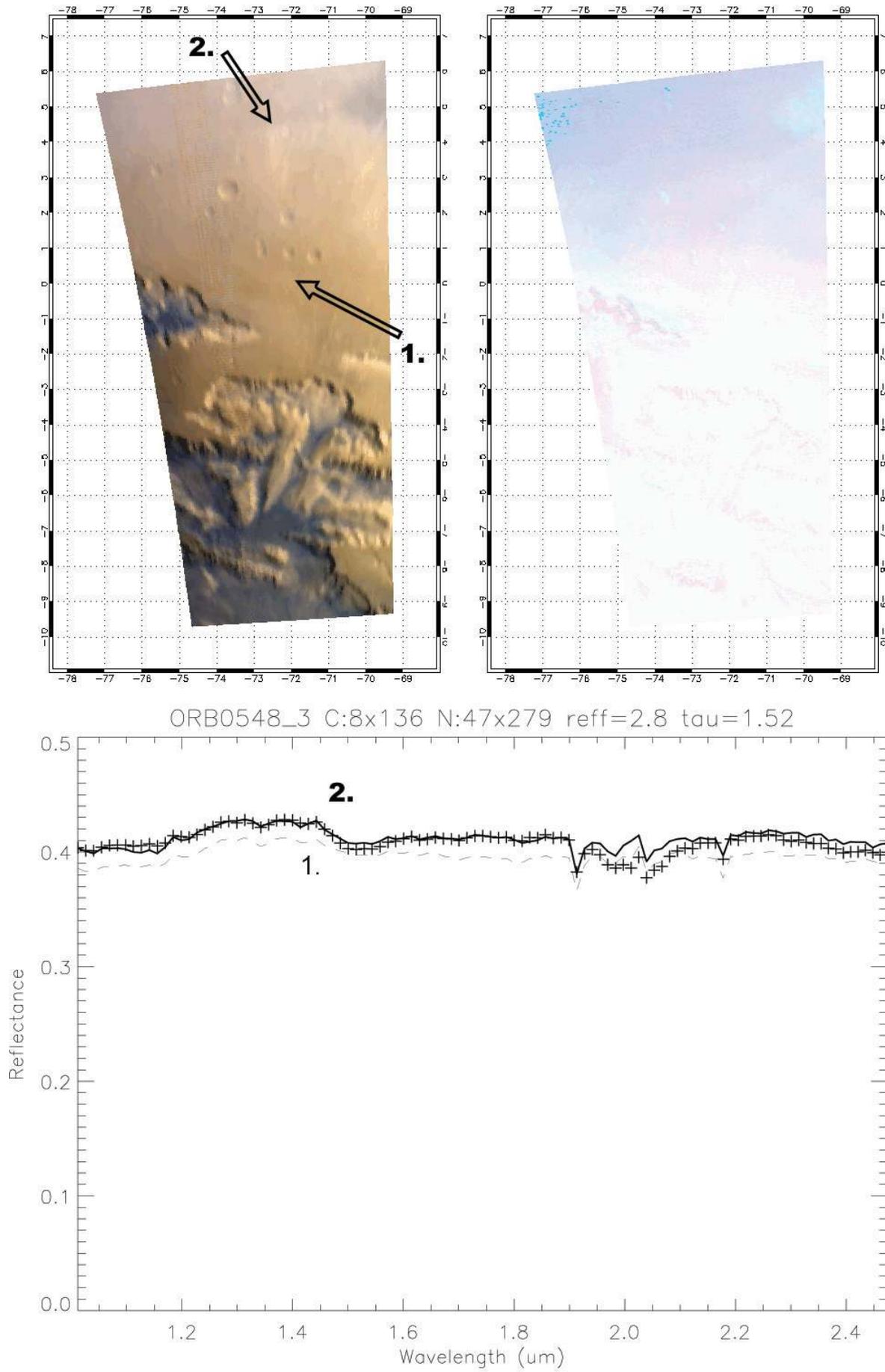


Fig. C.4 – ORB0548-3 : Epaisse brume au Nord de Valles Marineris

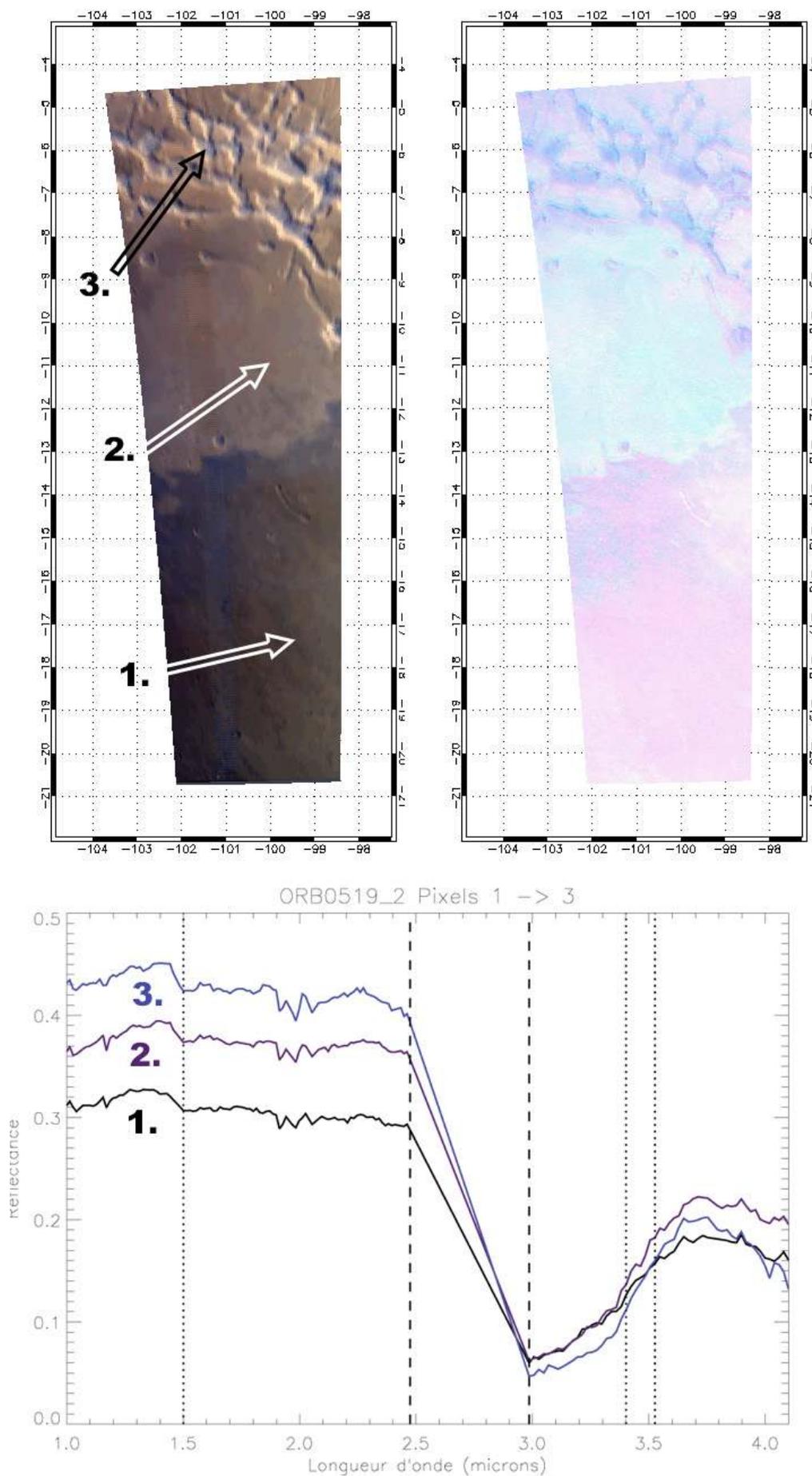


