

issn 0065-3713

I N S T I T U T D . A E R O N O M I E S P A T I A L E D E B E L G I O U E

3 - Avenue Circulaire

B - 1180 BRUXELLES

# **AERONOMICA ACTA**

**ACTA A N° 397 - 1996**

**Aéronomie de la basse et moyenne atmosphère martienne**

par

**D. Moreau**

B E L G I S C H I N S T I T U U T V O O R R U I M T E - A E R O N O M I E

3 - Ringlaan

B - 1180 BRUSSEL

## AVANT-PROPOS

"Aéronomie de la basse et moyenne atmosphère martienne" est une thèse présentée à l'Université Libre de Bruxelles (Faculté de Sciences) pour l'obtention du grade de Docteur en Sciences.

## VOORWOORD

"Aéronomie de la basse et moyenne atmosphère martienne" is een proefschrift voorgedragen aan de Université Libre de Bruxelles (Faculté des Sciences) voor het bekomen van titel van Doctor in de Wetenschappen.

## FOREWORD

"Aéronomie de la basse et moyenne atmosphère martienne" is a thesis submitted in fulfillment of the requirement for the degree of Doctor of Sciences at the Université Libre de Bruxelles (Faculté des Sciences).

## VORWORT

"Aéronomie de la basse et moyenne atmosphère martienne" ist eine dissertation, die zur Université Libre de Bruxelles (Faculté des Sciences) für den Titel der Wissenschaften vorgestellt wurde.

# AERONOMIE DE LA BASSE ET MOYENNE ATMOSPHERE MARTIENNE

Didier Moreau

## RESUME

Dans l'étude que nous allons détailler, nous avons mis au point le premier modèle numérique à deux dimensions de l'atmosphère de la planète Mars. Dans ce modèle, le comportement des espèces chimiques associé aux processus aéronomiques fondamentaux est simulé dans le plan méridien. Pour ce faire, nous avons, sur base du modèle bi-dimensionnel stratosphérique développé par G. Brasseur (*Brasseur et al.*, 1990), conçu un modèle permettant de traiter interactivement les mécanismes chimiques, dynamiques et radiatifs se déroulant dans l'atmosphère martienne. Le modèle a l'avantage, par rapport aux modèles à une dimension développés antérieurement, de mieux approcher théoriquement et d'une manière plus cohérente la réalité de l'atmosphère martienne.

## SAMENVATTING

In de hieronder beschreven studie hebben wij het eerste tweedimensionale digitaalmodel van de atmosfeer van de planeet Mars ontwikkeld. In bedoeld model wordt het met de fundamentele aeronomische processen verbonden gedrag van de chemische bestanddelen in het meridiaanvlak gesimuleerd. Hiertoe hebben wij op grond van het tweedimensionaal stratosferisch model van G. Brasseur (*Brasseur et al.*, 1990) een model ontworpen waarmee de in de atmosfeer van Mars optredende chemische, dynamische en stralingsmechanismen interactief behandeld kunnen worden. In vergelijking met vroeger ontwikkelde monedimensionale modellen benadert dit model theoretisch beter en op een meer samenhangende manier de realiteit van de atmosfeer van Mars.

## ABSTRACT

In the study that we will discuss, we developed the first numerical two-dimensional model of the atmosphere of Mars. In this model, the behaviour of chemical species associated with the aeronomical processes are simulated in the meridional plane. In order to do that, we developed, starting from the two-dimensional model of the earth stratosphere developed by G. Brasseur (Brasseur et al., 1990), a model allowing to treat interactively chemical, dynamical and radiative processes occurring in the today Martian atmosphere. This model has the advantage, comparing to one-dimensional model, to represent more coherently the reality of the Martian atmosphere.

## ZUSAMMENFASSUNG

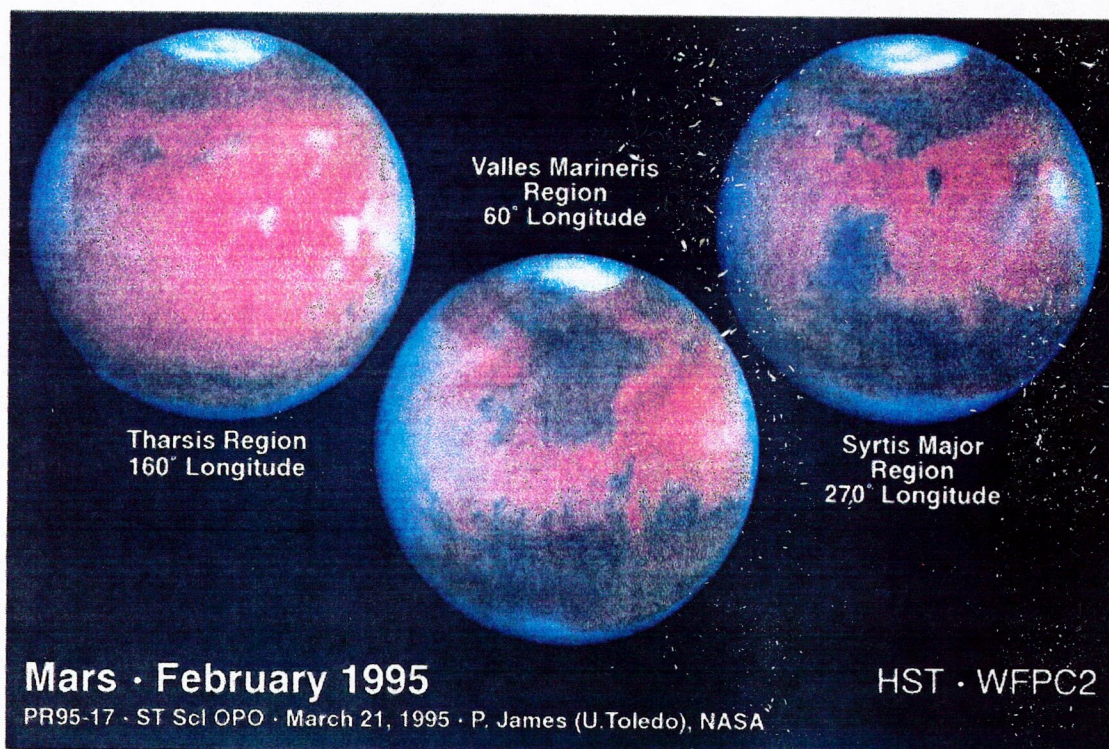
In der nachstehend beschriebenen Studie haben wir das erste numerische zweidimensionale Modell der Atmosphäre um den Planeten Mars erstellt. In diesem Modell haben wir das mit den grundlegenden aeronomischen prozessen verbundene Verhalten der chemischen Arten in der Meridianebene simuliert. Zu diesem Zweck erdachten wir, aufgrund des von G. Brasseur (Brasseur et al., 1990) entwickelten zweidimensionalen stratosphärischen Modells, ein Modell, dass die interaktive Verarbeitung der sich in der Marsatmosphäre abspielenden chemischen, dynamischen und Strahlungsmechanismen ermöglicht. Im Vergleich zu den früher erarbeiteten eindimensionalen Modellen hat dieses den Vorteil, die Wirklichkeit der Marsatmosphäre theoretisch und zusammenhängender zu betrachten.



UNIVERSITE LIBRE DE BRUXELLES

FACULTE DES SCIENCES

Aéronomie de la basse et moyenne atmosphère  
martienne



Thèse présentée pour  
l'obtention du grade de  
Docteur en Sciences

Didier Moreau

Juin 1995

## Résumé

Dans l'étude que nous allons détailler, nous avons mis au point le premier modèle numérique à deux dimensions de l'atmosphère de la planète Mars. Dans ce modèle, le comportement des espèces chimiques associé aux processus aéronomiques fondamentaux est simulé dans le plan méridien. Pour ce faire, nous avons, sur base du modèle bi-dimensionnel stratosphérique développé par G. Brasseur (*Brasseur et al.*, 1990), conçu un modèle permettant de traiter interactivement les mécanismes chimiques, dynamiques et radiatifs se déroulant dans l'atmosphère martienne. Le modèle a l'avantage, par rapport aux modèles à une dimension développés antérieurement, de mieux approcher théoriquement et d'une manière plus cohérente la réalité de l'atmosphère martienne. Dès la première version de ce modèle terminée, nous l'avons validé en comparant nos résultats avec les observations recueillies lors des missions spatiales (Mariner, Viking, Mars, Phobos) ainsi qu'avec les données obtenues au cours des campagnes d'observations télescopiques. La phase de validation du modèle nous a permis de voir que le modèle reproduit fidèlement les principales caractéristiques dynamiques (profil thermique, coefficient vertical de diffusion turbulente, ....) et chimiques (colonne totale d'ozone,....) observées. Le modèle vérifié, nous disposons par conséquent, d'un outil théorique unique nous permettant d'aborder les problèmes aéronomiques particuliers récemment mis à jour lors de la mission Phobos, mais également d'expérimenter théoriquement la présence éventuelle de nouvelles molécules et radicaux non encore détectés dans l'atmosphère martienne. Nous nous sommes intéressés à différents types de molécules: les molécules carbonées simples, les composés chlorés et sulfurés. Dans ce contexte, nous avons alors introduit dans le modèle validé les mécanismes chimiques et photochimiques impliquant ces divers types de composés. Les résultats de ces expériences sont extrêmement prometteurs et font l'objet d'une ample discussion dans le présent travail. Entre autre, le modèle a permis d'établir que les constituants carbonés simples pourraient exister dans les conditions thermodynamiques existant de nos jours dans l'atmosphère martienne. Les schémas photochimiques que nous avons introduits dans le modèle sont, bien évidemment, asservis de multiples conditions initiales et limites appliquées au modèle. En revanche, ces différents schémas permettent de porter un regard neuf et inattendu sur l'aéronomie martienne. L'atmosphère de la planète Mars apparaît désormais infiniment plus complexe que décrite antérieurement. Grâce à ce nouveau modèle, nous avons mis en évidence le cycle catalytique des réactions chimiques permettant aux molécules carbonées simples de se maintenir dans l'atmosphère contemporaine.

L'interprétation de ces résultats nous a permis de réenvisager certaines idées préconçues en particulier sur l'activité volcanique potentielle de la planète ainsi que sur les mécanismes de chimie organique susceptibles de se dérouler aujourd'hui sur la planète. Enfin, nous disposons à présent d'un outil théorique extrêmement puissant, maniable et peu coûteux au niveau du temps de calcul nous permettant de préparer plus habilement les campagnes d'observations de la planète.

-----

"Chercher à connaître n'est souvent qu'apprendre à douter"

Madame Deshoulières (1637-1694)

## Remerciements

Je tiens à sincèrement remercier toutes les personnes qui m'ont assisté et encouragé dans la réalisation de ce travail. Mes remerciements vont tout particulièrement à mon directeur de thèse Guy Brasseur (Directeur de la division de chimie atmosphérique du Centre National pour la Recherche Atmosphérique (NCAR, Boulder, Colorado)) qui m'a laissé toute initiative dans mon travail et incité à mener à bien ce dernier. De plus, je tiens à signifier que je reconnais la chance que j'ai eu de découvrir grâce à Guy Brasseur ce monde passionnant qu'est l'atmosphère martienne et de débiter mon travail de thèse avec son modèle de la stratosphère terrestre.

Je suis tout particulièrement reconnaissant à Marcel Ackerman (Directeur de l'Institut d'Aéronomie Spatiale de Belgique) et Larry Esposito (Professeur au Laboratoire de Physique Atmosphérique et de Physique Spatiale de l'Université du Colorado) pour m'avoir aidé financièrement durant toutes ces années. Mes remerciements s'adressent également à mes collègues de l'Institut d'Aéronomie Spatiale de Belgique, Gaston Kockarts, Jacques Wisemberg, Martine De Mazière, Jean-Francois Müller, Pierre Friedlingstein, Dominique Fonteyn, William Peetermans, Christian Muller et Simon Chabrilat qui m'ont épaulé dans les moments difficiles. Les échanges d'idées et le soutien inconditionnel apportés par mes collègues André Marten, Jan Rosenqvist, Yvon Biraud, Max Cuisenier, Khalil Hammal de l'Observatoire de Paris Meudon et Eric Chassefière du Service d'Aéronomie à Paris furent essentiels à la finalisation de ce travail.

Cette étude n'aurait évidemment pu être concrétisée sans le soutien de mes collègues Emile Falise, Jacques Schmitz, Arthur Simon, Fernand Vandreck, Maurice Jaumin, Nathalie Morsa qui répondirent toujours présent aux moments cruciaux de la réalisation pratique de mon travail.

Dans un tout autre cadre, je remercie sans limites mes parents qui m'ont toujours laissé libre de mes choix, Joëlle pour tous les sacrifices qu'elle m'a consentis malgré mon humeur détestable et mes silences tout aussi déstabilisants et enfin Manon, Camille et Clémence qui par leur seule présence m'ont apporté ces moments de sérénité qui furent essentiels pour achever mon travail.

# SOMMAIRE

## I. INTRODUCTION

<b>1. Mars: une planète comparable à la Terre</b> .....	9
<b>2. Composition chimique et nature physique de l'atmosphère</b>	
a. Molécules observées .....	12
b. Autres constituants chimiques mineurs .....	19
c. Caractéristiques physiques de l'atmosphère .....	19
d. Structure thermique de l'atmosphère .....	21
<b>3. Modélisation des processus aéronomiques martiens</b>	
a. Utilité de la modélisation de l'atmosphère martienne .....	23
b. Objectifs de la thèse .....	24
c. Les processus organiques dans l'environnement martien actuel .....	26

## II. DESCRIPTION DU MODELE 2D

### 1. Modèle chimique

a. Hypothèses sur la distribution verticale de l'eau .....	31
b. Description du code chimique .....	33

### 2. Modèle radiatif

a. Calcul des coefficients de photodissociation .....	41
b. Modèle radiatif du CCM1 (NCAR) .....	44
c. Calcul de l'albédo de la surface .....	45

### **3. Modèle dynamique**

a. Introduction .....	47
b. Les modèles de circulation générale .....	50
c. La circulation zonale moyenne .....	51
d. Les ondes atmosphériques	
1. Les ondes de gravité .....	56
2. Les marées thermiques .....	58
3. Les ondes planétaires .....	59

### **4. Calcul des moyennes diurnes .....**

63

### **5. Conditionnement du modèle 2D**

a. Paramètres physiques introduits dans le modèle .....	64
b. Conditions initiales et limites .....	65
c. Flux solaire utilisé .....	66
d. Traitement numérique .....	67

## **III. ANALYSE DES PROCESSUS AERONOMIQUES MARTIENS**

### **1. Introduction .....**

73

### **2. Stabilité atmosphérique .....**

74

### **3. Les processus dynamiques et radiatifs martiens**

a. Introduction .....	78
b. Chauffage radiatif de l'atmosphère	

1. Réchauffement par O <sub>3</sub> , CO <sub>2</sub> et O <sub>2</sub> .....	79
2. Réchauffement par les autres composés atmosphériques .....	80
3. Réchauffement par les poussières .....	80
c. Refroidissement radiatif de l'atmosphère	
1. Refroidissement par le dioxyde de carbone .....	81
2. Refroidissement par les poussières .....	81
d. La circulation atmosphérique	
1. La fonction courant .....	83
2. Les vents zonaux .....	87
3. Les vents méridionaux .....	92
4. Les vents verticaux .....	92
5. Le coefficient vertical de diffusion turbulente .....	94
6. Structure thermique de l'atmosphère .....	99
<b>4. La régression des calottes polaires .....</b>	<b>104</b>
<b>5. Les gaz en trace dans l'atmosphère martienne</b>	
a. Les hydrogènes appariés et non appariés .....	107
b. Les oxygènes non appariés .....	116
c. Les composés azotés .....	132
<b>6. Distribution verticale et méridionale du monoxyde de carbone ...</b>	<b>154</b>

#### **IV. APPLICATIONS DU MODELE BIDIMENSIONNEL**

<b>1. Introduction .....</b>	<b>165</b>
<b>2. Analyse de la variabilité spatio-temporelle de la structure atmosphérique</b>	

a. Les bouleversements climatiques martiens . . . . .	165
b. Réponse de l'atmosphère à la variation du flux solaire	
1. Modification de l'excentricité orbitale . . . . .	167
2. Modification de l'obliquité de la planète	
a. Introduction . . . . .	168
b. Modélisation de l'atmosphère en période de faible obliquité	
1. Introduction . . . . .	173
2. Structure thermique . . . . .	173
3. Structure Dynamique . . . . .	177
4. Structure Chimique . . . . .	179
3. Fluctuation naturelle de l'irradiance solaire . . . . .	189
c. Effets des tempêtes de poussières sur la structure atmosphérique	
1. Description du phénomène . . . . .	193
2. Impact des poussières sur la structure atmosphérique	
a. Formalisme du modèle radiatif de diffusion multiple . . . . .	195
b. Distribution verticale des poussières . . . . .	208
c. Calcul des paramètres optiques pour une couche atmosphérique . . . . .	209
d. Résultats . . . . .	210

## **2. Les molécules organiques dans l'atmosphère martienne actuelle**

a. Présentation du problème . . . . .	217
1. Détection du formaldéhyde dans l'atmosphère martienne . . . . .	218
2. Distribution verticale observée . . . . .	221
3. Premières observations potentielles . . . . .	222
b. Schéma photochimique introduit dans le modèle 2D . . . . .	224
c. Impact de la présence des composés organiques sur nos connaissances de l'environnement atmosphérique et géologique de la planète Mars. . . . .	229
1. Source volcanique . . . . .	233
2. Production par catalyse hétérogène sur les poussières . . . . .	235
3. Source liée à l'hypothétique activité microbienne . . . . .	236
d. Discussion . . . . .	239



<b>3. Réponse de l'atmosphère à une éventuelle injection de dioxyde de soufre et d'acide chlorhydrique</b>	
a. Le volcanisme martien	
1. Introduction .....	243
2. Production et mise en place des magmas .....	244
3. Interaction du magma avec le permafrost .....	245
b. Schéma photochimique des composés sulfurés et chlorés .....	249
<b>V. CONCLUSIONS .....</b>	<b>273</b>
<b>LISTE DES TABLEAUX .....</b>	<b>279</b>
<b>LISTE DES FIGURES .....</b>	<b>21</b>
<b>ANNEXES</b>	
A.1. Liste chronologique des missions spatiales envoyées vers Mars .....	293
A.2. Compilation des articles scientifiques publiés sur les résultats des missions spatiales martiennes. ....	294
A.3. Description du modèle développé pour le calcul de la température de la surface .....	296
A.4. Liste des modèles de la circulation générale (GCM) publiés .....	298
A.5. Description succincte des expériences de détection de l'activité biologique potentielle de la surface martienne embarquées à bord des sondes Viking .....	301
<b>REFERENCES .....</b>	<b>305</b>

# **CHAPITRE I.**

## **INTRODUCTION**

---

## Chapitre I: INTRODUCTION

### 1. Mars, une planète analogue à la Terre

Mars a invariablement fasciné les astronomes à toutes les époques. Jusqu'en 1610, bien avant que n'apparaissent les premières lunettes astronomiques, la seule étude pertinente de la planète fut l'analyse de sa trajectoire sur la voûte céleste par rapport aux étoiles et constellations. Par la suite, au fur et à mesure que s'affinait l'optique des lunettes astronomiques, la planète Mars suscita un intérêt passionné. Ce qui conduisit les astronomes à s'intéresser à Mars fut l'apparition sur le disque planétaire de fluctuations soudaines de l'albédo que l'on interpréta à cette époque comme l'évolution saisonnière d'une végétation luxuriante. C'est durant cette période que les relevés astronomiques ont permis de déduire que la planète gravite en moyenne à 228 millions de kilomètres du Soleil, et que son axe de rotation est incliné de 25 degrés par rapport à son plan orbital. En 1666, toujours grâce à une lunette astronomique, Cassini put suivre quelques détails à la surface de la planète et estima ainsi sa période de révolution (24h 37 min). Trois années plus tard, en 1669, Huygens cartographia pour la première fois ces zones d'albédos contrastés. C'est au cours de cette même période que l'on évalua son diamètre. Observée au télescope depuis la surface terrestre, la planète rouge, ainsi qu'elle est surnommée, montre sur un fond ocre, des zones permanentes de faible albédo et des calottes polaires progressant et régressant au gré des saisons. Le tableau I.1. présente les différents paramètres astronomiques de la planète Mars. Le diamètre équatorial de Mars est environ deux fois inférieur au diamètre terrestre et sa masse totale 1 ordre de grandeur plus faible. Ces deux caractéristiques produisent une accélération de la pesanteur de  $3.73 \text{ ms}^{-2}$ . Conséquence logique de cette faible attraction, l'atmosphère martienne est nettement plus dilatée et la pression globale de surface n'atteint que des pressions comparables aux pressions stratosphériques terrestres (6.1 hP en moyenne).