Fig. C.5 – ORB0519-2 : Noctis Labyrinthus

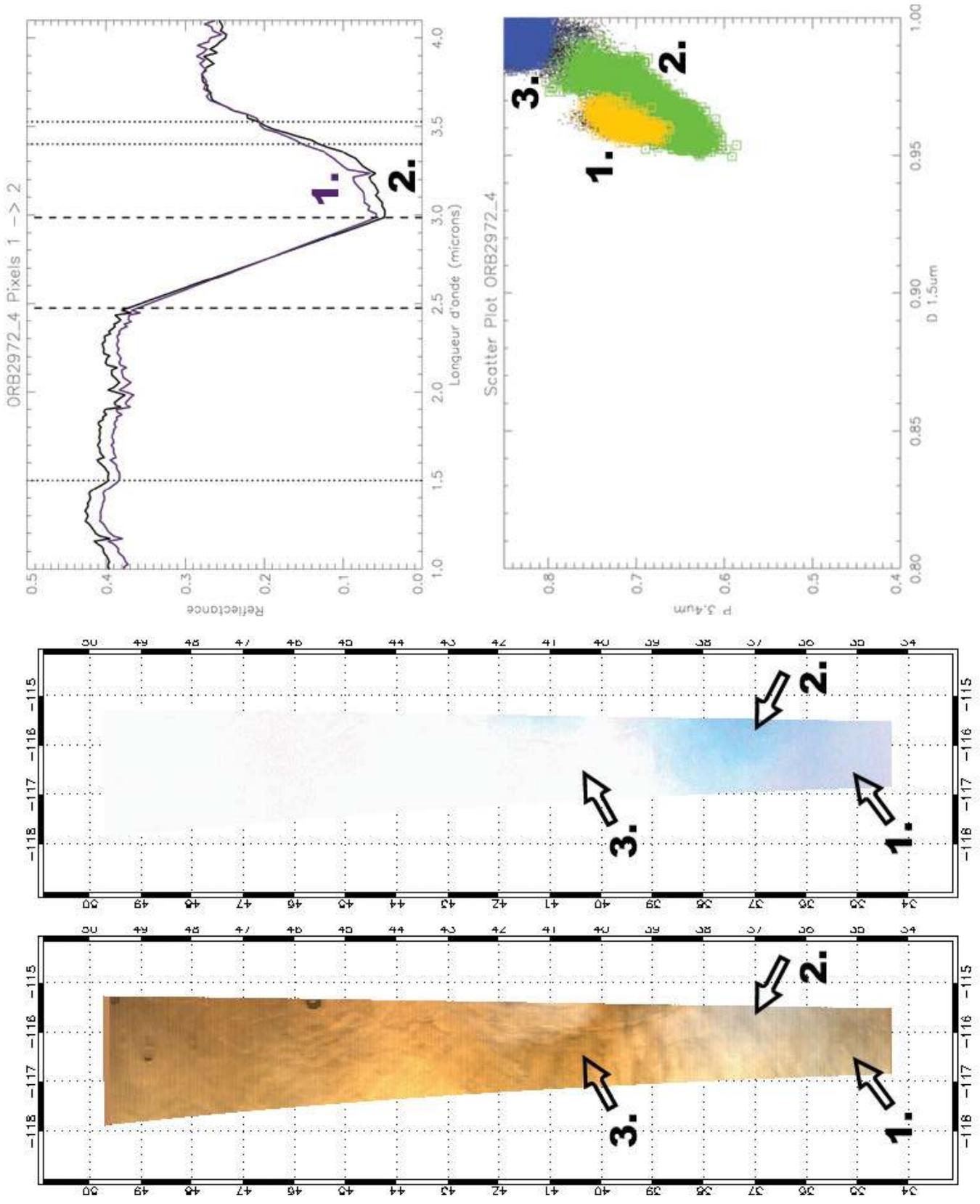


Fig. C.6 – ORB2972-4 : Alba Patera

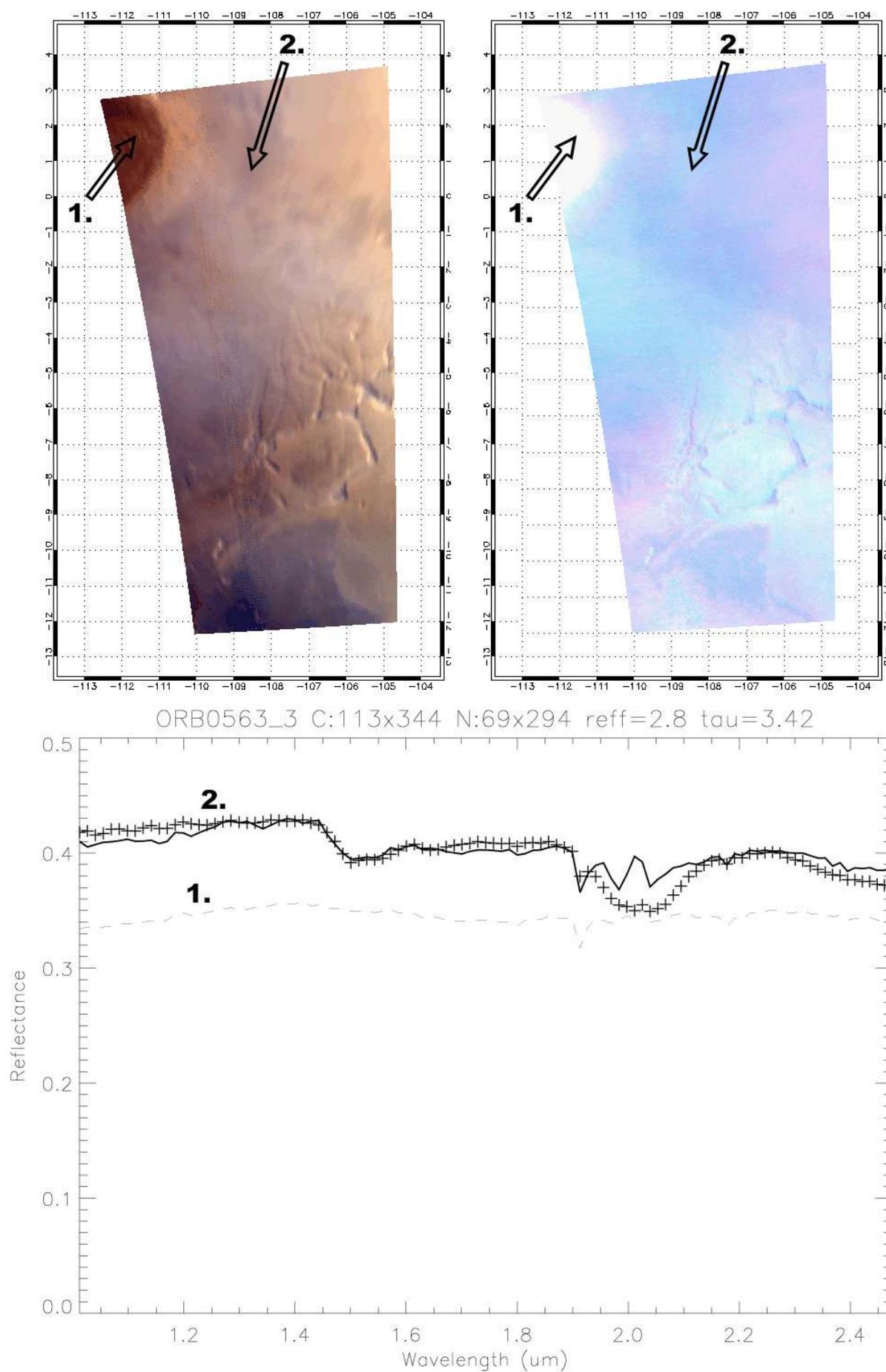


Fig. C.7 – ORB0563-3 : Epaisse brume au pied de Pavonis Mons

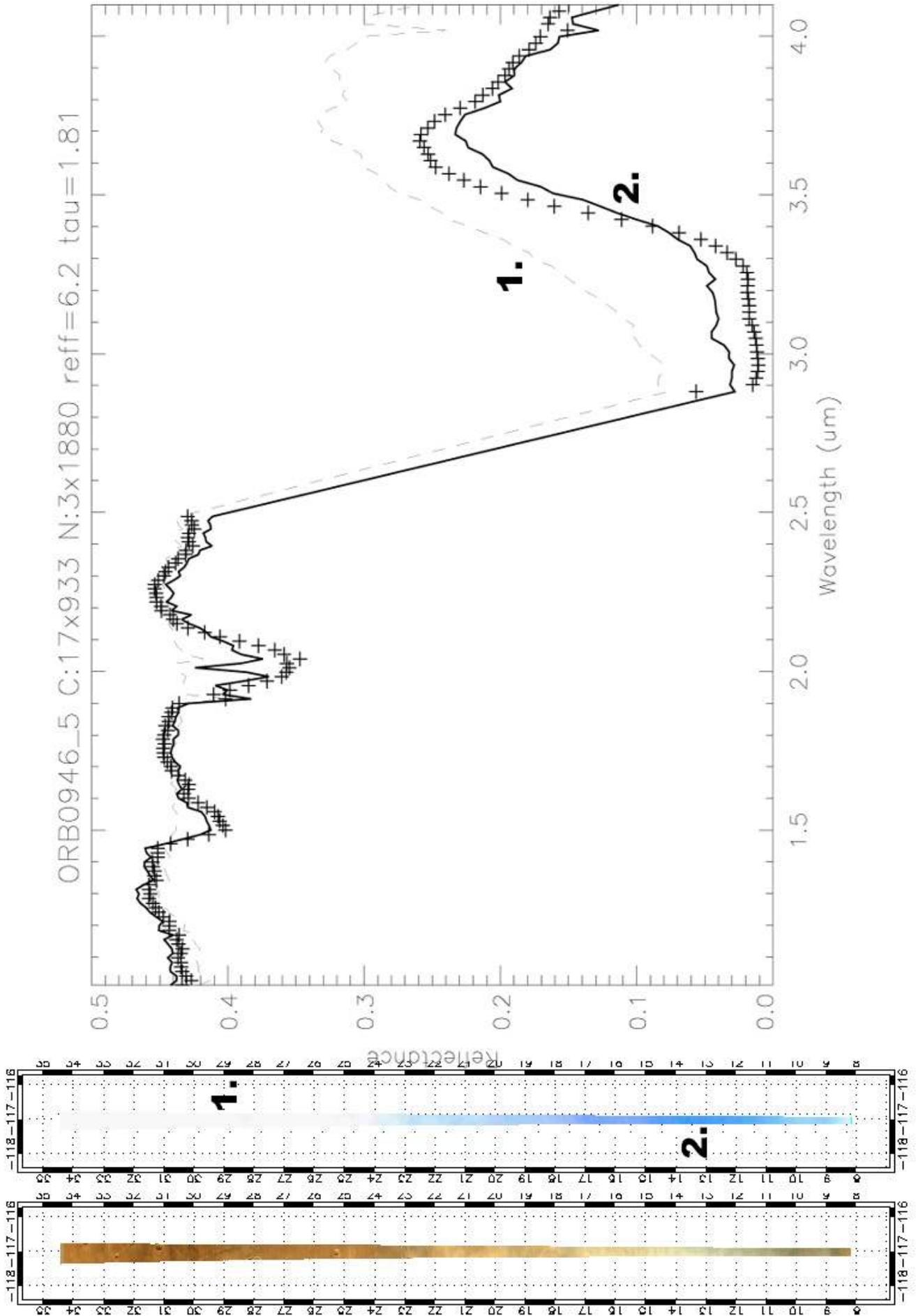


Fig. C.8 – ORB0946-5 : Nuages convectifs ronds