---

Diamètre équatorial	6787 km
Masse	0.108 (Terre=1)
Accélération de la pesanteur	3.73 m s <sup>-2</sup>
Pression de surface	6.1 hP
Excentricité	0.09337
Obliquité	25 degrés
Température d'équilibre	216 Kelvin
Température moyenne	220 Kelvin
Période de révolution	669 j martiens
Durée du jour martien	24 h 37 min

---

**Tableau I.1.** Caractéristiques astronomiques de la planète Mars.

L'obliquité de la planète (25°) est pratiquement identique à celle de la Terre (23,7°). Mars possède donc un cycle saisonnier analogue au cycle terrestre. Toutefois, l'excentricité orbitale (0.09337) étant beaucoup plus prononcée, la longueur des saisons martiennes est très asymétrique d'un hémisphère à l'autre. Le tableau I.2. donne la durée des saisons dans l'hémisphère nord martien.

Cette dissymétrie dans la durée des saisons, associée à l'éloignement de la planète par rapport au soleil influence directement la distribution du flux solaire atteignant Mars et module

---

Hiver	183 jours terrestres
Printemps	147 jours terrestres
Eté	158 jours terrestres
Automne	199 jours terrestres

---

**Tableau I.2.** Durée des saisons dans l'hémisphère nord martien.

donc le régime des températures atmosphériques et de surface. La température d'équilibre<sup>1</sup> de la planète est de 216 Kelvin, tandis que la température moyenne de surface est de 220 K. La période de révolution autour du soleil est de 669 jours martiens soit 687 jours terrestres. Les figures I.1 et I.2 montrent la variation de la distance héliocentrique et de la constante solaire en fonction de la longitude solaire<sup>2</sup>

---

<sup>1</sup> La température d'équilibre est la température résultant de l'équilibre entre l'énergie thermique émise par la planète et l'énergie solaire reçue.

<sup>2</sup> La longitude solaire est un indice saisonnier qui correspond à la position de la planète sur son orbite par rapport au soleil.  $L_s = 0^\circ$  correspond à l'équinoxe de printemps dans l'hémisphère nord.

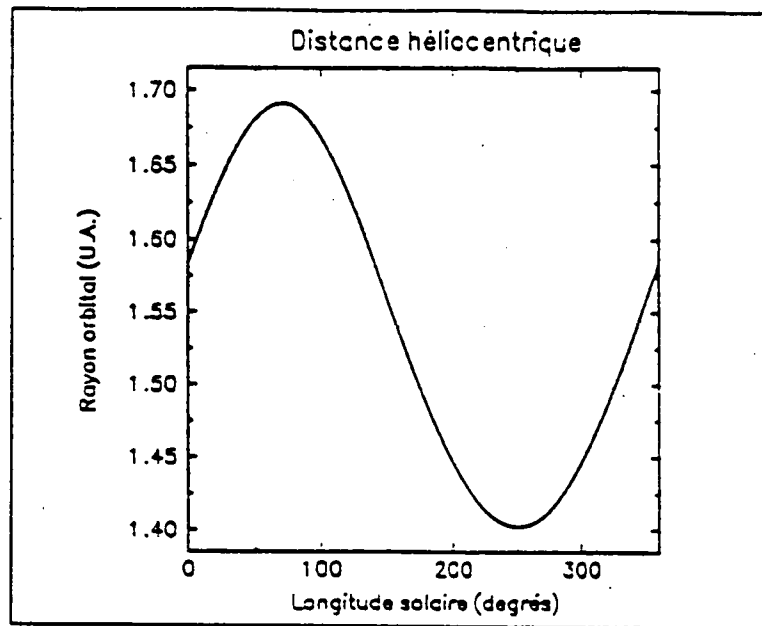


Figure L1. Variation de la distance héliocentrique en fonction de la longitude solaire.

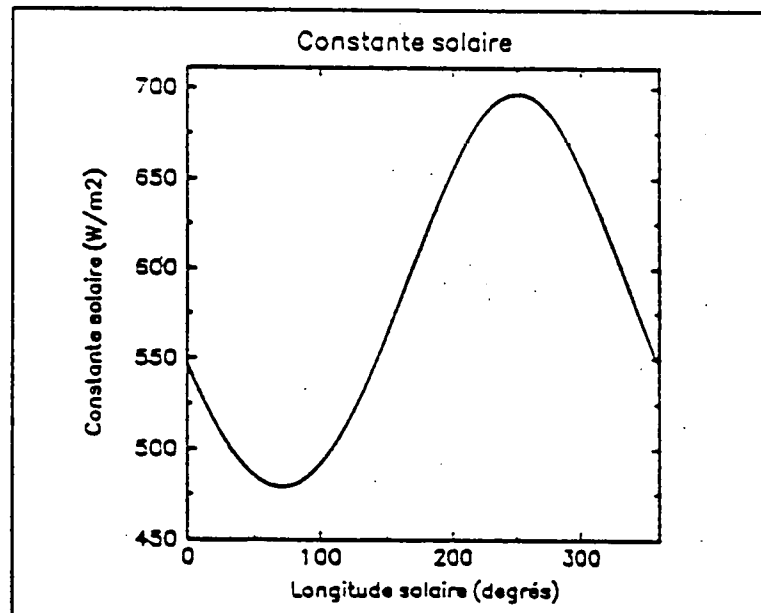


Figure L2. Variation de la constante solaire en fonction de la longitude solaire.

## 2. Composition chimique et nature physique de l'atmosphère

### a. Molécules observées

Au cours des trois dernières décennies, nos connaissances sur la composition chimique de l'atmosphère martienne se sont considérablement affinées principalement grâce au développement des techniques de spectroscopie. Les observations ont dans un premier temps été acquises à partir des observatoires terrestres et plus tard grâce aux sondes mises en orbite autour de la planète. Aujourd'hui, 7 molécules ont été identifiées avec certitude dans l'atmosphère et une molécule est en voie d'identification. Les premières molécules détectées grâce aux spectres télescopiques terrestres sont le dioxyde de carbone, le monoxyde de carbone, l'oxygène moléculaire et la vapeur d'eau. La première détection du  $CO_2$  a été accomplie par *Kuiper* (1947, 1952), mais les premiers spectres de qualité furent publiés par *Kaplan et al.* (1964). Cette première publication des spectres du  $CO_2$  a été suivie d'une multitude d'autres présentations (*Spinrad et al.*, 1966; *Belton et Hunten*, 1966; *Owen*, 1966; *Belton et al.*, 1968; *Giver et al.*, 1968; *Young*, 1969, 1971) qui ont conduit à une évaluation de la quantité totale moyenne du  $CO_2$  de 86 m-atm ( ce qui correspond à une pression moyenne de 6.25 mb). Quelque temps plus tard, *Barker* (1969, 1971) réanalysa l'entièreté des données publiées sur le  $CO_2$  et émit alors l'hypothèse d'une variation saisonnière de la quantité totale de  $CO_2$ . C'est grâce aux nombreuses données recueillies durant les différentes missions *Mariner* que cette variation saisonnière fut associée à un cycle de condensation/sublimation des calottes polaires. Finalement, les observations réalisées in situ par les landers *Viking* au cours de leur phase d'atterrissage confirmèrent que la concentration de  $CO_2$  représente en moyenne 95.32 % de la concentration de l'air.

La deuxième molécule détectée dans l'atmosphère martienne est le monoxyde de carbone. La première évidence directe du CO fut présentée par *Kaplan et al.* (1969) et *Connes et al.* (1969), cette détection initiale succédait aux estimations (1 cm-atm) de *Owen et Kuiper* (1964) réalisées grâce aux spectres obtenus par Kuiper en 1964. La concentration du monoxyde de carbone fut réanalysée ultérieurement par *Young* (1971) et grâce aux spectres infrarouges obtenus durant les missions Mariner 6 et Mariner 7. Cependant, ce sont les mesures in situ réalisées par les landers Viking qui apportèrent la meilleure définition de la concentration totale du CO (de l'ordre de 0.07 %). Récemment, les observations télescopiques réalisées à partir de la Terre par *Lellouch et al.* (1991a,b) ont confirmé les premières mesures.

Avant la mise en évidence de la présence de l'oxygène moléculaire par *Carleton et Traub* (1972) et *Barker* (1972), des limites supérieures de la concentration d'oxygène moléculaire dans l'atmosphère martienne furent régulièrement déterminées depuis 1934. Les observations de *Barker* (1972) permirent de déterminer une concentration totale moyenne de O<sub>2</sub> de 9.5 cm-atm (1 cm-atm correspond à un contenu total de  $2.687 \times 10^{19} \text{ cm}^{-2}$ ). Les observations de l'abondance du CO<sub>2</sub> réalisées par *Parkinson et Hunten* (1972) la même année permirent de déduire un rapport de mélange pour l'oxygène moléculaire de 0.12 %, en bon accord avec celui déduit par *Carleton et Traub* (1972): 0.13 %. Finalement, un rapport de mélange de 0.13 % fut déterminé lors des observations Viking.

La dernière molécule détectée dans l'atmosphère de la planète Mars grâce aux télescopes terrestres fut l'eau. Depuis l'avènement de la spectroscopie astronomique, la vapeur d'eau fut intensivement recherchée et facilement détectée (*Schorn et al.*, 1969; *Tull*, 1970; *Barker et al.*, 1971; *Tull et Barker*, 1972). L'accumulation des données télescopiques autorisa même à préciser que l'eau variait à l'échelle diurne et saisonnière et que sa distribution présentait de grandes variations méridionales (*Tull*, 1970). Pourtant, c'est grâce aux sondes Mariner 6 et Mariner 7 que l'on put déterminer, grâce à l'analyse géomorphologique des terrains environnant les cratères, qu'une quantité notable d'eau était enfouie dans le

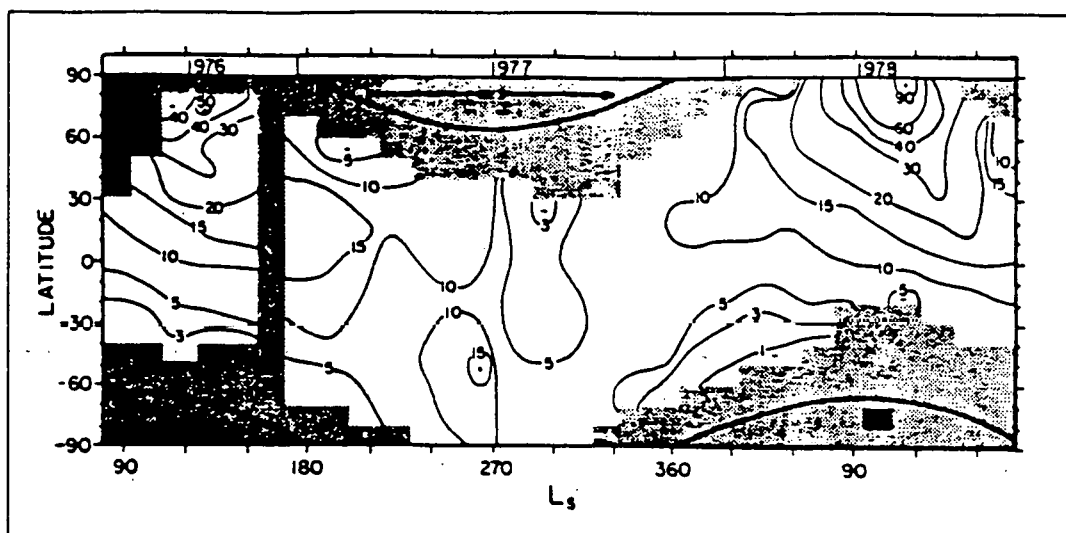
régolite<sup>3</sup>. La première cartographie intensive de la vapeur d'eau fut réalisée grâce à l'étude des bandes d'absorption infrarouges de l'eau par l'expérience IRIS (*Hanel et al.*, 1972a,b; *Conrath et al.*, 1973) au cours de la mission américaine Mariner 9. De ces observations, on évalua une abondance de la vapeur d'eau comprise entre 10 et 20 microns précipitables<sup>4</sup> pour l'entièreté de la surface planétaire, excepté pour les régions polaires où l'eau ne fut pas détectée (*Hanel et al.*, 1972b). De plus, durant l'entièreté de la mission, *Conrath et al.* (1973) montrèrent que la vapeur d'eau atmosphérique pouvait être transférée d'un hémisphère à l'autre. Quelques années plus tard, les observations intensives de la vapeur d'eau réalisées par l'expérience MAWD durant la mission Viking permirent de montrer que des échanges saisonniers entre des réservoirs non-atmosphériques prenaient place au cours d'un cycle saisonnier (*Jakosky*, 1985). Ces différents réservoirs sont la glace de surface, la glace enfouie dans le régolite et/ou dans les calottes polaires et l'eau adsorbée dans le régolite (*Jakosky*, 1985). La figure I.3. présente les données recueillies par les orbiters Viking lors de l'expérience MADW (*Jakosky*, 1985). Ces observations montrent effectivement que l'eau varie fortement selon la latitude et la saison avec des valeurs comprises entre 3 et 20 microns précipitables à l'équateur et jusqu'à 90 microns précipitables aux hautes latitudes. La colonne totale de vapeur d'eau est minimale à l'approche de la nuit polaire dans chaque hémisphère. Mises à part ces variations méridionales et saisonnières, une variation inter-annuelle a été mise récemment en évidence (*Clancy et al.*, 1992).

---

<sup>3</sup> Le régolite est une couche épaisse de poussières composées principalement d'argile et qui a pour origine la pulvérisation de la surface au cours du temps par les météorites

<sup>4</sup> 1 micron précipitable d'eau est équivalent à une colonne de  $3.3 \times 10^{18}$  molécules  $\text{cm}^{-2}$





**Figure I.3.** Variation méridionale et saisonnière de l'eau atmosphérique observée par l'instrument MAWD à bord de Viking. Les contours sont en microns précipitables, les régions hachurées sont les régions sans observations, les lignes représentent les limites de la nuit polaire et les flèches la période des tempêtes de poussières.

Donc, quatre molécules ( $CO_2$ ,  $CO$ ,  $O_2$  et  $H_2O$ ) ont été mises en évidence grâce aux observations télescopiques depuis la Terre. A partir de 1963, l'avènement de la conquête spatiale de Mars permit à la communauté scientifique de découvrir de nouvelles molécules dans l'atmosphère martienne. En 1973, grâce la sonde soviétique Mars 6, et malgré son dysfonctionnement, on put supposer la présence (en quantité non négligeable) d'une nouvelle molécule dans l'atmosphère: l'argon. Les estimations de sa concentration à cette époque atteignaient 15 à 20 %. Deux ans plus tard, la mission Viking confirma la présence de 1.5 % d'argon dans l'atmosphère et permit également de détecter pour la première fois l'azote moléculaire (le deuxième constituant en importance dans l'atmosphère avec 2.7 %) grâce au spectromètre de masse embarqué à bord des modules de descente (*Nier et al.*, 1976; *Owen and Biemann*, 1976).

La dernière molécule identifiée dans l'atmosphère martienne est l'ozone. Principalement à cause de sa distribution très irrégulière, de sa variabilité temporelle et de sa faible concentration, l'ozone ne fut pas mis en évidence à partir de la Terre. C'est en 1971, grâce au spectromètre UV présent à bord de la sonde Mariner 7, que *Barth et Hord* (1971) réalisèrent les premières mesures d'ozone dans l'atmosphère martienne. L'observation par Mariner 7 montra une colonne totale de 10  $\mu\text{m-atm}$  au dessus de la calotte polaire sud (*Barth and Hord*, 1971). La figure I.4 montre ces premières mesures d'ozone. Simultanément, les observations réalisées par Mariner 6 dans les régions équatoriales ne révélèrent pas la présence d'ozone. Deux ans plus tard, et durant pratiquement 1/2 année martienne et deux saisons complètes pour chaque hémisphère, le spectromètre UV à bord de Mariner 9 apporta de nouvelles données sur la distribution méridionale et saisonnière de la colonne totale d'ozone (*Barth et al.*, 1973; *Lane et al.*, 1973; *Barth and Dick*, 1974; *Barth*, 1985).

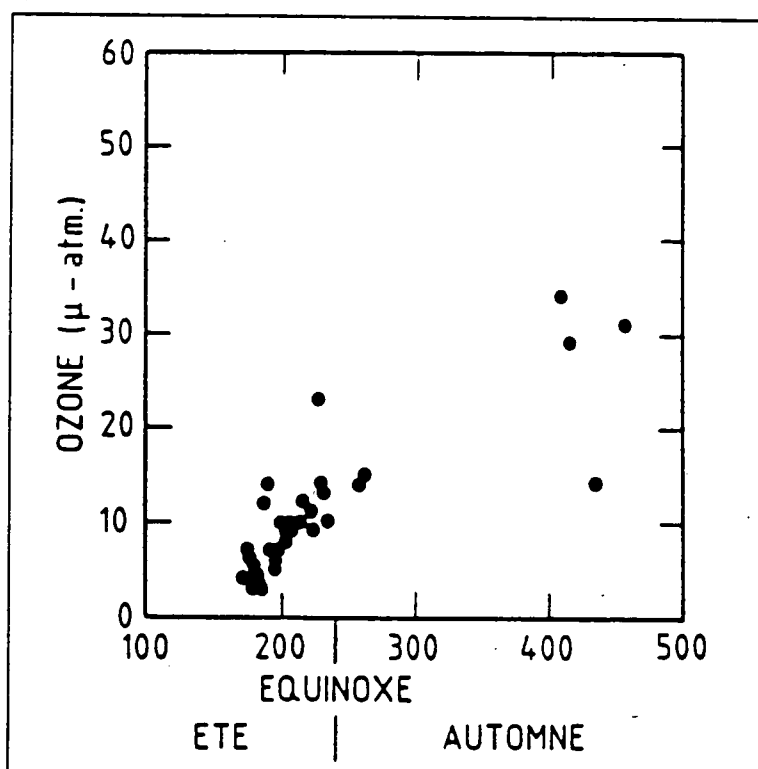


Figure I.4. Colonne totale d'ozone (en  $\mu\text{m-atm}$ ) observée au dessus de la calotte polaire nord par la sonde Mariner 7 (*Barth et Hord*, 1971).

Ces observations suggèrent qu'une quantité importante de  $O_3$  est présente aux latitudes supérieures à 40 degrés à proximité de la coiffe polaire<sup>5</sup>. La figure I.5 montre les observations d'ozone recueillies par la sonde Mariner 9 pour des longitudes solaires comprises entre 330 degrés et 360 degrés (Barth, 1985). C'est à partir des observations Mariner 6 et Mariner 7 que Barth *et al.* (1973) proposèrent l'existence d'un cycle saisonnier de l'ozone. Cette molécule apparaît au début de l'automne, en même temps que la coiffe polaire; sa concentration atteint un maximum en hiver lorsque l'extension de la coiffe est maximale et décroît d'une manière monotone pour pratiquement disparaître en été.

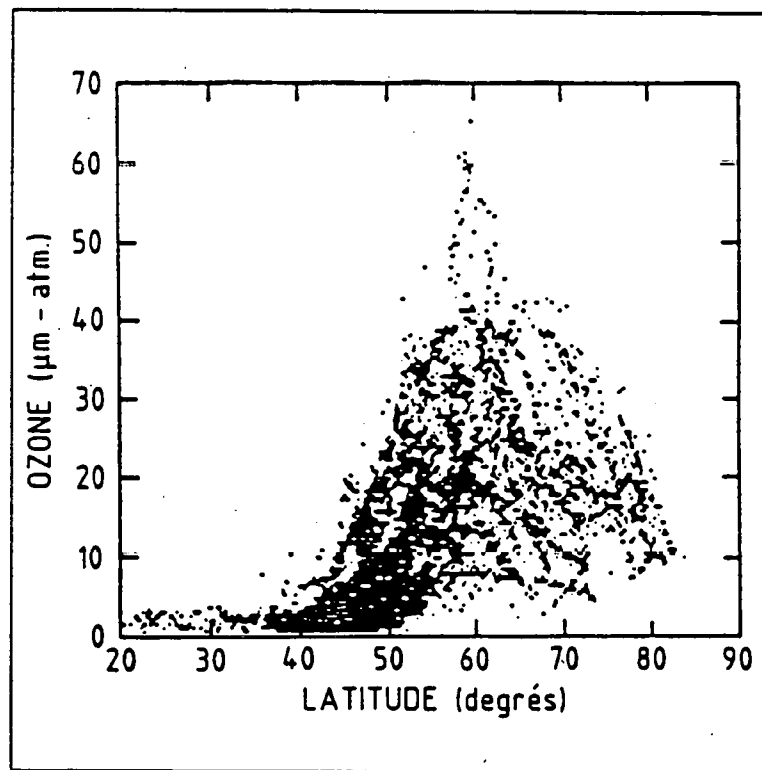


Figure I.5. Colonne totale d'ozone (en  $\mu\text{m-atm}$ ) observée par la sonde Mariner 9 (Barth, 1985).

<sup>5</sup> La coiffe polaire est un banc nuageux constitué de glace d'eau qui accompagne systématiquement la progression de la calotte polaire.

Enfin, la dernière molécule qui semble avoir été détectée dans l'atmosphère martienne durant la dernière mission Phobos en 1989 est le formaldéhyde ( $CH_2O$ ). Les occultations solaires réalisées au cours de l'expérience Auguste présente à bord de la sonde Phobos2 ont en effet fourni une série de spectres dans l'ultraviolet, le visible et l'infrarouge montrant des absorptions non encore observées (*Korablev et al.*, 1993). Une analyse minutieuse de ces bandes d'absorption révèle qu'elles pourraient résulter de la présence du formaldéhyde, avec une concentration totale de l'ordre de quelques dixièmes de ppm (*Korablev et al.*, 1993). Cependant, les observations télescopiques dans la région des micro-ondes tentées dans le but de confirmer cette détection (*Marten et Rosenqvist*, 1993; *Moreau et al.*, 1992b) n'ont conduit qu'à la détermination d'une limite supérieure deux ordres de grandeur en dessous des valeurs déduites par *Korablev et al.* (1993).

---

$CO_2$	95.32	%
$N_2$	2.70	%
$Ar$	1.50	%
$O_2$	0.13	%
$CO$	0.07	%
$O_3$	$10^{-4}$	%
$H_2O$	0.01	%
$CH_2O$	$<10^{-5}$	%

---

**Tableau I.3.** Composition chimique de l'atmosphère martienne.

Pour résumer, les meilleures estimations du rapport de mélange volumique des constituants chimiques de l'atmosphère martienne déduites des observations sont présentées au tableau I.3. Pour l'ozone et la vapeur d'eau, les valeurs peuvent varier fortement selon l'espace et le temps. La concentration du formaldéhyde reste très incertaine et de nouvelles observations sont requises.

## b. Autres constituants chimiques mineurs

Grâce aux spectres IRS obtenus durant la mission Mariner 6 et la mission Mariner 7, de nombreuses limites supérieures ont été déterminées pour une multitude de composés chimiques (*Horn et al.*, 1972). Le tableau I.4. présente une partie de ces composés et les limites supérieures correspondantes.

H <sub>2</sub> S	27 ( cm-atm, STP)	HCN	0.096 (cm-atm, STP)
HBr	8.2	C <sub>2</sub> H <sub>2</sub>	0.064
HCl	3.7	H <sub>2</sub> CO	0.026
CH <sub>3</sub> Cl	0.32	CH <sub>4</sub>	0.026
CH <sub>3</sub> I	0.28	C <sub>2</sub> H <sub>4</sub>	0.012
CH <sub>3</sub> Br	0.19	NO	0.005
CH <sub>2</sub> Cl <sub>2</sub>	0.18	OCS	0.004
CH <sub>2</sub> Br <sub>2</sub>	0.15	SO <sub>2</sub>	0.004
N <sub>2</sub> O	0.13	NO <sub>2</sub>	0.002

Tableau I.4. Liste des limites supérieures pour les constituants mineurs non encore détectés dans l'atmosphère martienne. Source: *Horn et al.* (1972)

## c. Caractéristiques physiques de l'atmosphère

Les premières mesures précises de la pression atmosphérique martienne furent réalisées grâce aux analyses spectroscopiques des bandes d'absorption du CO<sub>2</sub> et les mesures d'occultation des sondes Mariner. Ces mesures ont été suivies quelques années plus tard par les mesures in situ réalisées par les modules de descente Viking. La distribution verticale observée de la pression est présentée à la figure I.6. et montre une décroissance de 762 Pa ( ce qui correspond à 7.62 mb) en surface jusque 2 Pa (0.02 mb) à 85 km d'altitude (*Seiff and Kirk*, 1977). Cette gamme de pressions correspond donc aux pressions que l'on retrouve dans la haute stratosphère et la mésosphère terrestres. Au cours de cette campagne d'observations, les landers ont également mesuré les fluctuations saisonnières de la pression mises en évidence quelques années auparavant par *Barker* (1969,1971). La figure I.7 montre les mesures de la pression recueillies à la surface par les deux landers (*Hess*

et al., 1980). Le décalage entre les deux courbes est lié au fait que les sites d'atterrissage ne se situent pas à la même altitude. Deux minima sont visibles dans ces observations. Le premier coïncide avec la fin de l'automne dans l'hémisphère Nord, et le second, plus petit, avec la fin du printemps dans l'hémisphère Nord. Ces fluctuations de la densité atmosphérique totale (de l'ordre de 30 %) reflètent surtout les processus de condensation/sublimation des calottes polaires. Les températures hivernales dans les régions polaires sont en effet tellement basses que l'atmosphère martienne condense, ce qui représente un phénomène unique dans le système solaire. Les Landers Viking permirent également d'obtenir les premières observations in situ des vents (Tillman, 1977; Hess et al., 1977; Ryan et al., 1978; Leovy, 1982; Leovy et al., 1984). Les landers ont mesuré les vitesses et les directions du vent 25 fois par jour à quelques mètres de la surface. La vitesse moyenne de ces vents se situe entre 6 et 10 m s<sup>-1</sup>. Mises à part ces mesures directes, l'information sur la vitesse des vents de surface a également été déduite indirectement de l'analyse de certaines structures morphologiques présentes à la surface (Thomas et al., 1979). Pour la basse atmosphère (entre 10 et 30 km d'altitude), les seules informations que nous ayons à notre disposition sont des mesures indirectes de la vitesse des vents déduites notamment de l'analyse des mouvements nuageux (Khan, 1984), mais aussi de l'analyse des observations de la vapeur d'eau (Davies, 1981).

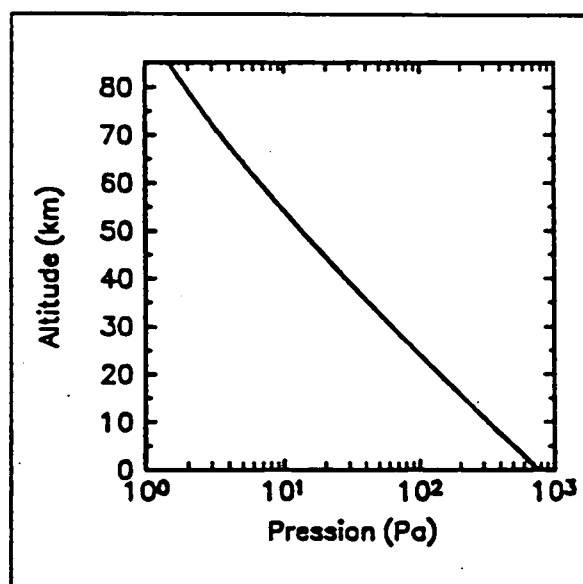


Figure I.6. Distribution verticale de la pression mesurée par le lander Viking 1 (Seiff and Kirk, 1977).

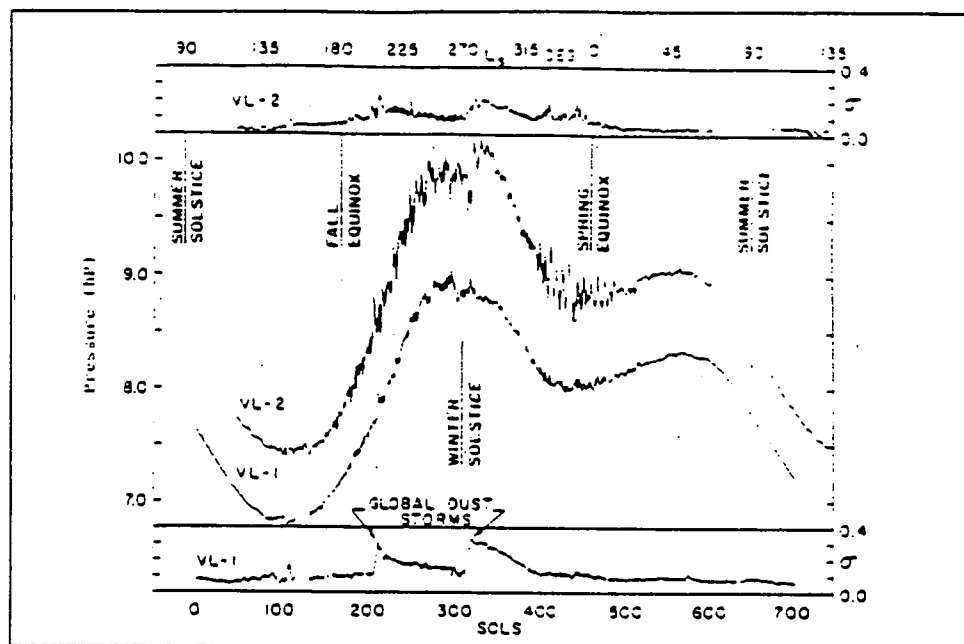


Figure I.7. Pressions moyennes journalières à la surface mesurées par les landers Viking (Hess et al., 1980).

#### d. Structure thermique de l'atmosphère

La température est l'un des paramètres atmosphériques qui a été le plus mesuré sur Mars. Les observations ont été recueillies par une grande variété d'instruments présents à bord des différentes sondes (cf. annexe 1.) et cela pour diverses conditions spatio-temporelles. Les premières mesures de la distribution verticale de la température dans l'atmosphère ont été obtenues lors de la mission Mariner 4 (Kliore et al., 1965), suivies quelques années plus tard par les observations réalisées au cours des missions Mariner 6 et 7 (Kliore et al., 1969; 1971). L'inconvénient de ces premières observations était une insuffisance au niveau de la couverture spatiale. Cette lacune fut comblée par la mission Mariner 9 qui mesura les fluctuations méridionales et verticales de la structure thermique (Kliore et al., 1972; Hanel et al., 1972; Kliore et al., 1973; Conrath et al., 1973; Briggs and Leovy, 1974; Leovy, 1984). Quelques années plus tard, la mission Viking mesura de nouveau la température atmosphérique (Kieffer et al., 1976; 1977; Lindal et al., 1979; Kieffer, 1979; Martin et al., 1979; Martin, 1981) et réalisa les premières mesures in situ pendant la phase d'atterrissage des deux landers Viking (Seiff and Kirk, 1977; Hess et al., 1977; Barnes, 1980; Barnes, 1981). A la même époque, la

sonde russe Mars-6 (Kerzhanovich, 1976) apporta également un nombre limité d'observations durant sa phase de descente vers la surface martienne. Ces différentes observations ont montré que la variation de la température atmosphérique martienne est assez monotone lorsque l'on s'élève en altitude. Le gradient de température est de l'ordre de quelques K par km. Le profil thermique de l'atmosphère martienne déduit de ces observations comparé au profil terrestre est présenté à la figure I.8. Comparée au profil terrestre, la courbe des températures martiennes montre une décroissance continue de la température jusque 20 kilomètres, suivie d'une succession de couches plus chaudes et plus froides jusque 85 kilomètres. Le gradient thermique martien est nettement plus faible ( $4 \text{ K km}^{-1}$  contre  $6.5 \text{ K km}^{-1}$  pour la Terre) car les aérosols silicatés en suspension dans l'atmosphère martienne absorbent une fraction de l'énergie solaire et contribuent ainsi à stabiliser la courbe des températures. Les oscillations du profil thermique dans l'atmosphère moyenne sont surtout provoquées par la propagation des ondes de gravité. La courbe martienne ne possède pas non plus l'inversion thermique observée sur Terre, principalement à cause de la présence d'une couche d'ozone sur Terre, couche que l'on ne retrouve pas en abondance suffisante sur Mars. Pourtant, la monotonie du profil thermique est rompue dans l'atmosphère moyenne au-dessus des régions polaires en hiver. Les observations télescopiques réalisées par Deming *et al.* (1986) montrent en effet que la température dans cette région atmosphérique dépasse de 30 à 40 K la température d'équilibre radiatif. Finalement, les landers Viking ont également enregistré des amplitudes thermiques entre le jour et la nuit pouvant atteindre 50 Kelvin.

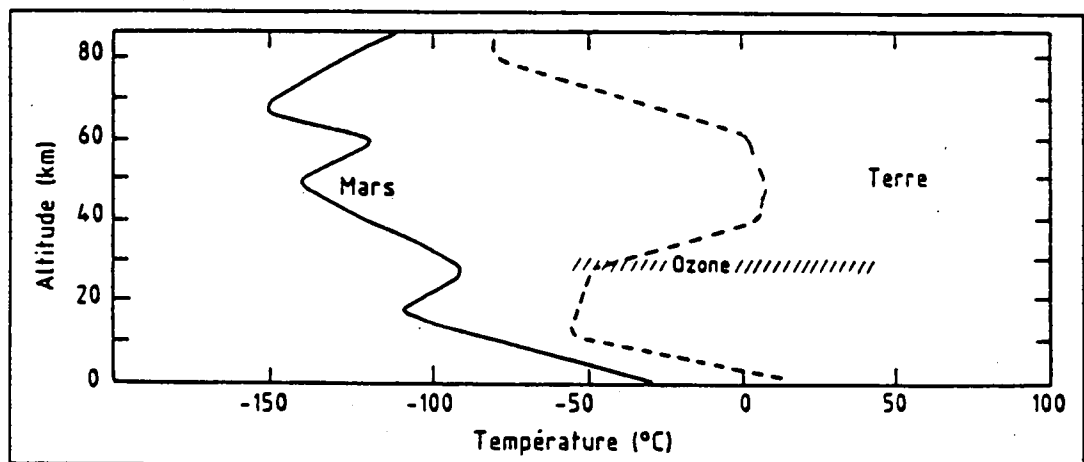


Figure I.8. Profils thermiques des atmosphères martienne et terrestre (Louchet, 1988).



### 3. Modélisation des processus aéronomiques martiens

#### a. Utilité de la modélisation de l'atmosphère martienne

La question essentielle qui vient à l'esprit est l'utilité de modéliser les processus aéronomiques<sup>6</sup> martiens. Il apparaît aujourd'hui que l'environnement terrestre subit d'importantes transformations liées notamment aux activités anthropogéniques. L'effet de serre, associé à une dégradation des propriétés d'absorption de l'énergie solaire par l'atmosphère terrestre, est un problème fondamental de cette fin de siècle. En effet, l'augmentation de l'ordre de 0.4 % par an (*Bacastow and Keeling, 1981*) de la quantité totale de dioxyde de carbone atmosphérique provoquée par une industrialisation intensive de la planète est susceptible de jouer un rôle décisif sur la structure thermique de l'atmosphère terrestre et par conséquent sur le climat. Un autre problème périlleux auquel nous devons faire face aujourd'hui est la détérioration de la quantité totale d'ozone dans la basse stratosphère (*Stolarsky et al., 1991, 1992; McCormick et al., 1992*) et plus particulièrement en Antarctique où un "trou" se développe chaque printemps dans la couche d'ozone. Une technique prometteuse pour aborder ces problèmes et ainsi tenter de les résoudre est l'expérimentation numérique. Dans ce contexte, la communauté scientifique a développé de multiples modèles mathématiques simulant les processus physico-chimiques se déroulant dans l'atmosphère terrestre. Ces modèles ont été évidemment validés par confrontation de leur résultats avec les données accumulées par l'expérimentation classique (mesures en laboratoires, observations par les satellites, observations spectroscopiques terrestres, etc). Toutefois, une autre manière de valider les schémas physico-chimiques introduits dans ces modèles est de les employer dans des conditions catégoriquement différentes. Dans ce contexte, l'atmosphère de la planète Mars représente un laboratoire formidable pour l'analyse des processus photochimiques. L'avantage qu'il y a à étudier Mars est que son atmosphère est

---

<sup>6</sup> L'aéronomie est la science qui étudie conjointement les processus chimiques, dynamiques et photochimiques dans une atmosphère planétaire.

---

constituée en majeure partie de  $CO_2$ , ce qui autorise dès lors à analyser dans des conditions extrêmes les effets aéronomiques du  $CO_2$ . De plus, l'atmosphère martienne contient en plus des composés gazeux des particules solides (cristaux de glace et aérosols silicatés) qui induisent inévitablement des processus de catalyse hétérogène similaires à ceux que l'on rencontre sur Terre et qui sont en partie responsables de la destruction chimique de l'ozone dans la basse stratosphère terrestre. En conclusion, l'analyse comparative des processus aéronomiques martiens et terrestres est donc extrêmement profitable à la compréhension de problèmes plus spécifiquement terrestres.