ANNEXE D

Cartes

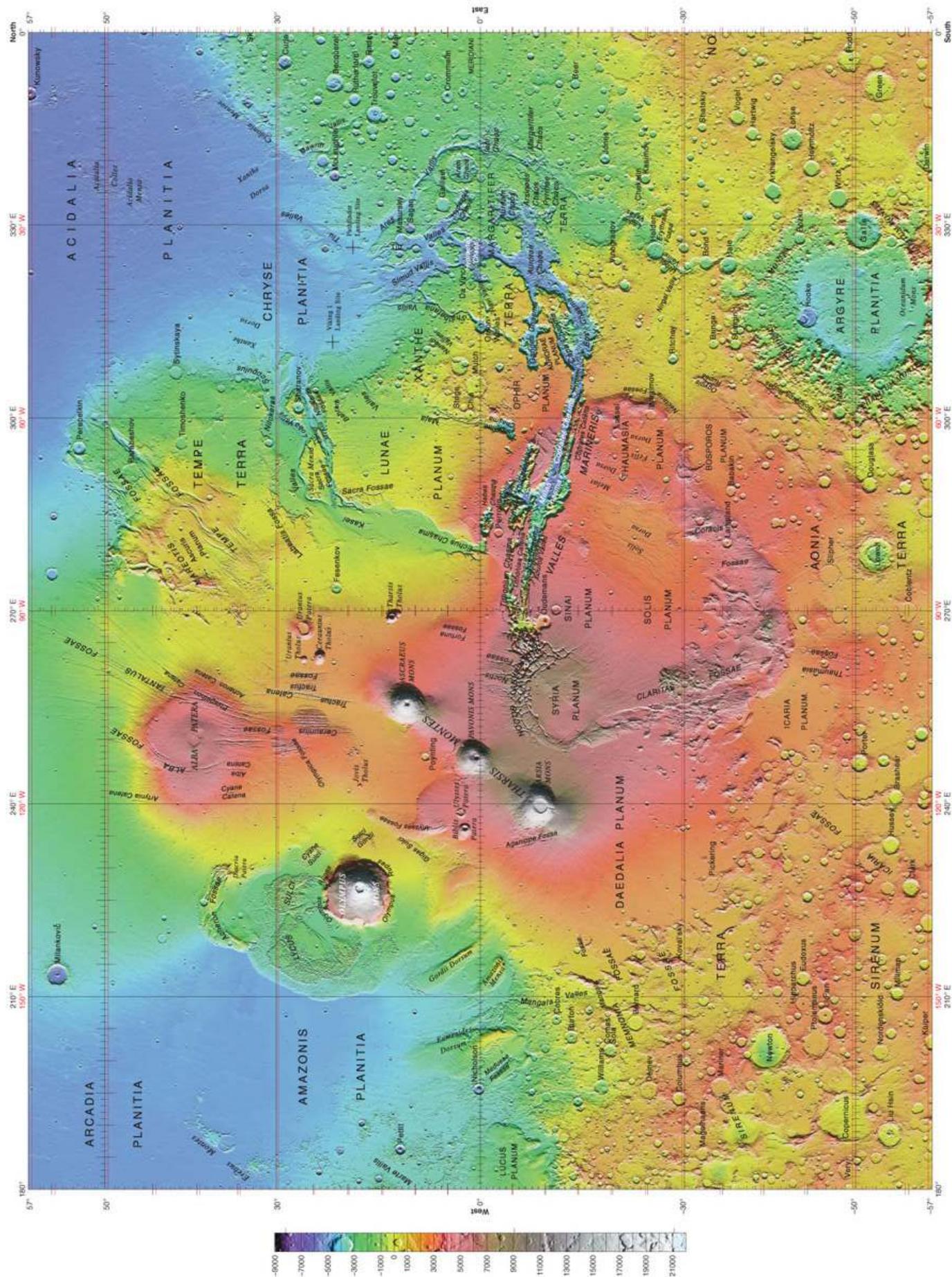


Fig. D.1 – Carte topographique de Mars (quadrant Ouest) par l'USGS (mesures MOLA, cf tab. A.1)