## b. Objectifs de la thèse

Malgré le développement rapide des techniques d'observations spectroscopiques et l'intensification de l'observation de l'atmosphère de Mars, de multiples questions sur son atmosphère restent encore à résoudre. La plus récente des missions spatiales en date (Phobos) ayant soulevé plus d'énigmes qu'elle n'apporta de réponses. Par exemple, malgré une observation intensive du monoxyde de carbone dans l'atmosphère martienne et un recoupement parfait des observations, les fluctuations verticales et méridionales de ce constituant dans l'atmosphère martienne reste un problème non résolu. Les observations réalisées au cours de la mission Phobos en 1988 montrent, en effet, que le monoxyde de carbone pourrait varier de manière significative avec l'altitude (*Blamont et al.*, 1989; *Rosenqvist et al.*, 1990). Ces observations sont pour le moment difficilement explicables par la théorie et les mesures antérieures (par ex. *Lellouch et al.*, 1991a, 1991b). En se basant sur les résultats des modèles théoriques unidimensionnels<sup>7</sup>, le temps de résidence atmosphérique d'une molécule de  $CO$  dans la basse et moyenne atmosphère étant de l'ordre de cinq années, le monoxyde de carbone devrait présenter un rapport de mélange relativement uniforme avec l'altitude et la latitude. Contrairement aux résultats théoriques, les données Phobos montrent une diminution du rapport de mélange d'un facteur trois vers 25 kilomètres d'altitude. Mis à part ce problème du  $CO$ , d'autres problèmes aéronomiques majeurs restent encore mal compris

---

<sup>7</sup> Un modèle à une dimension est un modèle où toutes les variables sont exprimées en fonction de l'altitude

aujourd'hui. C'est le cas notamment des processus provoquant le réchauffement atmosphérique observé (*Deming et al.*, 1986) dans l'atmosphère moyenne au dessus des régions polaires en hiver, des facteurs influençant la distribution verticale et méridionale de l'ozone, ainsi que la variation interannuelle de la vapeur d'eau, des tempêtes de poussières, etc. Finalement, les observations réalisées par l'expérience Auguste au cours de la mission Phobos relancent également l'un des problèmes qui a le plus fasciné la communauté scientifique: l'existence de molécules organiques dans l'atmosphère martienne.

Au cours des deux dernières décennies, l'une des techniques utilisées pour chercher à résoudre ces problèmes fut le développement de modèles mathématiques. De nombreux modèles numériques à une dimension de l'atmosphère martienne ont alors été développés notamment dans l'optique de préparer les missions spatiales vers Mars (Mariner, Viking, Mars, Phobos) mais aussi de comprendre et d'interpréter les données recueillies. L'utilisation de ces outils théoriques a permis d'estimer les variations verticales et diurnes de la concentration des gaz en trace et aussi de décrypter les mécanismes catalytiques permettant à l'atmosphère martienne d'être stable. De nos jours, il apparaît que ces modèles sont insuffisants pour comprendre en détail les processus physico-chimiques se déroulant dans l'atmosphère de Mars. Ceci est avant tout une conséquence de l'extrême simplification du traitement des processus physiques dans ce type de modèle. Les modèles 1D ne prennent en considération ni le transport méridional, ni la variation de l'insolation, de la température et de la dynamique atmosphérique avec la latitude et la saison et ne peuvent par conséquent approcher que très approximativement les conditions réelles de l'atmosphère martienne. Les modèles multidimensionnels quant à eux apportent une meilleure description de ces processus et sont en conséquence plus appropriés pour une meilleure compréhension des processus aéronomiques martiens.

Dans ce contexte, nous avons décidé de réexaminer les processus aéronomiques de l'atmosphère martienne en utilisant un nouveau modèle numérique

à deux dimensions<sup>8</sup>. Dans le modèle que nous allons utiliser tout au long de ce travail, les processus chimiques, dynamiques et radiatifs sont traités interactivement. Ceci suppose que de multiples rétroactions entre la structure chimique et les structures dynamique et radiative ont été introduites dans le modèle afin de permettre une représentation plus conforme de l'environnement atmosphérique martien actuel. Dans le deuxième chapitre, nous décrivons le modèle bi-dimensionnel que nous avons élaboré sur base du modèle de la stratosphère terrestre développé par *Brasseur et al.* (1990). Le troisième chapitre a pour objectif principal d'examiner l'apport de ce nouveau modèle à la compréhension des processus physico-chimiques se déroulant dans l'atmosphère martienne actuelle. Dans ce chapitre, nous validerons le modèle par comparaison des résultats obtenus avec les observations disponibles (télescopiques et autres). Nous appliquerons ensuite le modèle validé à l'analyse des facteurs entraînant une variation spatiale et temporelle de la composition chimique et de la nature physique de l'atmosphère.

### **c. Les processus organiques dans l'environnement martien actuel**

Un problème important étudié intensivement par la communauté scientifique est l'existence de processus de chimie organique ailleurs que sur Terre. Cette question a fait et fait toujours l'objet de nombreuses études interdisciplinaires théoriques et expérimentales. Une approche prometteuse pour comprendre l'origine et le développement de ces processus est de les chercher ailleurs, sur les planètes où les conditions physiques, hydrologiques et géochimiques peuvent favoriser (ou ont favorisé) l'existence de systèmes organiques similaires à ceux rencontrés sur Terre. Au cours des dernières décennies, Mars a toujours été envisagée comme une planète pouvant abriter ou ayant abrité la vie. Tout comme la Terre, Mars est la seule planète du système solaire à posséder une atmosphère transparente et des conditions thermodynamiques de surface compatibles avec la stabilité d'une large

---

<sup>8</sup> Modèle où toutes les variables sont exprimées en fonction de l'altitude et de la latitude.

gamme de molécules organiques complexes. La première tentative d'observation in situ des processus organiques dans l'environnement martien a été menée au cours de la mission Viking. Les landers Viking 1 et 2 emportaient en charge utile de nombreuses expériences permettant d'analyser une activité métabolique potentielle provenant de communautés microbiennes susceptibles d'être présentes dans le régolite<sup>9</sup> martien: une expérience de pyrolyse, une expérience permettant de tester une activité catabolique et une expérience testant une éventuelle activité métabolique. Ces trois expériences sont décrites succinctement dans l'annexe 5. Bien que le sol martien ait réagi chimiquement au cours des trois expériences, aucune molécule organique ne fut mise en évidence. Pour le moment, la thèse retenue pour expliquer ces faits est une activité chimique abiotique induite par des constituants minéraux fortement oxydants comme l'hématite. Néanmoins, une ambiguïté demeure, celle-ci étant renforcée par l'insuffisance, à cette époque, des connaissances physico-chimiques de l'environnement martien ainsi que par le fait que les sites choisis n'étaient pas représentatifs de la surface martienne. Depuis l'expérience Viking, de nouveaux éléments sont venus se greffer aux données existantes (grâce aux données télescopiques et aux mesures recueillies par les sondes Phobos) et permettent à présent d'envisager le problème en repartant sur des bases plus concrètes et mieux détaillées. En relation avec cette étude de l'apparition de molécules organiques complexes dans des environnements prébiotiques ou abiotiques, de nombreuses études théoriques et expérimentales ont été accomplies (Hubbard *et al.*, 1971; Tseng and Chang, 1974; Bar-Nun and Hartman, 1978; Bar-Nun and Chang, 1983; Wen *et al.*, 1989). Le principal résultat de ces travaux est que la photolyse d'un mélange de  $CO_2-H_2O-CO-O_2$  par la radiation UV solaire peut conduire à la création de molécules organiques simples, cette production photochimique est sans doute supportée par les processus catalytiques se déroulant sur les particules silicatées et sur les oxydes de fer. Actuellement, l'atmosphère de la planète Mars est constituée en majeure partie de dioxyde de carbone et est caractérisée par une faible pression de surface permettant aux UV solaires d'atteindre la surface martienne. De plus, l'atmosphère martienne contient une grande quantité d'aérosols (poussières silicatées, particules de glace) pouvant devenir des sites favorables aux processus de catalyse hétérogène. Partant de ces

---

<sup>9</sup> Le régolite est une couche de poussières fines recouvrant la surface de la planète et provenant d'une pulvérisation par impact météoritique.

évidences, il est logique d'envisager que des processus similaires auraient pu ou pourraient se développer dans l'environnement martien actuel. L'un des objectifs majeurs de cette thèse est d'examiner la chimie des processus organiques dans les conditions thermodynamiques actuelles que l'on rencontre sur Mars. Dans ce travail nous essayerons de mettre en évidence les processus chimiques et photochimiques conduisant à la production et à la destruction des molécules organiques simples et en fonction des résultats obtenus, nous tenterons de trouver une explication logique à ces résultats. Pour terminer la thèse, nous essayerons avec l'aide du modèle, de mettre en évidence les processus chimiques et photochimiques des composés sulfurés et des composés chlorés et tenterons alors d'intégrer ces résultats dans le contexte des connaissances actuelles de l'environnement atmosphérique et géologique martien.

## **CHAPITRE II.**

### **DESCRIPTION DU MODELE 2D**





---

## Chapitre II : DESCRIPTION DU MODELE 2D

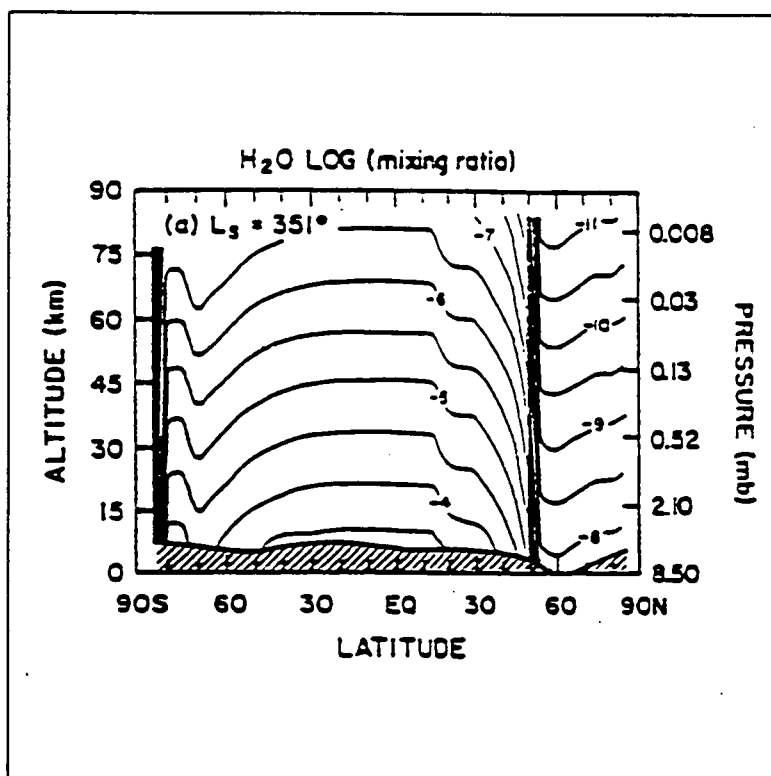
### 1. Modèle chimique

#### a. Hypothèses sur la distribution verticale de l'eau.

Pour obtenir une représentation théorique correcte de la structure chimique de l'atmosphère, il faut impérativement calculer ou spécifier la distribution verticale de l'eau. Les observations réalisées par les missions spatiales martiennes (**MARINER, MARS, VIKING, PHOBOS**) ont montré que des échanges saisonniers entre différents réservoirs non-atmosphériques se mettent en place au cours d'un cycle saisonnier (*Jakosky, 1985*). Les argiles composant le régolite martien ont notamment la particularité d'adsorber une quantité importante de vapeur d'eau et de dioxyde de carbone qui peut être réinjectée dans l'atmosphère lors d'un réchauffement de la surface. Comme notre modèle bidimensionnel ne contient pas encore une représentation théorique cohérente du régolite et qu'il nous est donc impossible de calculer le flux de vapeur d'eau à la surface, différentes hypothèses sur la distribution verticale de ce constituant ont été sélectionnées pour effectuer nos simulations. Dans notre modèle, nous fixons à chaque pas de temps la distribution verticale de l'eau avec comme condition nécessaire la conservation de la colonne totale d'eau observée par les sondes **MARINER 9** et **VIKING**. Rappelons toutefois que la distribution spatio-temporelle mesurée par les sondes **VIKING** varie certainement d'une année à l'autre (*Clancy et al., 1993*). Donc, le premier modèle utilisé (modèle 1) est destiné à reproduire les observations **VIKING**.

Pour tenir compte des variations spatio-temporelles observées, la densité de la vapeur d'eau atmosphérique décroît en altitude avec une hauteur d'échelle égale à la moitié de la hauteur d'échelle moyenne de l'atmosphère (5 km). Cette hypothèse est le résultat d'un compromis entre la suggestion de *Shorn et al. (1969)*

et Hess (1976) qui affirment que l'eau est concentrée près de la surface et le travail de Davies (1979) qui suggère que la distribution de l'eau pourrait être uniforme. Cette hypothèse est en parfait accord avec l'analyse réalisée postérieurement par Krasnopolsky (1991) qui déduit des observations PHOBOS une hauteur d'échelle atmosphérique pour la vapeur d'eau de 4.5 km. Pour ce premier modèle, la concentration à la surface est choisie pour reproduire les données de Viking (Jakosky et Farmer, 1985). Pour illustrer, la figure II.1. montre la distribution verticale de l'eau pour une longitude solaire de 351 degrés. Pour cette simulation, l'hiver se situant dans l'hémisphère nord, au dessus de 60 degrés de latitude, les basses températures provoquent une condensation rapide de la vapeur d'eau atmosphérique au sol, ce qui explique la forte discontinuité située vers 60 degrés de latitude.



**Figure II.1.** Distribution verticale et méridionale de l'eau pour une longitude solaire de 351 degrés dans le cas du modèle 1 de distribution (voir texte).

Les deux autres hypothèses sur la distribution verticale de l'eau ont été sélectionnées avec comme objectif principal de réaliser des tests de sensibilité du modèle, tests qui seront décrits au chapitre suivant. Le deuxième modèle est équivalent au modèle 1 mis à part que la quantité totale d'eau a été multipliée par un facteur deux. Quant au modèle 3, la distribution verticale de l'eau est calculée en utilisant pour la densité la hauteur d'échelle atmosphérique (10 km).

## b. Description du code chimique

Le modèle chimique que nous avons développé calcule les distributions verticales et méridionales de 20 espèces chimiques (cf. tableau II.1.) entre la surface et 85 kilomètres d'altitude avec une résolution verticale de 1 km et de -85 degrés et +85 degrés avec une résolution méridionale de 5 degrés. Le rapport de mélange de ces différents composés atmosphériques varie avec le lieu et le temps, et dépend directement des termes de production, de perte et/ou du transport. Trois types de termes de production et perte sont à prendre en considération. Pour une réaction entre deux espèces chimiques A et B, les termes peuvent s'écrire comme suit:

$$P(C) = k_i [A] [B] \quad (cm^{-3} s^{-1})$$

$$L(A) = k_i [B] \quad (s^{-1})$$

(II.1.)

où  $P(C)$  est le terme de production du produit C,  
 $L(A)$  le terme de perte de l'espèce A,  
 $k_i$  est le coefficient de réaction ( $cm^3 s^{-1}$ ) et  $[A]$  la concentration de l'espèce chimique A.

$O_2$	oxygène moléculaire
$O$	oxygène atomique
$O(^1D)$	oxygène atomique ( $^1D$ )
$O_3$	ozone
$H_2O$	eau
$OH$	radical hydroxyle
$H$	hydrogène atomique
$HO_2$	radical hydroperoxyl
$H_2O_2$	peroxyde d'hydrogène
$N_2$	azote moléculaire
$NO$	monoxyde d'azote
$NO_2$	dioxyde d'azote
$NO_3$	trioxyde d'azote
$N_2O_5$	hémipentoxyde d'azote
$HNO_2$	acide nitreux
$HNO_3$	acide nitrique
$N_2O$	oxyde nitreux
$CO_2$	dioxyde de carbone
$CO$	monoxyde de carbone
$Ar$	argon

Tableau II.1. Liste des constituants chimiques traités dans le modèle 2D

D'une manière similaire, les termes de production et perte correspondants pour une réaction termoléculaire sont:

$$P(D) = k_i [A] [B] [C] \quad (cm^{-3} s^{-1})$$

$$L(A) = k_i [B] [C] \quad (s^{-1})$$

où  $k_i$  est exprimé en  $cm^6 s^{-1}$ .

(II.2.)

Le dernier type de production et perte est lié à la photodissociation:

$$\begin{aligned} P(A) &= J_i [B] \\ L(A) &= J_i \end{aligned} \tag{II.3.}$$

où  $J_i$  = coefficient de photodissociation exprimé en  $s^{-1}$ .

Les modèles théoriques permettent de prédire les abondances des constituants atmosphériques en résolvant l'équation de continuité:

$$\frac{\partial[A]}{\partial t} = \sum_i P_i(A) - \sum_i L_i(A) [A] - \nabla \phi(A) \tag{II.4.}$$

où  $\phi(A)$  est le vecteur flux de l'espèce A au temps t. Les autres symboles ont la même signification que dans les équations précédentes. L'équation II.4. est utilisée pour le calcul des concentrations des espèces chimiques ayant un temps de résidence atmosphérique élevé ( $CO_2$ ,  $CO$ ,  $CH_4$ , ...) et qui par conséquent sont dépendantes des processus de transport. Pour les composés chimiques à faible durée de vie ( $OH$ ,  $HO_2$ , ...), l'équation II.4. peut être simplifiée en ignorant les termes de transport, ce qui a pour conséquence immédiate, une réduction importante du temps de calcul. L'échelle de temps pour la production (perte) chimique est donnée par:

$$T_{P,L} = \frac{[A]}{\left(\frac{d[A]}{dt}\right)} \tag{II.5.}$$

où  $[A]$  est la concentration de l'espèce chimique A et t est le temps.

L'échelle de temps pour le transport peut être calculée comme suit:

$$T_t = \frac{H^2}{K} \quad (\text{II.6.})$$

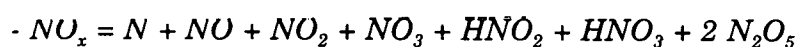
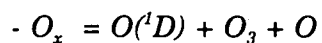
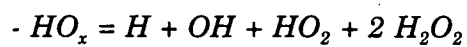
où H est la hauteur d'échelle<sup>10</sup> atmosphérique et K le coefficient vertical de diffusion turbulente. Avec les conditions décrites plus haut, les constituants atmosphériques peuvent être classés en trois catégories. Si l'échelle de temps pour le transport est inférieure au temps de vie chimique (ce qui suppose que la molécule ou le radical réagit localement et rapidement), le terme de transport dans l'équation II.4. peut être ignoré et l'espèce chimique est dite en équilibre photochimique local (EPL). Dans ce cas, la concentration de l'espèce chimique est calculée en résolvant l'équation simple suivante:

$$[A] = \frac{P_t(A)}{L_t(A)} \quad (\text{II.7.})$$

où  $P_t(A)$  et  $L_t(A)$  sont les termes de production chimique totale et de perte chimique totale de l'espèce A. Si au contraire, le temps de vie chimique est nettement supérieur au temps caractéristique du transport, le constituant est en équilibre de mélange et son rapport de mélange ne varie ni avec l'altitude ni avec le temps. Dans la situation intermédiaire, c'est-à-dire une durée de vie chimique comparable à l'échelle de temps du transport, l'équation de continuité complète est résolue. Pour le type de modèle que nous développons, il est très utile de définir le concept de famille chimique. D'un point de vue pratique, chaque espèce chimique possède une durée de vie propre qui peut être largement différente de la durée de vie d'une autre espèce chimique. Pour éviter cette dispersion dans les durées de vie (ce que provoque un mauvais conditionnement du système à résoudre), les espèces chimiques de même type sont regroupées au sein d'une famille pour laquelle l'équation de continuité complète est résolue, les membres d'une même famille sont alors généralement placés en EPL.

<sup>10</sup> La hauteur d'échelle est la distance pour laquelle la concentration d'une espèce diminue d'un facteur e

L'avantage certain obtenu par cette technique est une réduction importante du temps de calcul nécessaire à la résolution du système chimique. Dans notre modèle, nous avons construit les familles suivantes:



Les tableaux II.2. à II.4. décrivent les réactions que nous avons introduites dans le modèle. Les constantes de réaction sont extraites de la compilation de *DeMore et al.* (1987).

---

$O_2$	+	$h\nu$	→	$O + O$	(175-245 nm)
$O_2$	+	$h\nu$	→	$O + O(^1D)$	(135-175 nm)
$O_3$	+	$h\nu$	→	$O + O_2$	( > 320 nm)
$O_3$	+	$h\nu$	→	$O_2 + O(^1D)$	(135-320 nm)
$CO_2$	+	$h\nu$	→	$CO + O$	(170-220 nm)
$CO_2$	+	$h\nu$	→	$CO + O(^1D)$	(135-170 nm)
$H_2O$	+	$h\nu$	→	$OH + H$	(135-205 nm)
$H_2O_2$	+	$h\nu$	→	$2 OH$	(135-375 nm)
$HO_2$	+	$h\nu$	→	$OH + O$	(190-225 nm)
$N_2O$	+	$h\nu$	→	$N_2 + O(^1D)$	(173-240 nm)
$NO$	+	$h\nu$	→	$N + O$	( < 191 nm)
$NO_2$	+	$h\nu$	→	$NO + O$	(202-423 nm)
$NO_3$	+	$h\nu$	→	$NO + O_2$	(600-670 nm)
$N_2O_5$	+	$h\nu$	→	$NO_2 + NO_3$	(200-280 nm)
$HNO_2$	+	$h\nu$	→	$OH + NO_2$	(310-395 nm)
$HNO_3$	+	$h\nu$	→	$OH + NO_3$	(190-330 nm)

---

**Tableau II.2.** Liste des réactions photochimiques introduites dans le modèle.



$O + O + M$	$\rightarrow$	$O_2 + M$	$4.7 \cdot 10^{-33} (300/t)^{2.0}$
$O + O_2 + M$	$\rightarrow$	$O_3 + M$	$6.0 \cdot 10^{-34} (300/t)^{2.2}$
$CO + O + M$	$\rightarrow$	$CO_2 + M$	$9.8 \cdot 10^{-33} e^{(-2180/t)}$
$OH + OH + M$	$\rightarrow$	$H_2O_2 + M$	$k_o = 6.9 \cdot 10^{-31} (t/300)^{-0.8}$ $k_{\infty} = 1.1 \cdot 10^{-11}$
$H + H + M$	$\rightarrow$	$H_2 + M$	$1.9 \cdot 10^{-32}$
$N_2 + O(^1D) + M$	$\rightarrow$	$N_2O + M$	$3.5 \cdot 10^{-37} 9(t/300)^{-0.6}$
$H + O_2 + M$	$\Rightarrow$	$HO_2 + M$	$k_o = 5.7 \cdot 10^{-32} (t/300)^{-1.6}$ $k_{\infty} = 7.5 \cdot 10^{-11}$
$NO_2 + NO_3 + M$	$\rightarrow$	$N_2O_5 + M$	$k_o = 2.2 \cdot 10^{-30} (t/300)^{-4.3}$ $k_{\infty} = 1.5 \cdot 10^{-12} (t/300)^{-0.5}$
$N_2O_5 + M$	$\rightarrow$	$NO_2 + NO_3 + M$	$2.2 \cdot 10^{-5} e^{(-9700/t)}$
$NO + O + M$	$\rightarrow$	$NO_2 + M$	$k_o = 9.0 \cdot 10^{-32} (t/300)^{-1.5}$ $k_{\infty} = 3.0 \cdot 10^{-11}$
$NO_2 + O + M$	$\rightarrow$	$NO_3 + M$	$k_o = 9.0 \cdot 10^{-32} (t/300)^{-2.0}$ $k_{\infty} = 2.2 \cdot 10^{-11}$
$NO_2 + OH + M$	$\rightarrow$	$HNO_3 + M$	$k_o = 2.6 \cdot 10^{-30} (t/300)^{-3.2}$ $k_{\infty} = 2.4 \cdot 10^{-11} (t/300)^{-1.3}$
$NO + OH + M$	$\rightarrow$	$HNO_2 + M$	$k_o = 7.0 \cdot 10^{-31} (t/300)^{-2.6}$

-1

$$(1 - (\log(k_o * M / k_{\infty})))$$

$$K = (k_o * M) / (1 + (k_o * M / k_{\infty})) * 0.6$$

**Tableau II.3.** Liste des réactions trois-corps introduites dans le modèle. t est la température.

Dans le modèle chimique, les constantes de réaction du tableau II.3. ont été multipliées par un facteur deux et ce pour tenir compte de la plus grande efficacité de la réaction lorsque le  $CO_2$  agit comme troisième corps par rapport à  $O_2$  et  $N_2$ . Ce facteur de travail est le résultat d'une étude comparative des travaux de *Kaufman and Kelso (1967)* et *Hogan and Burch (1976)*. A cela nous devons également ajouter une remarque sur les dépendances avec la température de certaines constantes. Pratiquement tous les coefficients de réaction ont été déterminés pour des conditions de pression et température terrestres et le plus souvent à température ambiante. Comme les températures atmosphériques martiennes sont de loin inférieures à 200 K, l'extrapolation des résultats terrestres au cas martien est souvent délicate. Il faut

$O + O_3$	$\rightarrow$	$2 O_2$	$8.0 \cdot 10^{-12} e^{(-2060/t)}$
$N_2 + O(^1D)$	$\rightarrow$	$O + N_2$	$1.8 \cdot 10^{-11} e^{(110/t)}$
$CO_2 + O(^1D)$	$\rightarrow$	$O + CO_2$	$7.4 \cdot 10^{-11} e^{(120/t)}$
$O_3 + O(^1D)$	$\rightarrow$	$2 O_2$	$1.2 \cdot 10^{-10}$
$O_3 + O(^1D)$	$\rightarrow$	$O_2 + 2 O$	$1.2 \cdot 10^{-10}$
$CO + O(^1D)$	$\rightarrow$	$CO + O$	$4.0 \cdot 10^{-11}$
$O_2 + O(^1D)$	$\rightarrow$	$O_2 + O$	$3.2 \cdot 10^{-11} e^{(70/t)}$
$Ar + O(^1D)$	$\rightarrow$	$Ar + O$	$3.0 \cdot 10^{-13}$
$O_3 + H$	$\rightarrow$	$O_2 + OH$	$1.4 \cdot 10^{-10} e^{(-470/t)}$
$O + OH$	$\rightarrow$	$O_2 + H$	$2.2 \cdot 10^{-11} e^{(120/t)}$
$O_3 + OH$	$\rightarrow$	$O_2 + HO_2$	$1.6 \cdot 10^{-12} e^{(-940/t)}$
$O_3 + HO_2$	$\rightarrow$	$2 O_2 + OH$	$1.1 \cdot 10^{-14} e^{(-500/t)}$
$HO_2 + O$	$\rightarrow$	$O_2 + OH$	$3.0 \cdot 10^{-11} e^{(200/t)}$
$OH + OH$	$\rightarrow$	$H_2O + O$	$4.2 \cdot 10^{-12} e^{(-242/t)}$
$HO_2 + OH$	$\rightarrow$	$H_2O + O_2$	$4.6 \cdot 10^{-11} e^{(230/t)}$
$H_2 + OH$	$\rightarrow$	$H_2O + H$	$5.5 \cdot 10^{-12} e^{(-2000/t)}$
$H + HO_2$	$\rightarrow$	$2 OH$	$4.2 \cdot 10^{-10} e^{(-950/t)}$
$H + HO_2$	$\rightarrow$	$H_2 + O_2$	$4.2 \cdot 10^{-11} e^{(-350/t)}$
$H + HO_2$	$\rightarrow$	$H_2O + O$	$8.3 \cdot 10^{-11} e^{(-600/t)}$
$H_2 + O$	$\rightarrow$	$OH + H$	$8.8 \cdot 10^{-12} e^{(-4200/t)}$
$HO_2 + HO_2$	$\rightarrow$	$H_2O_2 + O_2$	$2.3 \cdot 10^{-13} e^{(600/t)}$
$OH + H_2O_2$	$\rightarrow$	$H_2O + HO_2$	$3.3 \cdot 10^{-12} e^{(-200/t)}$
$OH + CO$	$\rightarrow$	$CO_2 + H$	$1.5 \cdot 10^{-13} (0.6 P+1)$
$H_2O_2 + O$	$\rightarrow$	$HO_2 + OH$	$1.4 \cdot 10^{-12} e^{(-2000/t)}$
$H_2O + O(^1D)$	$\rightarrow$	$2 OH$	$2.2 \cdot 10^{-10}$
$H_2 + O(^1D)$	$\rightarrow$	$OH + H$	$1.0 \cdot 10^{-10}$
$NO_2 + O$	$\rightarrow$	$NO + O_2$	$6.5 \cdot 10^{-12} e^{(120/t)}$
$NO + O_3$	$\rightarrow$	$NO_2 + O_2$	$2.0 \cdot 10^{-12} e^{(-1400/t)}$
$NO + N$	$\rightarrow$	$N_2 + O$	$3.4 \cdot 10^{-11}$
$NO_2 + O_3$	$\rightarrow$	$NO_3 + O_2$	$1.1 \cdot 10^{-13} e^{(-2500/t)}$
$HNO_3 + OH$	$\rightarrow$	$H_2O + NO_3$	$7.2 \cdot 10^{-15} e^{(785/t)}$
$NO + HO_2$	$\rightarrow$	$OH + NO_2$	$3.7 \cdot 10^{-12} e^{(240/t)}$
$N_2O + O(^1D)$	$\rightarrow$	$N_2 + O_2$	$4.9 \cdot 10^{-11}$
$N_2O + O(^1D)$	$\rightarrow$	$2 NO$	$6.7 \cdot 10^{-11}$
$O_2 + N$	$\rightarrow$	$NO + O$	$4.1 \cdot 10^{-12} e^{(-3200/t)}$
$NO_3 + O$	$\rightarrow$	$NO_2 + O_2$	$1.0 \cdot 10^{-11}$
$NO_3 + NO$	$\rightarrow$	$2 NO_2$	$1.7 \cdot 10^{-11} e^{(150/t)}$
$N + OH$	$\rightarrow$	$NO + H$	$6.8 \cdot 10^{-11}$
$N + O_3$	$\rightarrow$	$NO + O_2$	$1.0 \cdot 10^{-15}$
$HNO_2 + O$	$\rightarrow$	$NO_2 + OH$	$1.6 \cdot 10^{-11} e^{(-1860/t)}$
$N + NO_2$	$\rightarrow$	$N_2O + O$	$7.9 \cdot 10^{-12}$
$N + NO_2$	$\rightarrow$	$2 NO$	$6.1 \cdot 10^{-12}$
$HNO_2 + OH$	$\rightarrow$	$H_2O + NO_2$	$5.0 \cdot 10^{-13}$
$HNO_3 + O$	$\rightarrow$	$OH + NO_3$	$1.0 \cdot 10^{-11} e^{(-1860/t)}$
$HNO_3 + H$	$\rightarrow$	$H_2 + NO_3$	$1.0 \cdot 10^{-12} e^{(-1180/t)}$
$HNO_3 + H$	$\rightarrow$	$OH + HNO_2$	$1.0 \cdot 10^{-11} e^{(-1180/t)}$

**Tableau II.4.** Liste des réactions deux-corps introduites dans le modèle.  $t$  est la température

en être conscient car cela représente une importante limitation au modèle

Par souci de cohérence, nous utilisons toujours les résultats dérivés par *DeMore et al.* (1987).

## 2. Modèle radiatif

### a. Calcul des coefficients de photodissociation

La majeure partie des processus aéronomiques se déroulant dans une atmosphère planétaire est le résultat d'une interaction entre le rayonnement solaire et l'atmosphère en question. L'action dominante du rayonnement solaire sur les gaz présents dans l'atmosphère est une modification de leur état énergétique. L'absorption de photons ultraviolets et visibles par les molécules atmosphériques provoque des transitions électroniques qui peuvent conduire à une dissociation de la molécule. En aéronomie, il est indispensable d'estimer quantitativement cette probabilité de dissociation qui généralement peut être le processus de destruction principal d'un constituant. Dans notre modèle, le coefficient de photodissociation  $J_i$  d'un constituant  $i$  à l'altitude  $z$  est calculé comme suit:

$$J_i(z, \chi) = \int_{\lambda_l}^{\lambda_u} \phi_i \sigma_i(\lambda) q_\lambda(z, \chi) d\lambda \quad (\text{II.8.})$$

où  $z$  représente l'altitude,  $\phi_i$  l'efficacité quantique,  $q_\lambda(z, \chi) d\lambda$  le flux de photons à l'altitude  $z$  et l'angle zénithal  $\chi$ ,  $\sigma_i(\lambda)$  la section efficace d'absorption de l'espèce  $i$  à la longueur d'onde  $\lambda$ ,  $\lambda_l$  et  $\lambda_u$  les limites inférieure et supérieure de l'intervalle spectral dans lequel la molécule dissocie. Dans le modèle l'efficacité quantique est toujours prise égale à 1 et ce pour toutes les molécules.

Le flux de photons à l'altitude  $z$  est calculé comme suit:

$$q_{\lambda}(z, \chi) = q_{\lambda}^{\infty} e^{(-\tau(\lambda, z, \chi))} \quad (\text{II.9.})$$

où  $\tau$  est l'épaisseur optique, et  $q_{\lambda}^{\infty}$  est le flux solaire au sommet de l'atmosphère.

Enfin, dans ce modèle, l'épaisseur optique est calculée comme suit:

$$\tau(\lambda, z, \chi) = \left[ \int_z^{\infty} \sigma(\text{CO}_2, \lambda) [\text{CO}_2] dz + \int_z^{\infty} \sigma(\text{O}_2, \lambda) [\text{O}_2] dz + \int_z^{\infty} \sigma(\text{O}_3, \lambda) [\text{O}_3] dz \right] \sec \chi \quad (\text{II.10.})$$

Ces trois dernières expressions sont valables uniquement pour une atmosphère purement absorbante<sup>11</sup>, dans laquelle l'atténuation du flux solaire obéit purement à la loi de Beer-Lambert. Comme nous le verrons plus loin, la diffusion de la lumière solaire par les aérosols contenus dans l'atmosphère martienne est un processus important, l'intensité de la lumière solaire en différents points de l'atmosphère doit alors être calculée en fonction de l'altitude par des moyens numériques plus sophistiqués. Chaque molécule possède un spectre d'absorption spécifique. Vu le nombre important de constituants que nous avons introduit dans le modèle (cf. tableau II.1.), il serait trop long de détailler ici chaque spectre. Les distributions des sections efficaces d'absorption que nous utilisons dans le modèle sont tirées de la compilation de *DeMore et al.* (1987). Nous avons introduit la dépendance avec la température des sections efficaces pour  $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_3$ ,  $\text{H}_2\text{O}_2$ . Nous avons choisi d'exposer les effets de la température sur le spectre du  $\text{CO}_2$  qui représente le constituant atmosphérique majeur et qui par conséquent peuvent influencer la structure chimique de l'atmosphère. Dans le cas du  $\text{CO}_2$ , les sections efficaces que nous utilisons sont tirées de *Shemansky* (1972) et de *Lewis et Carver*

<sup>11</sup> Par atmosphère absorbante, nous entendons une atmosphère ne contenant pas d'éléments diffusant comme les poussières et les nuages.

(1983) et corrigées en fonction de la dépendance avec la température proposée par Lewis et Carver (1983).

La figure II.2. montre les sections efficaces d'absorption du  $CO_2$ , évaluées pour deux températures (200 K et 300 K). Les sections efficaces peuvent différer d'un facteur 5 à 200 nm selon qu'on les calcule à 200 K ou 300 K. Comme les températures atmosphériques martiennes se situent entre 140 K et 250 K, il est important de tenir compte de cette dépendance avec la température.

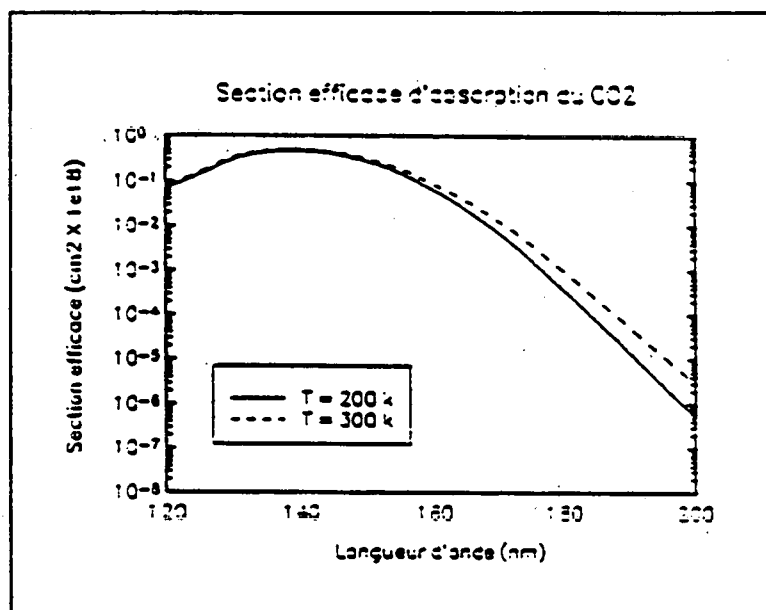


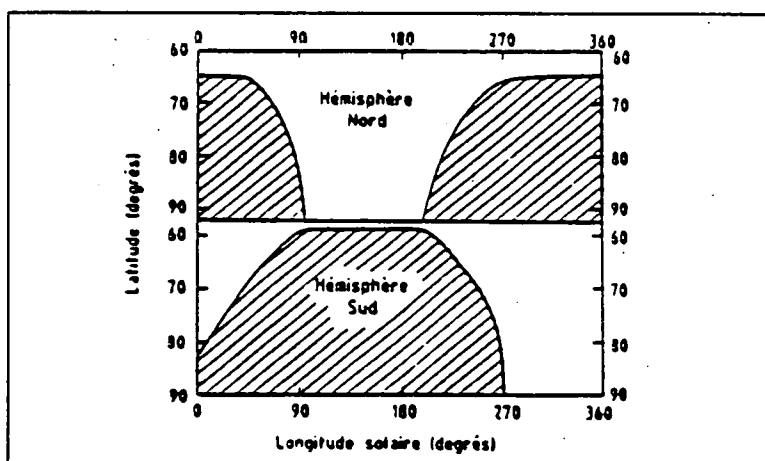
Figure II.2. Sections efficaces d'absorption du  $CO_2$ , pour deux températures.