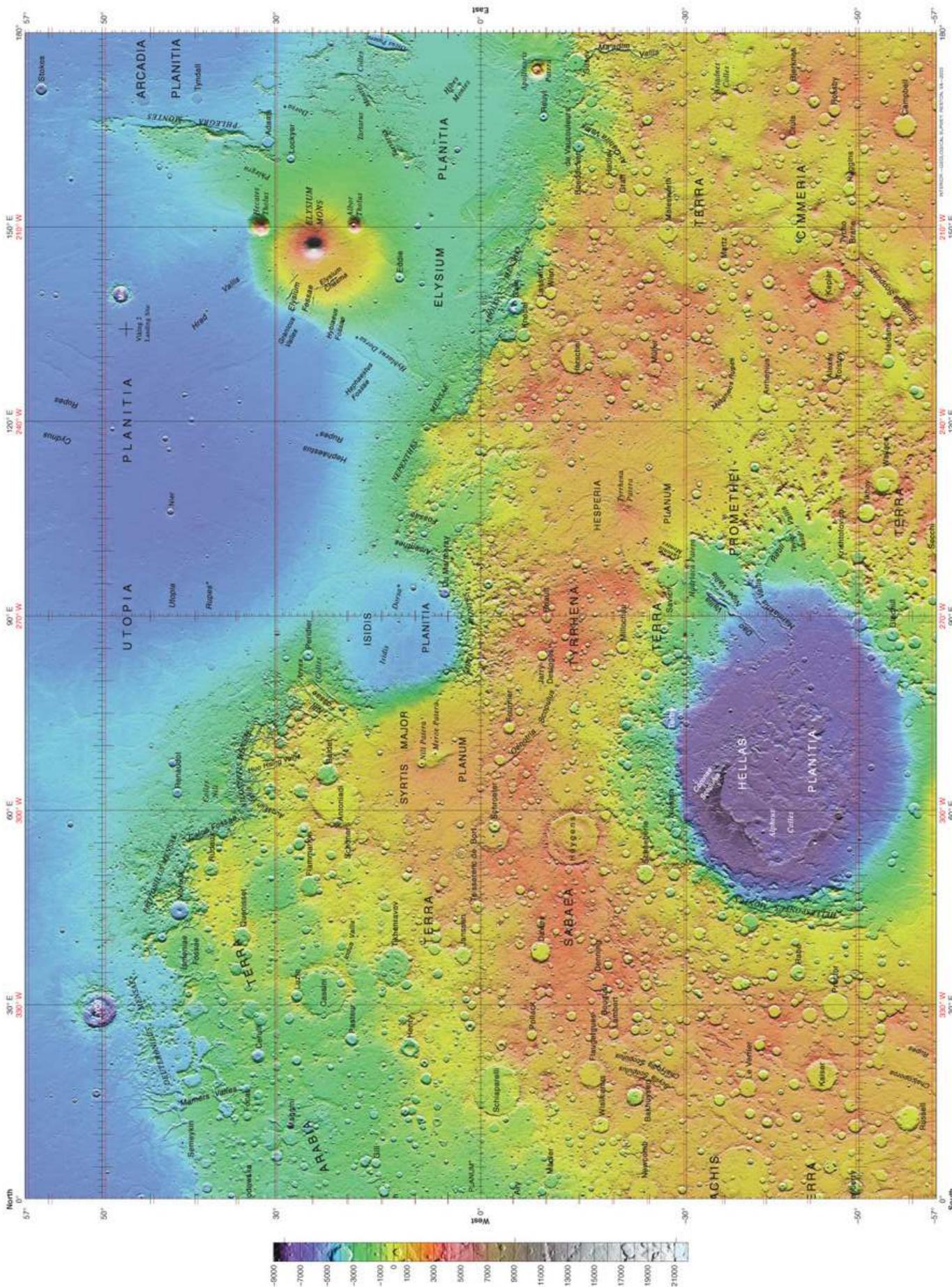


Fig. D.2 – Carte topographique de Mars (quadrant Est) par l'USGS (mesures MOLA, cf tab. A.1)