## b. Modèle radiatif du CCM1 (NCAR)

Le taux net de réchauffement est calculé ,en-dessous de 40 kilomètres d'altitude, par le module radiatif du modèle climatique du Centre National pour la Recherche Atmosphérique (CCM1, Ncar) adapté pour des conditions martiennes. Ce code inclut les effets radiatifs de l'ozone, du dioxyde de carbone, de l'oxygène moléculaire et de l'eau. La contribution du dioxyde de carbone dans l'infrarouge est évaluée en utilisant la formulation de *Sasamori et al.* (1972). L'effet de l'eau dans le proche infrarouge est calculé à partir de la paramétrisation de *Kratz et Cess* (1985) pour le rayon direct et par la formulation de *Lacis et Hansen* (1974) pour le rayon réfléchi. La contribution radiative de l'ozone dans l'ultraviolet et le visible est calculée comme dans *Lacis et Hansen* (1974). L'effet de l'oxygène moléculaire est calculé par la paramétrisation de *Kiehl et Yamamouchi* (1985). Dans ce code, les équations du transfert radiatif sont résolues pour deux larges régions spectrales, 0--0.9  $\mu\text{m}$  et 0.9--4  $\mu\text{m}$ . Comme annoncé ci-dessus, ce schéma radiatif n'est utilisé que pour des altitudes inférieures à 40 kilomètres. La raison de cette limite est que au-dessus de 40 kilomètres, l'équilibre thermodynamique local n'est plus valable (*Dickinson* , 1972). L'équilibre thermodynamique local existe lorsqu'un gaz est dominé par les processus collisionnels. Dans ce cas, la distribution des états excités peut être représentée par une distribution de Boltzmann, la vitesse par une distribution de Maxwell-Boltzmann et , ce qui nous importe le plus, une fonction source pouvant être représentée par la fonction de Planck. La résolution des équations de transfert radiatif est fortement simplifiée lorsque l'on peut faire l'hypothèse de l'équilibre thermodynamique local. Dans le cas de la planète Mars, *Dickinson* (1972) a montré que cette approximation est valable jusqu'à des altitudes de 40 kilomètres. Au-dessus de cette limite, nous utilisons l'approximation du refroidissement newtonien pour calculer le taux net de refroidissement de l'atmosphère (*Dickinson*, 1973). Dans cette région de l'atmosphère, nous faisons l'hypothèse que les échanges radiatifs se déroulent entre une couche particulière et le sommet de l'atmosphère. Rappelons de nouveau que ce code ne traite que l'absorption gazeuse et ne tient pas compte des effets radiatifs des poussières et des nuages.

### c. Calcul de l'albédo de la surface

Enfin, le traitement du transfert de la radiation solaire dans l'atmosphère martienne requiert également une connaissance précise de la température de surface et de l'albédo. Ceci notamment pour prédire la progression ou la régression des calottes polaires en fonction de la latitude et de la saison. La condensation / sublimation des calottes polaires martiennes est un phénomène unique dans le système solaire. En effet, Mars est la seule planète dont l'atmosphère condense en grande partie durant l'hiver. Cette condensation / sublimation provoque une fluctuation de la pression moyenne totale qui peut aller jusqu'à 30 % au cours d'un cycle saisonnier. Une autre conséquence majeure à cela, est une amplitude de progression/régression des calottes polaires nettement supérieure à ce que l'on observe sur Terre. La figure II.3. montre un schéma des limites des calottes polaires en fonction de la saison. Les deux calottes polaires contrôlent fortement la présence d'eau dans l'atmosphère en agissant comme source durant certaines saisons et comme puits à d'autres, il est donc essentiel de garder cela à l'esprit car cette modulation de la quantité d'eau atmosphérique est primordiale dans le bilan chimique de l'atmosphère.



**Figure II.3.** Schéma représentant l'extension des calottes polaires en fonction de la saison

Si les deux calottes polaires résiduelles<sup>12</sup> étaient formées d'une couverture de neige carbonique, et comme la température de condensation de la vapeur d'eau est supérieure à celle de la glace sèche, la quantité totale de vapeur d'eau serait extraite rapidement de l'atmosphère (*Ingersoll*, 1974) et la seule source serait l'eau se désorbant du régolite (*Lindner et Jakosky*, 1985, *Jakosky*, 1985). Il n'en va pas ainsi et les deux calottes polaires résiduelles semblent différentes au niveau de leur composition. La calotte polaire résiduelle nord apparaît comme constituée de glace d'eau (*Kieffer et al.*, 1976; *Farmer et al.*, 1976) ou plus précisément de clathrate  $H_2O - CO_2$  (*Miller et Smythe*, 1970). La calotte polaire résiduelle sud est plus compliquée. Cette dernière semble composée de neige carbonique (*Jakosky*, 1985) avec toutefois une possibilité que cette couverture de  $CO_2$  solide disparaisse certaines années (*Jakosky*, 1985). Comme mentionné ci-dessus, la prévision de la présence des calottes polaires en fonction de la latitude et de la saison est importante pour calculer la quantité de radiation solaire qui est réfléchiée par la surface et qui modifie ainsi le bilan radiatif de l'atmosphère et la probabilité de photodissociation des molécules atmosphériques. Le modèle numérique que nous avons développé pour prédire la progression et la régression des calottes polaires et calculer l'albédo de la surface est décrit dans l'annexe 1.

---

<sup>12</sup> Calotte ne sublimant pas en été.



### 3. Modèle dynamique

#### a. Introduction

Un des objectifs importants de l'étude comparative de la dynamique des atmosphères planétaires est de comprendre la réponse de la circulation atmosphérique aux facteurs qui la façonnent et la gouvernent, spécifiquement la rotation et le chauffage. Mars est particulièrement intéressante dans ce cas, surtout à cause de ces similarités avec la Terre. La Terre et Mars ont une vitesse de rotation et une obliquité similaires, les deux planètes possèdent des atmosphères relativement transparentes au travers desquelles la radiation solaire pénètre le plus souvent jusque la surface et le dioxyde de carbone est un gaz radiativement actif dans l'infrarouge pour les deux planètes. Cependant, bien qu'un grand nombre de similitudes existent entre Mars et la Terre, Mars possède des caractéristiques propres qu'il faut prendre en considération pour l'analyse de sa circulation générale. La première différence fondamentale entre les deux planètes est que les variations de température dans la basse atmosphère terrestre sont modérées par la grande inertie thermique des océans, tandis que Mars ne possède pas d'océans et sa surface est recouverte d'un matériel ayant une faible inertie thermique. Comme conséquence, l'atmosphère de Mars possède des amplitudes thermiques saisonnières et diurnes bien plus élevées que celles caractéristiques de la troposphère terrestre. Dans la troposphère terrestre, les processus d'évaporation et de condensation de l'eau sont essentiels pour la redistribution de la chaleur. Sur Mars, comme dans la stratosphère terrestre, il y a trop peu d'eau atmosphérique pour que sa chaleur latente puisse jouer un rôle thermodynamique moteur. Une autre particularité de la planète Mars est la présence d'un cycle saisonnier de condensation/sublimation de l'atmosphère qui provoque l'apparition d'un flux atmosphérique non négligeable vers les régions polaires en hiver, ce qui modifie les caractéristiques de la circulation méridionale. L'atmosphère de la planète Mars possède également un contenu permanent en poussières silicatées et une large asymétrie saisonnière de l'insolation provoquant une fluctuation saisonnière importante des gradients thermiques qui sont à l'origine des mécanismes de circulation générale. Malgré une observation intensive de l'atmosphère au cours de ces dernières décennies, les caractéristiques dynamiques et chimiques de certaines régions atmosphériques de la planète n'ont

pas encore été observées aujourd'hui. C'est le cas notamment de la couche limite planétaire<sup>13</sup>, de l'atmosphère moyenne et de l'hémisphère sud en hiver. Dès lors, les seuls outils dont nous disposons actuellement pour acquérir des informations sur ces différentes régions atmosphériques sont les modèles numériques uni et multidimensionnels. Dans la section qui suit, nous nous contenterons de décrire théoriquement les principes de la circulation générale martienne et détaillerons les techniques numériques que nous avons sélectionnées pour traiter ces phénomènes à deux dimensions. Le chapitre suivant ayant pour objectif principal de décrire globalement nos connaissances des processus aéronomiques martiens, nous exposerons plus en détail les aspects qualitatifs et quantitatifs de ces mécanismes ainsi que les répercussions sur la structure physico-chimique de l'atmosphère des interactions entre la circulation générale et l'atmosphère. Par définition, l'atmosphère est une enveloppe constituée de gaz compressible entourant une planète pratiquement sphérique en rotation. Les processus de circulation générale se déroulant dans l'atmosphère martienne sont gouvernés par trois principes fondamentaux: les lois newtoniennes du mouvement, la conservation de l'énergie et la conservation du mouvement. Les diverses forces extérieures agissant sur le fluide à prendre en considération sont: la force due aux gradients de pression, la force de Coriolis, la gravité et les forces de friction. Ces différentes forces sont exprimées dans la seconde loi de Newton qui décrit la réponse d'un fluide à une force extérieure et qui est la première équation fondamentale de la dynamique atmosphérique:

$$\frac{d \bar{v}}{d t} + \frac{1}{\rho} \nabla p + 2 \bar{\omega} \times \bar{v} = \bar{g} + \bar{F}$$

(II.11.)

---

<sup>13</sup> La couche limite planétaire est la région atmosphérique surplombant la surface qui est caractérisée par une turbulence importante générée par les processus de convection thermique plus intenses que dans les couches atmosphériques supérieures.

où dans l'équation  $\mathbf{v}$  représente le vecteur vitesse d'une parcelle d'air,  $p$  est la pression,  $\rho$  la masse par unité de volume,  $\omega$  la vitesse de rotation angulaire,  $\mathbf{g}$  est l'accélération gravitationnelle,  $\mathbf{F}$  est la friction due à la viscosité, et  $t$  est le temps.

La deuxième équation fondamentale est la première loi de la thermodynamique ou loi de conservation de l'énergie:

$$c_p \frac{dT}{dt} - \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dt} = Q \quad (\text{II.12.})$$

où  $T$  est la température,  $c_p$  la chaleur spécifique de l'air à pression constante, et  $Q$  le taux net de réchauffement par unité de masse. Les autres symboles ont la même signification que dans l'équation II.11..

Les deux premiers termes de l'équation II.12. définissent la relation inverse entre la pression et la température, relation qui décrit le refroidissement par expansion ou le chauffage par compression associé aux processus adiabatiques prenant place dans un fluide compressible.

La troisième équation fondamentale est l'équation de conservation de la masse:

$$\frac{d\rho}{dt} + \rho \nabla \cdot \bar{\mathbf{v}} = 0 \quad (\text{II.13.})$$

---

**b. Les modèles de circulation générale**

En utilisant ce système d'équations et en lui appliquant un minimum de conditions externes (idéalement la radiation solaire, la température de surface et la couverture permanente de neige), les modèles de circulation générale calculent d'une manière cohérente la structure thermique, les vents, l'apparition des nuages et les distributions des composés gazeux dans l'espace tridimensionnel. Au cours des 25 dernières années, de nombreux modèles de circulation générale ont été développés parallèlement aux modèles terrestres (*Leovy et Mintz* (1969), *Mass et Sagan* (1976); *Pollack et al.* (1976); *Moryama et Iwashima* (1980); *Pollack et al.* (1981); *Pollack et al.* (1990)). Ces modèles ont permis d'expliquer les observations recueillies par les sondes martiennes (Mariner, Mars, Viking, Phobos), mais aussi d'obtenir des renseignements précieux sur le fonctionnement du système climatique actuel. Ces modèles ont permis d'acquérir une meilleure compréhension des processus contrôlant la variabilité saisonnière et interannuelle de la circulation générale, ainsi que de comprendre les cycles à long terme du  $CO_2$ , de la vapeur d'eau et des poussières. L'utilisation de ces outils théoriques a notamment permis de comprendre le rôle essentiel des ondes atmosphériques et des poussières sur l'évolution spatio-temporelle de la structure physico-chimique de l'atmosphère. N'étant pas de notre propos de décrire ici ces modèles en détail, une description théorique complète de la physique introduite dans ceux-ci peut être trouvée dans *Kieffer et al.* (1992). Dans le chapitre suivant, nous confronterons quelques résultats de ces modèles avec les résultats de nos simulations.

### c. La circulation zonale moyenne

L'état zonal moyen de l'atmosphère martienne repose sur la variation avec l'altitude, la latitude et le temps du vent zonal moyen ( $u$ ), du vent méridional ( $v$ ), du vent vertical ( $w$ ) et de la température. Les barres supérieures indiquent une moyenne sur la longitude. Ces différents champs ne sont pas indépendants les uns des autres à cause des principes de la conservation de la quantité de mouvement, de la masse et de la chaleur. En général, les processus de dynamique atmosphérique peuvent être associés à une interaction entre un flux moyen et des perturbations qui lui sont superposées. Cette interaction est un processus rétroactif, la configuration du flux moyen pouvant altérer la propagation des perturbations et inversement. Donc, à deux dimensions, la circulation atmosphérique peut être décrite par les valeurs moyennes des différentes quantités dynamiques et par les fluctuations de ces grandeurs par rapport à ces moyennes. Cette seconde composante, qui représente les variations selon la longitude, constitue un système d'ondes multiples. Dans notre modèle, la moyenne est une moyenne dite zonale, notée par une barre supérieure:

$$\bar{u}(\phi, z, t) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} u(\lambda, \phi, z, t) d\lambda \quad (\text{II.14.})$$

où  $z$  est l'altitude,  $t$  le temps,

L'écartement par rapport à cette moyenne est défini comme suit:

$$u'(\lambda, \phi, z, t) \equiv u - \bar{u} \quad (\text{II.15.})$$

Il faut noter que cette distinction entre moyenne et perturbation est un concept purement mathématique. La technique de moyennage présentée par les deux équations précédentes (II.14. et II.15.) est un exemple de moyenne Eulérienne puisque cette moyenne est prise sur la longitude pour des coordonnées  $\phi$ ,  $z$  et  $t$  fixées.

Dans le système de coordonnées "log-pressure", définies comme suit:

$$z_p = -H \ln \left( \frac{P}{P_0} \right) \quad (\text{II.16.})$$

où  $P$  est la pression,  $P_0$  la pression de référence et  $H$  la hauteur d'échelle atmosphérique moyenne, les lois de conservation sont données par les versions moyennées zonalemement des équations II.12. et II.13., l'équation de la conservation de la masse moyennée zonalemement

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial y} - \bar{v} \frac{\tan \theta}{a} + \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} - \frac{\bar{w}}{H} = 0 \quad (\text{II.17.})$$

où  $\theta$  est la température potentielle,  $v$  la composante zonale du vent,  $w$  la composante verticale du vent,

et l'équation thermodynamique moyennée zonalemement.

$$R \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \bar{v} R \frac{\partial \bar{T}}{\partial y} + S \bar{w} = \left( \frac{R}{c_p} \right) \bar{Q} - E_t \quad (\text{II.18.})$$

où  $T$  est la température,  $R$  la constante des gaz,  $t$  le temps,  $Q$  le taux net de réchauffement diabatique moyenné zonalemement par unité de masse, et  $E_t$  la divergence combinée des moyennes zonales des flux de chaleur verticaux et horizontaux dus aux ondes de toutes échelles, des ondes planétaires et des flux de chaleur turbulents et  $S$  est la stabilité statique moyennée zonalemement:

$$S = R \left( \frac{RT}{C_p H} + \frac{dT}{dz} \right) \quad (\text{II.19.})$$

où  $c_p$  est la chaleur spécifique à pression constante.

Toutefois, l'inconvénient d'une approche Eulerienne classique est qu'il est compliqué d'anticiper les propriétés des ondes contrôlant, par exemple, les flux turbulents de chaleur. Pour cette raison, il est plus aisé de transformer les composantes de la circulation Eulerienne moyenne  $v$  en soustrayant les effets thermodynamiques liés au transport de la chaleur par les effets de turbulence à grande échelle. La circulation en résultant, appelée la circulation moyenne méridionale résiduelle ( $v^*$ ,  $w^*$ ) définie comme suit,

$$\bar{v}^* \equiv \bar{v} - \frac{1}{\rho_0} (\rho_0 \frac{\overline{v'\theta'}}{\bar{\theta}_z})_z \quad (\text{II.20.})$$

$$\bar{w}^* \equiv \bar{w} + \frac{1}{(a \cos \phi)} (\cos \phi \frac{\overline{v'\theta'}}{\bar{\theta}_z})_\phi \quad (\text{II.21.})$$

possède deux avantages pratiques. Premièrement, elle peut être déduite directement de la balance d'énergie et de l'équation de continuité en utilisant les températures observées, si le chauffage diabatique peut être calculé correctement et si la composante verticale de la divergence du flux  $Et$  est négligeable. Pour une atmosphère stable stratifiée, comme celle de Mars, le forçage thermique tend à générer des mouvements ascendants dans les régions chauffées et descendant dans les régions froides avec comme conséquence que le forçage thermique est compensé par le refroidissement par décompression et le chauffage par compression.

Le deuxième avantage est que la circulation moyenne résiduelle, pour une large gamme de conditions, est une bonne approximation de la circulation méridionale moyenne Lagrangienne, circulation qui décrit complètement le transport de parcelle de fluide dans le plan méridien (*Andrews and McIntyre, 1978*).

Le schéma dynamique initialement développé pour le modèle de la stratosphère terrestre est un modèle de type Eulérien. Dans ce modèle, les espèces chimiques sont advectées par une circulation méridionale moyenne exprimée en transformées d'Euler et en coordonnées log-pression. La circulation générale est forcée par les gradients d'onde et les gradients thermiques associés.

En conséquence, les équations primitives exprimées en transformée d'Euler sont (*Brasseur et al.*, 1990):

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \bar{v}^* \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y} + \bar{w}^* \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} = \bar{Q} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \left[ (\rho_0 (\bar{w}' \theta' + (\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y} / \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}) \bar{v}' \theta')) \right] \quad (\text{II.22.})$$

pour l'équation thermodynamique, où  $\theta$  est la température potentielle,  $t$  le temps,  $v$  la composante méridionale du vent,  $w$  la composante verticale du vent,  $Q$  le taux net de chauffage,  $\rho$  la densité,

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} - \left( f - \frac{1}{\cos \phi} \frac{\partial (\bar{u} \cos \phi)}{\partial y} \right) \bar{v}^* + \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \bar{w}^* = \frac{1}{\rho_0 a \cos \phi} \nabla E \quad (\text{II.23.})$$

pour l'équation de la quantité de mouvement, où  $f$  est le paramètre de coriolis,  $a$  le rayon de Mars,  $E$  le flux d'Eliassen-Palm,  $u$  la composante zonalz du vent,

$$\frac{1}{\cos \phi} \frac{\partial (\bar{v}^* \cos \phi)}{\partial y} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial (\rho_0 \bar{w}^*)}{\partial z} = 0 \quad (\text{II.24.})$$

pour l'équation de continuité.



Enfin, l'équation du vent thermique qui relie le gradient vertical du vent à la variation méridionale de la température est:

$$(f + 2\bar{u} \frac{tg\phi}{a}) \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = -\frac{g}{\theta} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y}$$

où dans les quatre équations précédentes (II.22. à II.25.)

$\theta$	est la température potentielle	
$a$	le rayon de Mars	
$g$	l'accélération de la pesanteur	
$f$	le paramètre de coriolis	
$Q$	le taux net de réchauffement	
$\bar{v}^*, \bar{w}^*$	La circulation Eulérienne résiduelle moyenne	
$\phi$	la latitude	
$\rho$	la densité	
$(\ )$	moyenne zonale eulérienne	
$(\ )'$	déviations par rapport à la moyenne zonale	
$u, v, w$	composantes zonale, méridionale et verticale du vent	
$E$	Flux d'Eliassen-Palm	(II.25.)

## d. Les ondes atmosphériques

Une des propriétés dynamiques intrinsèques de l'atmosphère est sa capacité de servir de support à des mouvements ondulatoires et en conséquence de permettre à des ondes de se propager et ainsi de perturber l'atmosphère. Les ondes atmosphériques sont classées dans différentes catégories basées sur leurs propriétés physiques et géométriques.

### 1. Les ondes de gravité

Les ondes de gravité sont des oscillations dont la force de rappel est la gravité et qui présentent la particularité d'être quasi-verticales et de posséder une amplitude croissant avec l'altitude. Différents phénomènes physiques peuvent générer des ondes de gravité. Le plus évident est le mouvement horizontal de masses d'air au dessus d'un relief. Les autres façons de générer ce type d'ondes sont: (1) la présence de contrastes thermiques importants et (2) la convection.

Comme Mars possède un relief accidenté et que son atmosphère est caractérisée par des amplitudes thermiques importantes, il est incontestable que des ondes de gravité doivent se propager dans l'atmosphère et par conséquent être un facteur décisif de la dynamique de l'atmosphère moyenne. Dans ce qui suit, nous décrivons la paramérisation que nous utilisons dans le modèle pour modéliser les effets des ondes de gravité sur la structure atmosphérique. La contribution des ondes de gravité sur le forçage de la dynamique martienne est calculée grâce à la paramérisation proposée par *Lindzen* (1981) et *Holton* (1982). Dans ce schéma, l'onde de gravité qui se propage et dont l'amplitude augmente avec l'altitude dépose son énergie dès que le gradient thermique dépasse le gradient adiabatique. Cette déposition de l'énergie de l'onde au dessus du niveau de brisure tend à accélérer ou décélérer la vitesse du vent zonal.

Dans la région atmosphérique comprise entre l'altitude de brisure de l'onde et le niveau critique (niveau où la vitesse de phase de l'onde est égale à la vitesse du vent zonal), l'amplitude de l'onde cesse de croître exponentiellement avec l'altitude et est réduite à un profil constant par turbulence convective.

La force transférée de l'onde au flux moyen local est calculée par l'expression suivante:

$$F_{gv} = R (C - \bar{u})^2 [(c - \bar{u}) + 3 H \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}] \quad (\text{II.26.})$$

où  $u$  est la composante zonale du vent,  $H$  la hauteur d'échelle,  $R$  le facteur d'amplitude et  $c$  la vitesse de phase de l'onde.

L'altitude à laquelle l'onde se brise est calculée par l'expression suivante:

$$Z_b = 3 H \ln \left( \frac{(c - \bar{u})}{s} \right) \quad (\text{II.27.})$$

où  $H$  est la hauteur d'échelle atmosphérique,  $c$  la vitesse de phase de l'onde, et  $s$  une constante. Les valeurs de ces constantes ( $c, R$  et  $s$ ) sont résumées dans la table II.5.

$c$ (ms <sup>-1</sup> )	$R$ (10 <sup>-9</sup> s m <sup>-2</sup> )	$s$ (ms <sup>-1</sup> )
-50	0.5	3.0
-25	1.0	3.0
0	2.0	3.0
+25	1.0	3.0
+50	0.5	3.0

**Table II.5.** Paramètres d'onde utilisés dans la paramérisation des ondes de gravité (Lindzen, 1981).

La turbulence créée par la dissipation de ces ondes de gravité est exprimée dans le modèle par le coefficient vertical de diffusion turbulente qui est calculé comme suit:

$$K_{zz} = \frac{R}{N^2} (c - \bar{u})^3 [(c - \bar{u}) + 3H \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}]$$

(II.28.)

On notera que, grâce à cette paramérisation et à la structure interactive du modèle 2D, le profil méridional et vertical du coefficient vertical de diffusion turbulente varie avec le temps et en fonction de l'évolution de la structure thermique et dynamique de l'atmosphère.

## 2. Les marées thermiques

Par définition, les marées thermiques sont des variations atmosphériques possédant une période d'un jour solaire et qui sont produites par le réchauffement solaire. A cause d'une fluctuation plus importante du réchauffement solaire.

journalier sur Mars, les marées atmosphériques sont une composante importante de la variabilité longitudinale et temporelle de l'atmosphère martienne. Pour une atmosphère claire, les larges amplitudes thermiques de la surface génèrent un forçage sur l'atmosphère (1) par le flux convectif de chaleur pendant la journée et (2) par les échanges radiatifs entre l'atmosphère et la surface pendant le jour et la nuit. Dans une atmosphère poussiéreuse, l'absorption de la radiation solaire par les poussières peut induire un forçage thermique énorme (mais temporaire). Les perturbations sur la structure thermique et les vents associées à la propagation verticale de ces marées thermiques peuvent influencer grandement la structure physico-chimique de l'atmosphère moyenne. Les missions spatiales martiennes ont mis en évidence l'existence des marées par trois manières. Les landers Viking ont d'abord mesuré des variations verticales de la température atmosphérique compatibles avec un passage rapide au travers d'une marée thermique se propageant verticalement. Au sol, les expériences météorologiques ont mesuré des variations de pression et de température (*Hess et al.*, 1977; *Tillman et al.*, 1979; *Ryan and Henry*, 1979; *Leovy and Zurek*, 1979; *Leovy*, 1981; *Tillman*, 1988). Enfin, les structures thermiques mesurées lors de la mission Mariner 9 (*Conrath et al.*, 1973) et durant la mission Viking (*Martin and Kieffer*, 1979a, 1979b) montrèrent une variation significative de ces structures pendant la journée plus particulièrement durant les tempêtes de poussières.

### 3. Les ondes planétaires

Le modèle dynamique que nous utilisons dans le modèle martien tient également compte des ondes planétaires. Comme la paramétrisation est bien décrite dans *Hichmann et Brasseur* (1988) et dans *Brasseur et al.* (1990), nous ne décrirons pas cette dernière ici.

Finalement, comme un traitement détaillé de la dynamique dans la basse atmosphère est difficile à réaliser par un modèle 2D, la limite inférieure pour le calcul des quantités dynamiques a été placée à 7 kilomètres là où une condition sur la vitesse du vent vertical est spécifiée. En dessous de cette limite, la fonction courant est extrapolée linéairement de manière à refermer les deux cellules



méridionales. La figure II.4. montre le schéma du modèle 2D interactif et les différentes rétroactions qui y ont été introduites. Dans cette figure,  $Q$  est le taux de réchauffement,  $T_s$  la température de surface,  $R$  l'albédo, O.G. le forçage du aux ondes de gravité, O.R. le forçage du aux ondes planétaires,  $X^0$  la fonction courant, P/L les termes de production et perte chimique,  $T$  est la température et  $t$  le temps.

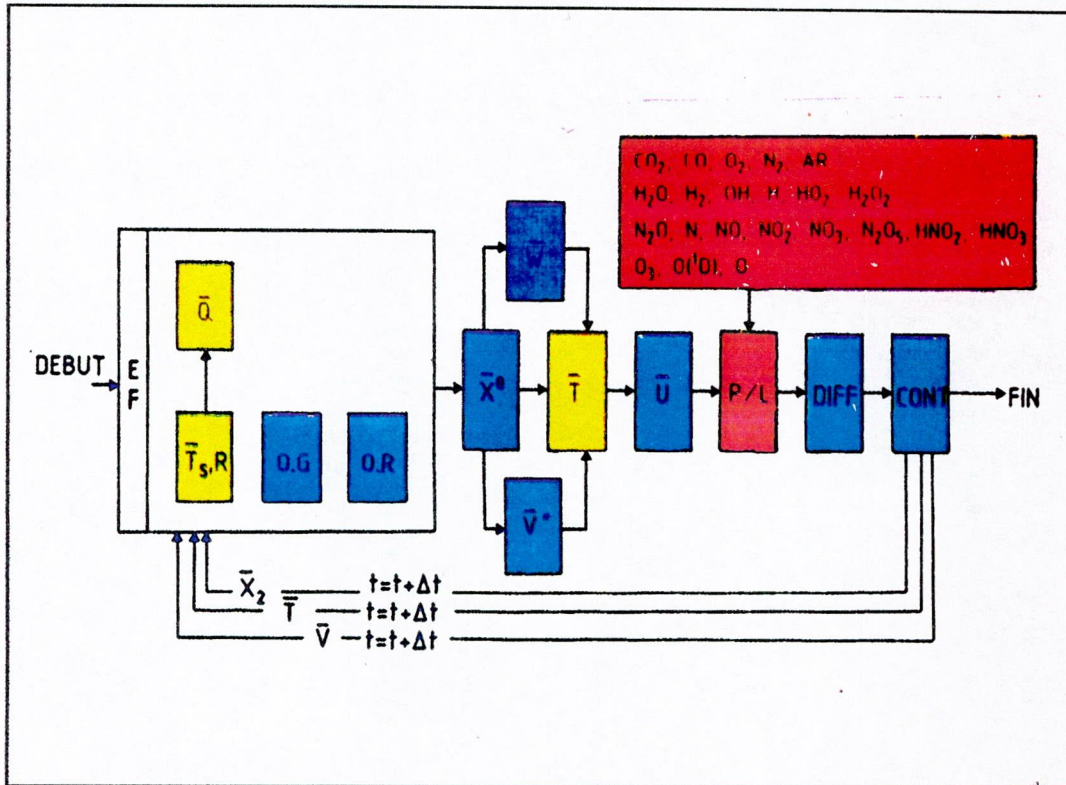


Figure II.4. Schéma du modèle bi-dimensionnel

#### 4. Calcul des moyennes diurnes

Pour modéliser correctement les processus chimiques se déroulant dans les atmosphères planétaires, il est souvent impératif de considérer les moyennes diurnes des quantités chimiques et radiatives. Ceci est notamment important si le pas de temps du modèle utilisé est long ou si l'on cherche une solution stationnaire. Le modèle 2D que nous avons développé n'a pas été conçu pour simuler un cycle diurne, il est donc important de remplacer l'intégrale sur le jour solaire par des paramétrisations qui sont simplement dépendantes de la latitude et de la saison. L'intégrale sur ce jour solaire est alors remplacée par une exponentielle pure. Dans ce cas, la moyenne diurne d'une quantité est obtenue par la multiplication de la quantité en question évaluée judicieusement à un certain angle solaire par une constante. Dans le modèle, la moyenne journalière du taux de réchauffement est approchée par une discrétisation à deux points (*Brasseur et Solomon, 1986*) :

$$Q_{moyen} = \frac{X}{2\pi} \left[ Q\left(\frac{X}{4}\right) + Q\left(\frac{3X}{4}\right) \right] \quad (\text{II.29.})$$

où  $X$  est l'angle au coucher (ou au lever) du soleil et est calculé par l'expression suivante:

$$\cos X = -\operatorname{tg}\phi \operatorname{tg}\delta \quad (\text{II.30.})$$

où  $\phi$  est la latitude et  $\delta$  la déclinaison.



## 5. Conditionnement du modèle 2D

### a. Paramètres physiques introduits dans le modèle

Le tableau II.6. reprend les paramètres physiques et astronomiques que nous avons introduits dans le modèle 2D.

Paramètre	Valeur
Rayon de Mars	$3.38 \cdot 10^6$ m
Accélération	$3.73 \text{ m s}^{-2}$
Excentricité	0.09337
Obliquité	25 degrés
durée du jour	24 H 37 m
Constante des gaz	$1.91 \text{ J/Kg/K}$
Pression moyenne de surface	6.1 mb
Albédo de la surface	0.242
Albédo des calottes polaires	0.6/0.65
Fréquence rotationnelle	$7.088 \cdot 10^{-5}$ s
Emissivité de la surface	0.95
Chaleur spécifique	$840 \text{ J/K/Kg}$
Chaleur latente de condensation du CO <sub>2</sub>	$5.9 \cdot 10^5 \text{ J/Kg}$
Coefficient de drag	$9 \cdot 10^{-4}$

**Tableau II.6.** Paramètres physiques et astronomiques introduits dans le modèle 2D final.

## b. Conditions initiales et limites

Le tableau II.7. récapitule les conditions limites introduites dans le modèle pour les constituants subissant l'effet du transport.

	FLux	Rapport de mélange
<i>Limite inférieure</i>		
CO <sub>2</sub>		0.9532 <sup>1</sup>
CO		0.0007 <sup>1</sup>
O <sub>2</sub>		0.0013 <sup>1</sup>
N <sub>2</sub>		0.0270 <sup>1</sup>
H <sub>2</sub>		50 ppmv <sup>2</sup>
O <sub>x</sub>	0.	
N <sub>2</sub> O		1.1 pptv <sup>3</sup>
NO <sub>x</sub>		5.9 ppbv <sup>3</sup>
<i>Limite supérieure</i>		
CO <sub>2</sub>	0.	
CO	0.	
O <sub>2</sub>	0.	
N <sub>2</sub>	0.	
H <sub>2</sub>	0.	
O <sub>x</sub>	0.	
N <sub>2</sub> O	0.	
NO <sub>x</sub>		10 ppbv <sup>3</sup>

**Tableau II.7.** Conditions aux limites introduites dans le modèle. (1) cf. introduction; (2) Lindner (1985); (3) Yung *et al.*, 1977.

Pour les composés chimiques qui réagissent localement et dont on peut faire l'hypothèse qu'ils sont à l'équilibre photochimique, les simulations débutent avec une concentration nulle. Pour les composés atmosphériques subissant les effets du transport, les intégrations dans le temps débutent avec les concentrations obtenues après une simulation d'un état stationnaire pour une longitude solaire de 90 degrés.

### c. Flux solaire utilisé

Le flux solaire moyen que nous utilisons dans notre modèle est tiré d'une étude de *Brasseur et Simon* (1981) et est présenté à la figure II.5.

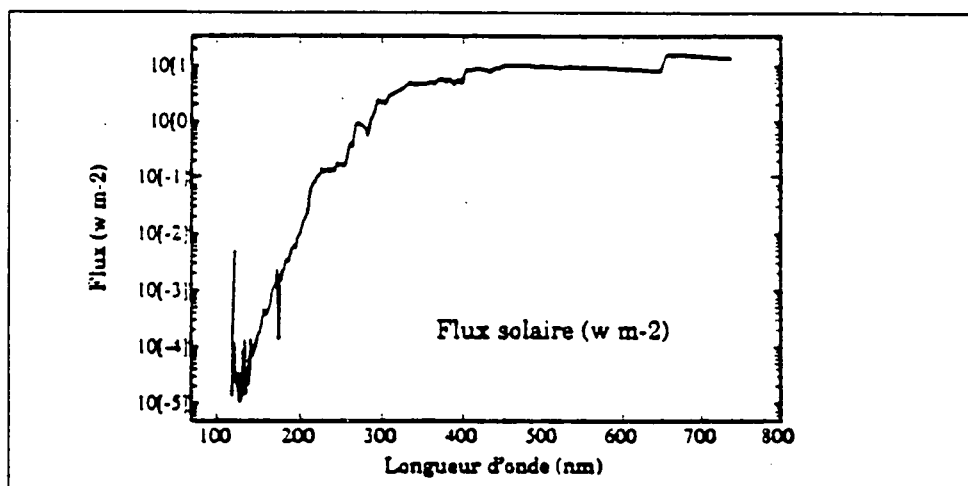


Figure II.5. Flux solaire moyen (à une unité astronomique) utilisé dans le modèle 2D.

Cependant, les caractéristiques orbitales de la planète Mars jouent un rôle capital sur la quantité de radiation solaire atteignant la surface au cours d'un cycle saisonnier. Pour tenir compte de ces particularités, le flux solaire est rectifié grâce à l'expression suivante:

$$Flux = \frac{Flux}{\left( \frac{a(1-e^2)^2}{(1+e \cos(L_s))^2} \right)}$$

(II.31.)

où  $e$  est l'excentricité,  $L_s$  la longitude solaire et  $a$  le rayon orbital moyen de Mars.

#### d. Traitement numérique

Pour nous permettre d'étudier correctement les processus aéronomiques martiens, la discrétisation du domaine adoptée est la suivante: les points sont espacés d'un kilomètre dans la direction verticale, et ce entre la surface et 85 kilomètres d'altitude, et de -85 degrés à +85 degrés avec une résolution méridionale de 5 degrés. Nous utilisons la méthode des familles pour éviter le mauvais conditionnement du système dû à la forte dispersion des durées de vie des différentes espèces chimiques traitées. Comme les interactions entre les différentes familles sont faibles, les équations propres à ces familles chimiques sont calculées indépendamment les une des autres. Nous utilisons une méthode de remplacement successif qui consiste à déterminer la solution d'une équation en adoptant pour les autres la solution la plus récemment calculée. Cette méthode est valable pour autant que les solutions successives ne varient pas trop d'un pas de temps à l'autre, ce qui est généralement le cas. Cette technique requiert aussi un choix judicieux de l'ordre de résolution des différentes équations. Comme nous recherchons généralement une solution évolutive des équations de continuité et de transport. Les termes de transport sont alors discrétisés selon une méthode du type Crank-Nicholson. Dans notre modèle, le problème est traité numériquement en approchant la dérivation dans l'espace par l'emploi d'un schéma aux différences finies et en résolvant le système en utilisant la méthode des étapes fractionnées. Cette technique est précise au deuxième ordre dans le temps et dans l'espace, et inconditionnellement stable numériquement. L'idée de cette technique est de diviser

chaque pas de temps en deux étapes de taille  $\Delta t / 2$ . Dans chaque sous-pas de temps, une dimension est traitée implicitement. L'avantage de cette technique est que chaque sous-étape requiert la résolution d'un système matriciel tridiagonal, et par conséquent l'augmentation du temps de calcul nécessaire à la résolution augmente linéairement avec la taille du système. Utilisant ce qui vient d'être précisé, l'équation de continuité exprimée en transformée d'Euler est :

$$\begin{aligned} & \frac{\overline{\partial R(A)}}{\partial t} + \overline{v} \cdot \frac{\overline{\partial R(A)}}{\partial y} + \overline{w} \cdot \frac{\overline{\partial R(A)}}{\partial z} \\ = & \overline{S(A)} + \frac{1}{\cos\phi} \frac{\partial}{\partial y} (\cos\phi K_{yy} \frac{\overline{\partial R(A)}}{\partial y}) + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_0 K_{zz} \frac{\overline{\partial R(A)}}{\partial z}) \end{aligned} \quad (\text{II.32.})$$

où

$R(A)$	est le rapport de mélange de l'espèce A
$t$	est le temps
$v^*, w^*$	La circulation Eulérienne résiduelle moyenne
$\phi$	la latitude
$\rho$	la densité
$S(A)$	est le terme de source de l'espèce A incluant les processus chimiques et photochimiques
$K_{yy}$	coefficient méridional de diffusion turbulente
$K_{zz}$	coefficient vertical de diffusion turbulente

En faisant l'hypothèse que le terme de source est égal à :

$$S(A) = P(A) - L(A) R(A) \quad (\text{II.33.})$$

où

$P(A)$	Terme de production de l'espèce chimique A
$L(A)$	terme de perte de l'espèce chimique A
$R(A)$	rapport de mélange de l'espèce chimie A

L'équation peut être réécrite comme suit:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial R(A)}{\partial t} - K_{yy} \frac{\partial^2 R(A)}{\partial y^2} - K_{zz} \frac{\partial^2 R(A)}{\partial z^2} + \\ & (\bar{v}^* - \frac{\partial K_{yy}}{\partial y} + K_{yy} \frac{\tan\phi}{a}) \frac{\partial R(A)}{\partial y} + L(A) R(A) \\ & (\bar{w}^* - \frac{\partial K_{zz}}{\partial z} + \frac{K_{zz}}{H}) \frac{\partial R(A)}{\partial z} = P(A) \end{aligned} \quad (\text{II.34.})$$

où les différents termes ont la même signification que dans les équations II.32. et l'équation II.33. Finalement, cette équation est résolue en utilisant la méthode implicite des directions alternées décrite plus haut (*Peaceman et Rachford*, 1955). Dans ce cas, l'équation II.37. peut être approchée à chaque point de grille (i,j) et au temps t par

$$\begin{aligned} & \beta_{ij}^t R(A)_{i-1,j}^{t+1/2} + \alpha_{ij}^t R(A)_{ij}^{t+1/2} + \gamma_{ij}^t R(A)_{i+1,j}^{t+1/2} = \\ & \psi_{ij}^t - \delta_{ij}^t R(A)_{ij-1}^t - \phi_{ij}^t R(A)_{ij}^t - \varepsilon_{ij}^t R(A)_{ij+1}^t \end{aligned} \quad (\text{II.35.})$$

$$\begin{aligned} & \delta_{ij}^t R(A)_{ij-1}^{t+1} + A_{ij} R(A)_{ij}^{t+1} + \varepsilon_{ij}^t R(A)_{ij+1}^{t+1} = \\ & \psi_{ij}^t - \beta_{ij}^t R(A)_{i-1,j}^{t+1/2} - \Phi_{ij}^t R(A)_{ij}^{t+1/2} - \gamma_{ij}^t R(A)_{i+1,j}^{t+1/2} \end{aligned} \quad (\text{II.36.})$$

où

$$\alpha = 1 - \frac{(-K_{yy})\Delta t}{\Delta y^2} + \frac{L(A)\Delta t}{2}$$

$$A = 1 - \frac{(-K_{zz})\Delta t}{\Delta z^2} + \frac{L(A)\Delta t}{2}$$

$$\beta = \frac{(-K_{yy})\Delta t}{2\Delta y^2} - \frac{(\bar{v}^* - \frac{\partial K_{yy}}{\partial y} + K_{yy} \frac{\tan\phi}{a})\Delta t}{4\Delta y}$$

$$\gamma = \frac{(-K_{yy})\Delta t}{2\Delta y^2} + \frac{(\bar{v}^* - \frac{\partial K_{yy}}{\partial y} + K_{yy} \frac{\tan\phi}{a})\Delta t}{4\Delta y}$$

$$\delta = \frac{9-K_{zz})\Delta t}{2\Delta z^2} - \frac{(\bar{w}^* - \frac{\partial K_{zz}}{\partial z} + \frac{K_{zz}}{H})\Delta t}{4\Delta z}$$

$$\varepsilon = \frac{(-K_{zz})\Delta t}{2\Delta z^2} + \frac{(\bar{w}^* - \frac{\partial K_{zz}}{\partial z} + \frac{K_{zz}}{H})\Delta t}{4\Delta z}$$

$$\phi = -1 - \frac{(-K_{zz})\Delta t}{\Delta z^2}$$

$$\Phi = -1 - \frac{(K_y)\Delta t}{\Delta y^2}$$

$$\psi = \frac{P(A)\Delta t}{2}$$

et les différents termes ont la même signification que dans les équations II.32. et l'équation II.33. Donc, le système matriciel tridiagonal produit à chaque point de grille par ce schéma implicite est résolu en utilisant un algorithme standard d'inversion.