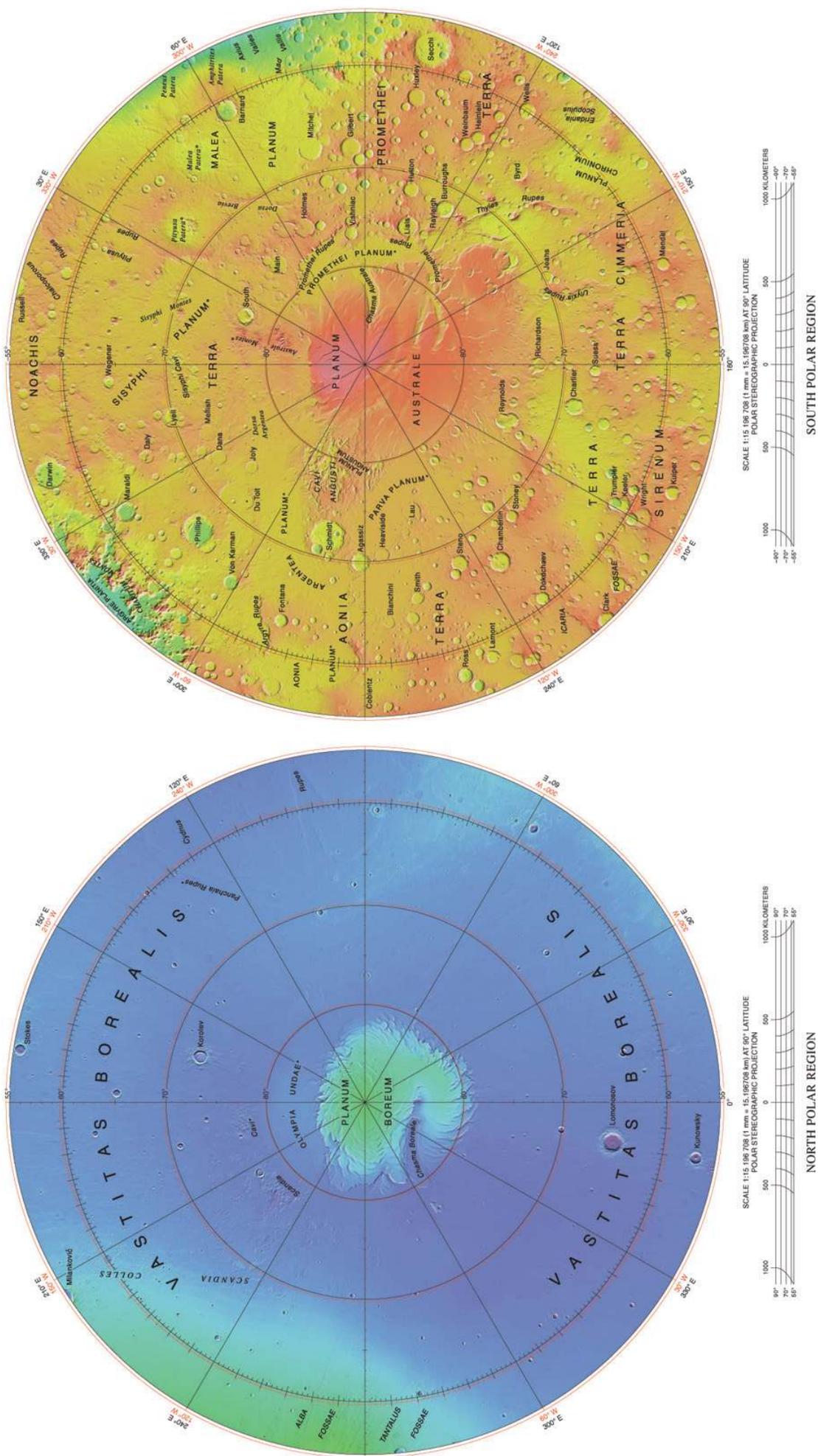


Fig. D.3 – Carte topographique de Mars (pôles) par l’USGS (mesures MOLA, cf tab. A.1)



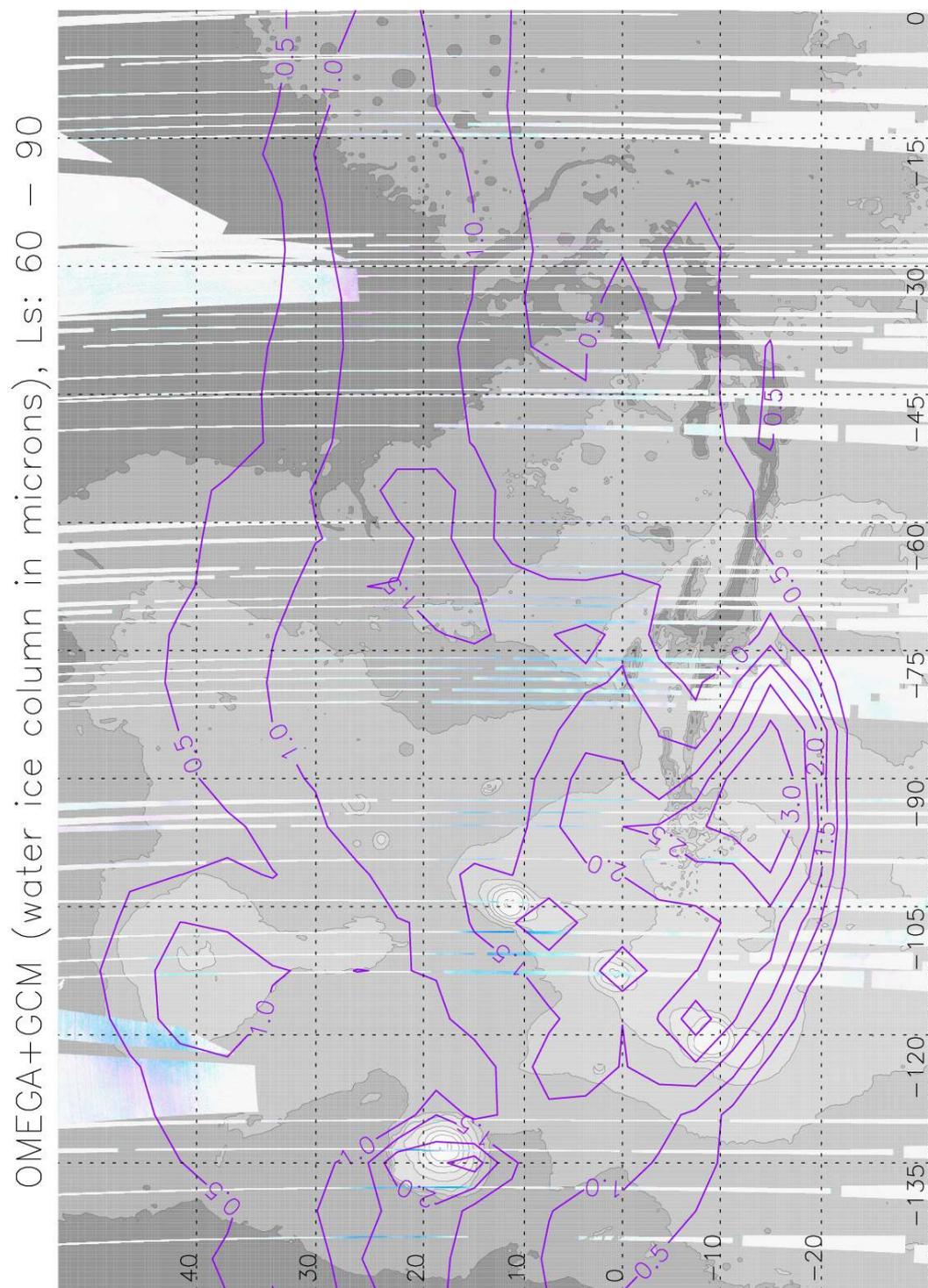


Fig. D.5 – Cartographie en composition colorée des nuages de glace d'eau de la ceinture équatoriale.  
Les prévisions en colonne de cristaux de glace du GCM sont données en contours.

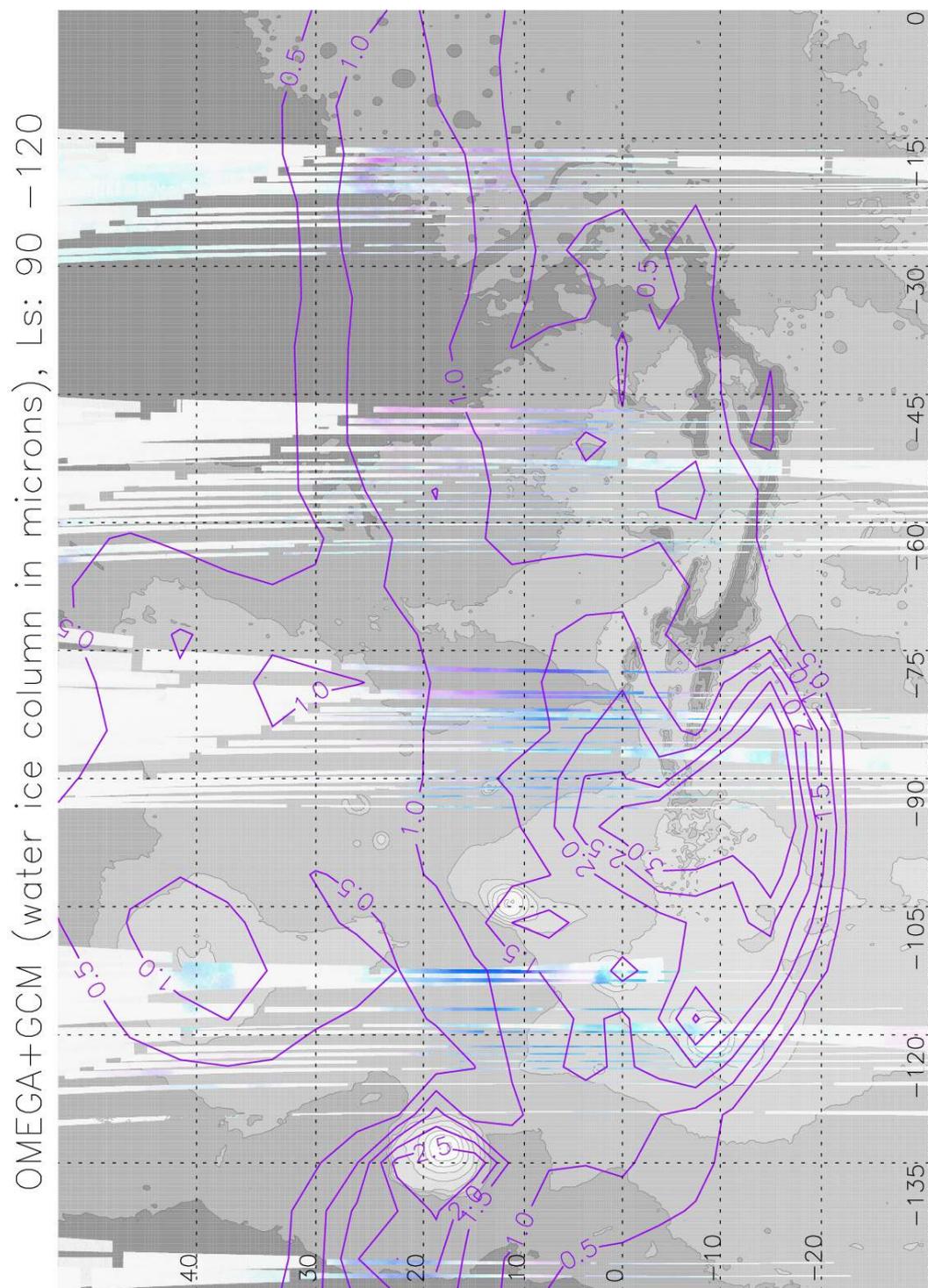


Fig. D.6 – Cartographie en composition colorée des nuages de glace d'eau de la ceinture équatoriale.  
Les prévisions en colonne de cristaux de glace du GCM sont données en contours.

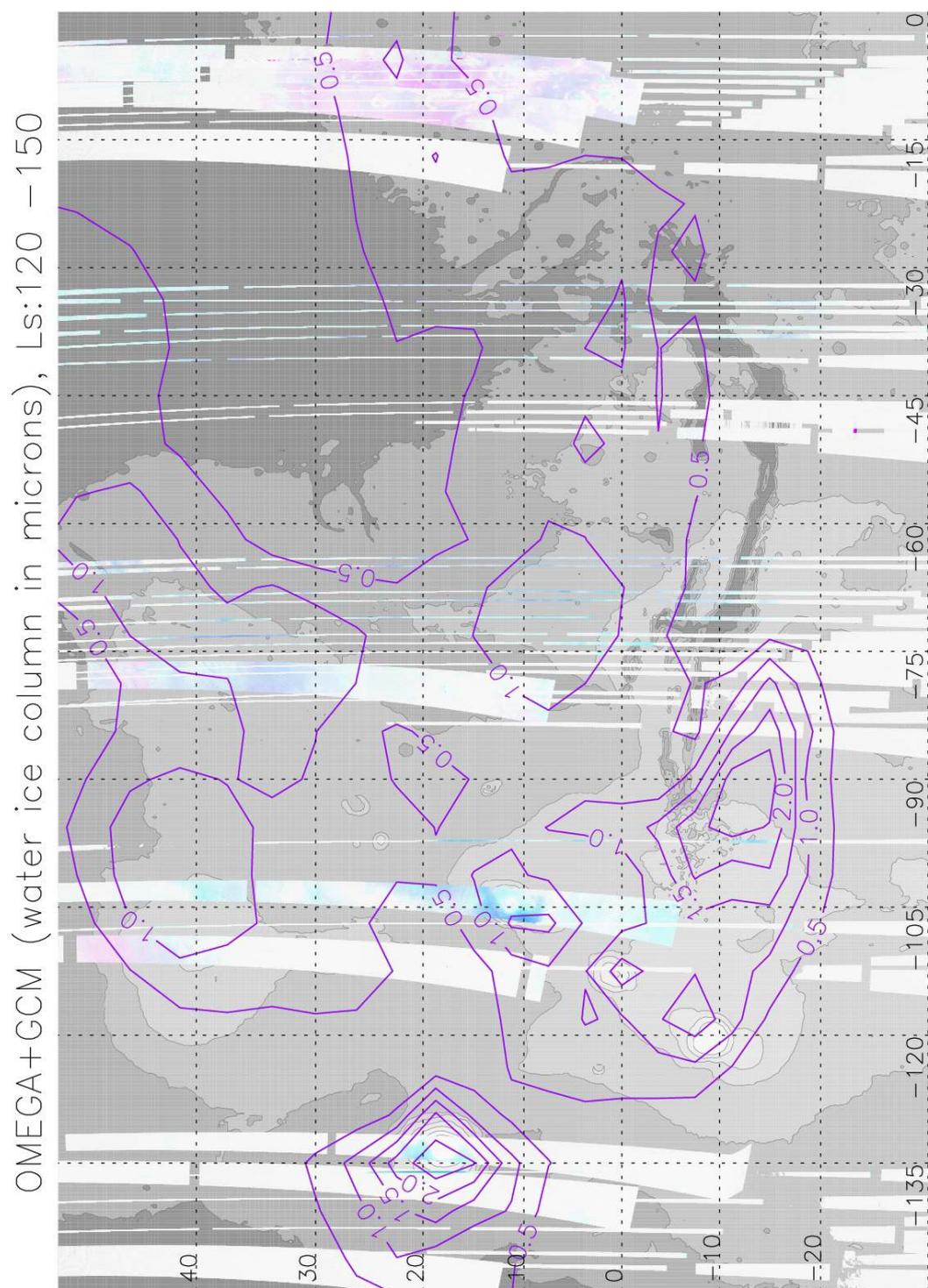


Fig. D.7 – Cartographie en composition colorée des nuages de glace d'eau de la ceinture équatoriale.  
Les prévisions en colonne de cristaux de glace du GCM sont données en contours.