## **CHAPITRE III.**

# **ANALYSE DES PROCESSUS AERONOMIQUES MARTIENS**



---

## Chapitre III: Analyse des processus aéronomiques martiens.

### 1. Introduction

Le chapitre qui suit a pour objectif l'analyse de notre connaissance actuelle des processus aéronomiques martiens ainsi que la validation des résultats obtenus par notre modèle 2D. La majeure partie du chapitre est consacrée à une description des structures chimiques et dynamiques de l'atmosphère transparente de la planète Mars. Par atmosphère transparente nous entendons une atmosphère dépourvue d'éléments diffusants comme les poussières et les nuages. L'avantage principal du modèle est qu'il permet l'étude des fluctuations méridionales et saisonnières des constituants chimiques et des quantités dynamiques de l'atmosphère, ce qui n'était pas permis auparavant avec les modèles unidimensionnels. Le modèle peut facilement simuler toutes les conditions spatio-temporelles souhaitées. Par souci de clarté et de brièveté, nous avons préféré exposer et discuter les distributions méridionales, verticales et saisonnières des constituants atmosphériques majeurs et cela principalement pour les conditions de solstice et d'équinoxe. Quand cela était utile, nous avons reproduit les conditions spatio-temporelles correspondant aux périodes de récolte des données. Toutefois, pour toutes les simulations, les intégrations du modèle débutent au solstice d'été dans l'hémisphère Nord pour une durée correspondant à 4 années martiennes avec un pas de temps de 15 jours. De plus, pour toutes les simulations, la surface est considérée comme chimiquement inerte. Etant donné qu'il nous est impossible avec la version actuelle du modèle de modéliser convenablement le cycle de la vapeur d'eau, toutes les simulations ont été effectuées en utilisant pour la distribution verticale de la vapeur d'eau observée par les sondes Viking, une hauteur d'échelle égale à 5 kilomètres, ce qui apparaît aujourd'hui comme le compromis idéal (*Krasnopolsky, 1993*) au vu des précédentes observations. Par conséquent, nous ne considérons pas les processus de condensation et sublimation de l'eau dans nos simulations.

## 2. Stabilité atmosphérique.

L'atmosphère de la planète Mars est principalement constituée d'un mélange à faible pression de dioxyde de carbone avec des quantités en trace d'azote moléculaire, d'oxygène, d'argon et de monoxyde de carbone. Comme la pression globale moyenne à la surface martienne est inférieure au point triple de l'eau (6.1 mb), l'eau ne peut exister dans l'atmosphère que sous deux phases: la phase vapeur et la phase solide. Une autre conséquence importante de cette faible densité atmosphérique est que la radiation solaire inférieure à 220 nm peut pénétrer l'atmosphère jusqu'à la surface. Malgré cela, ce qui étonne sur Mars c'est que son atmosphère est peu dissociée. En effet, pour une colonne moyenne de  $CO_2$  de 74 m-atm ( ce qui correspond à  $2.0 \times 10^{23} \text{ cm}^{-2}$ ), le taux de dissociation journalier moyen de cette molécule pour une latitude moyenne étant de  $2.0 \times 10^{12} \text{ cm}^{-2} \text{ sec}^{-1}$ , la totalité du  $CO_2$  devrait être photolysée en  $CO$  et  $O$  en pratiquement 3170 années terrestres, si on négligeait la recombinaison effective de  $CO$  et  $O$  en  $CO_2$ . D'un point de vue théorique, la recombinaison du monoxyde de carbone avec l'oxygène atomique, ainsi que l'oxygène atomique avec lui même, étant deux mécanismes très peu probables à faible pression, il faut déceler d'autres processus susceptibles d'expliquer ces faibles abondances. L'explication qui ressort aujourd'hui est une combinaison entre le transport vertical et le cycle catalytique des hydrogènes non appariés. Cette première explication a été proposée par certains auteurs ( *McElroy et McConnel*, 1971; *McElroy et Donahue*, 1972 ) qui ont fait l'hypothèse d'un transport vertical rapide de  $CO$  et  $O$  produits dans l'atmosphère supérieure vers les basses couches atmosphériques où la quantité totale d'eau est suffisante pour alimenter le cycle catalytique des hydrogènes impairs. Ils ont proposé des coefficients de diffusion turbulente s'échelonnant de  $2.0 \times 10^6$  à  $1.0 \times 10^8 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ . Plus récemment, *Kahn* (1990) a réexaminé une série de données recueillies durant les différentes missions spatiales martiennes et a conclu que des valeurs plus faibles ( $5.0 \times 10^4$  à  $1.0 \times 10^6 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ ) et se rapprochant des valeurs terrestres à pressions égales sont plus probables et suffisantes pour expliquer les abondances relatives de  $CO$ ,  $O$  et  $CO_2$ . Les dernières estimations du coefficient vertical de diffusion turbulente ( *Chassefière et al.*, 1992) montrent des valeurs supérieures d'un ordre de grandeur aux valeurs de *Khan* (1990). Dans la basse atmosphère, le radical  $OH$  est le principal agent atmosphérique oxydant.

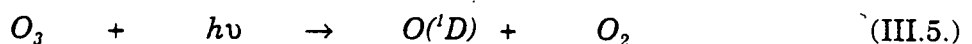
Sa production dans l'atmosphère martienne provient principalement de la photodissociation directe de l'eau et de la dissociation de l'eau et de l'hydrogène moléculaire par réaction avec des atomes d'oxygènes excités dans l'état ( $^1D$ ):



Le radical  $OH$  alors produit réagit directement avec le monoxyde de carbone pour reformer  $CO_2$  :



Cette réaction chimique est la clef de la stabilisation de l'atmosphère martienne actuelle. Dans cette même région atmosphérique,  $O(^1D)$  est produit par la photodissociation de l'ozone pour des longueurs d'ondes inférieures à 310 nm.



Dans l'atmosphère supérieure, la production de  $O(^1D)$  est assurée par la photodissociation de  $CO_2$  et de  $O_2$ . Le cycle majeur d'oxydation de l'atmosphère est résumé à la figure III.1. Les processus chimiques faisant intervenir les hydrogènes impairs ( $HO_x = OH + HO_2 + H$ ) apparaissent donc comme une des clefs du contrôle de l'efficacité de la recombinaison du  $CO_2$ .

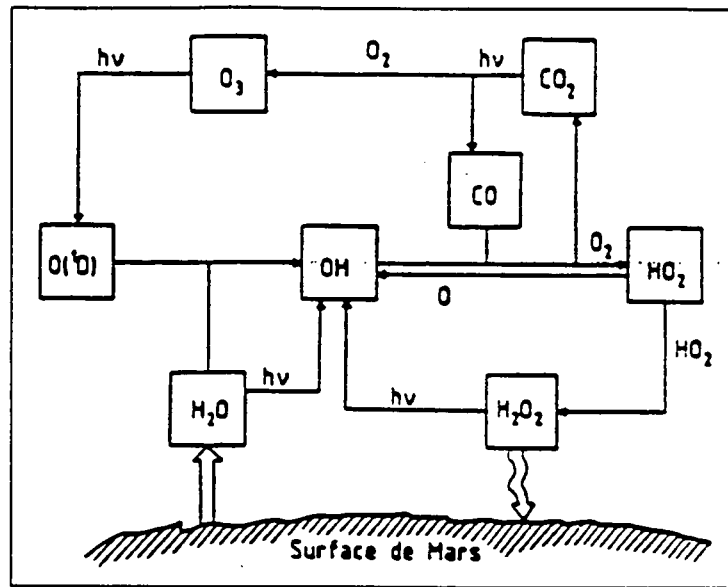
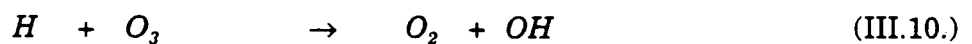
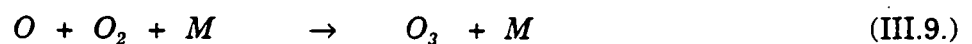
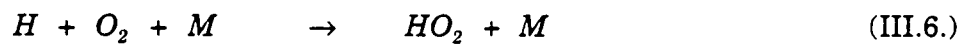
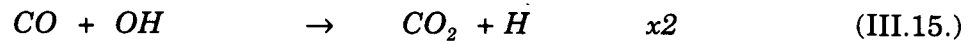
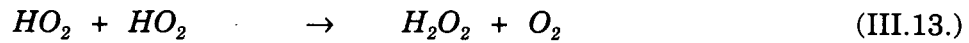


Figure III.1. Cycle majeur d'oxydation de l'atmosphère martienne.

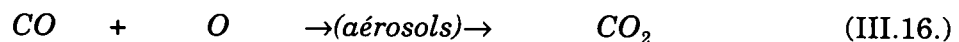
Les différents mécanismes de recombinaison catalytique acceptés actuellement pour expliquer le maintien d'une atmosphère de  $CO_2$  ont été proposés par *McElroy et Donahue* (1972) et *Parkinson et Hunten* (1972):





où M représente un troisième corps ( $CO_2$ ,  $N_2$ , ...).

Dans ce dernier mécanisme catalytique, une quantité importante d'oxygène atomique n'est plus nécessaire pour reformer le  $CO_2$ , et donc de grands coefficients de diffusion ( $10^7$  à  $10^8 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ ) ne sont plus requis pour expliquer cette recombinaison. Cependant, cette hypothèse est limitée par le fait qu'elle requiert une quantité de vapeur d'eau supérieure à la quantité d'eau observée durant la mission Viking (*Jakosky*, 1985). Il faut cependant noter que la vapeur d'eau varie non seulement avec la latitude et la saison, mais aussi d'une année à l'autre (*Clancy et al.*, 1992). Les données Viking sont donc représentatives d'un instant précis, mais il faut les considérer toutefois comme les meilleures données en couverture méridionale et saisonnière disponibles actuellement. Finalement, la mission Phobos a permis d'avancer une troisième hypothèse. Les observations sur la distribution verticale de la concentration du monoxyde de carbone ont soulevé l'hypothèse du possible rôle des poussières atmosphériques comme agent catalytique de recombinaison du  $CO_2$  (*Atreya et Blamont*, 1990):



Les poussières martiennes pourraient effectivement être un agent atmosphérique essentiel pour certains problèmes aéronomiques. Cependant, le manque de données théoriques sur les processus de catalyse hétérogène en milieu gazeux ainsi que sur les caractéristiques physiques et optiques des aérosols martiens est tel qu'il est illusoire de penser pouvoir introduire ces phénomènes physiques dans le cadre d'un modèle numérique. Il ne faut donc certainement pas user de l'hypothèse des poussières comme unique explication aux problèmes aéronomiques martiens actuels.

### 3. Les processus dynamiques et radiatifs martiens.

#### a. Introduction

Les seules observations in situ des vents dans l'atmosphère martienne ont été obtenues grâce aux landers Viking (*Tillman, 1977; Hess et al., 1977; Ryan et al., 1978; Leovy, 1982; Leovy et al., 1984*). Les landers ont mesuré les vitesses et les directions du vent 25 fois par jour à quelques mètres de la surface. La vitesse moyenne de ces vents se situe entre 6 et 10 m s<sup>-1</sup>. L'information sur la vitesse des vents de surface a également été déduite indirectement grâce à l'analyse de certaines structures morphologiques présentes à la surface (*Thomas et al., 1979*). Pour la basse atmosphère (10-30 km), les seules informations que nous ayons à notre disposition sont des mesures indirectes de la vitesse des vents déduites notamment de l'analyse des mouvements nuageux (*Khan, 1984*) mais aussi de l'analyse des données sur la vapeur d'eau (*Davies, 1981*). Donc, depuis le début de l'exploration spatiale de la planète Mars, beaucoup de données sont devenues accessibles pour tester la théorie de la dynamique et ainsi comprendre les facteurs influençant la structure dynamique de l'atmosphère martienne. Néanmoins, malgré l'apport de ces observations et la modernisation des techniques d'observation, la structure thermique de la basse et moyenne atmosphère martienne reste encore mal connue. Dès lors, le moyen dont nous disposons pour appréhender ce problème est l'outil théorique que représentent les modèles dynamiques. L'évaluation de la dynamique martienne est indispensable pour estimer la force du transport méridional intervenant dans la redistribution des espèces chimiques ayant un temps de résidence atmosphérique élevé. Dans l'atmosphère martienne, les processus dynamiques sont surtout initiés par les gradients thermiques liés au réchauffement atmosphérique causé par l'absorption de l'énergie solaire, par le flux produit par la condensation et la sublimation des calottes polaires et par la dissipation d'énergie associée à la déposition des ondes de gravité et de Rossby. Au cours de ces deux dernières décennies, plusieurs modèles dynamiques ont été développés (*Gierash et Goody, 1968; Leovy et Mintz, 1969; Pollack et al., 1976; Haberle et al., 1979; French and Gierash, 1979; Pollack et al., 1981; Haberle et al., 1982; Schneider, 1983; Magalhaes, 1987*) et reproduisent correctement les principales caractéristiques dynamiques observées. Dans l'atmosphère martienne, la structure thermique varie largement avec la saison, la latitude, l'activité solaire et le contenu en aérosols.

D'un point de vue qualitatif, la variation de la température atmosphérique martienne est assez monotone lorsque l'on s'élève en altitude. Le gradient de température est de l'ordre de quelques K par km. Cependant, la monotonie du profil thermique est rompue dans l'atmosphère moyenne au dessus des régions polaires en hiver. Les observations télescopiques réalisées par *Deming et al.* (1986) montrent en effet que la température dans l'atmosphère moyenne en hiver dépasse de 30 à 40 K la température d'équilibre radiatif. Les similitudes de ces faits avec certaines observations terrestres permettent, logiquement, d'envisager des origines analogues.

## **b. Chauffage radiatif de l'atmosphère**

Pratiquement tous les mécanismes physico-chimiques que nous allons détailler dans le chapitre tirent en fait leur origine dans l'interaction du rayonnement émis par le soleil avec le système atmosphérique martien. Cette source d'énergie est la principale source de réchauffement atmosphérique, excepté dans la nuit polaire où le réchauffement latent du  $\text{CO}_2$  peut être dominant. La première conséquence de cette interaction entre le rayonnement solaire et l'atmosphère de Mars est une modification des gradients thermiques dans l'atmosphère.

### **1. Réchauffement par $\text{O}_3$ , $\text{CO}_2$ et $\text{O}_2$**

Au-dessus de 175 nm, l'absorption de la radiation solaire par l'ozone produit un réchauffement atmosphérique non négligeable aux hautes latitudes où la concentration de l'ozone atmosphérique est maximale. L'ultraviolet extrême étant absorbé dans la haute atmosphère, l'absorption de la radiation solaire dans cette gamme spectrale par l'ozone ne contribue en aucune manière au réchauffement global des basses couches atmosphériques. Entre 175 nm et 190 nm, le réchauffement par l'ozone devient significatif dans l'atmosphère moyenne. Au-dessus de 200 nm, les sections efficaces d'absorption de l'ozone augmentant jusque 250 nm et l'épaisseur optique de l'atmosphère étant faible, l'absorption par l'ozone produit un chauffage dans les basse couches atmosphériques.

Entre 250 et 270 nm, les sections efficaces de l'ozone diminuent avec la longueur d'onde, mais le flux solaire s'intensifiant, le chauffage par l'ozone atteint un maximum vers 270 nm. Dans le visible, le chauffage par l'ozone atteint un maximum vers 520 nm. Ce réchauffement produit par l'absorption de la radiation solaire dans les bandes de Chappuis contribue pour 10 % au réchauffement atmosphérique total produit par l'ozone.

Le dioxyde de carbone et l'oxygène moléculaire absorbent aussi dans l'UV mais produisent un chauffage négligeable dans la basse et moyenne atmosphère par rapport à celui de l'ozone. Le chauffage ultraviolet par l'oxygène moléculaire et le dioxyde de carbone est uniquement appréciable dans la très haute atmosphère. Dans le proche infrarouge, le spectre de CO<sub>2</sub> possède des bandes d'absorption pouvant contribuer au chauffage de l'atmosphère. Dans les régions polaires, le chauffage est obtenu par absorption de la radiation solaire par la bande de 2.7 micron entre 10 et 40 kilomètres. A la surface, c'est la bande de 1.3 micron qui produit un chauffage significatif. Pour les autres latitudes, les bandes mineures du CO<sub>2</sub> (1.4, 1.6, 4.8, 5.2) sont optiquement peu épaisses et ne contribuent pas au chauffage de l'atmosphère. Dû au fait que la bande fondamentale de 15 microns est large (entre 12 et 19 microns), le chauffage par l'absorption dans cette bande n'est pas négligeable dans la moyenne et haute atmosphère.

## **2. Réchauffement par les autres composés atmosphériques.**

Contrairement à ce que l'on observe dans l'atmosphère terrestre, les concentrations de la vapeur d'eau, de H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> et de HO<sub>2</sub> sont trop faibles dans l'atmosphère martienne actuelle pour influencer significativement le réchauffement ultraviolet de l'atmosphère, excepté peut-être au terminateur (*Kuhn et al.*, 1979; *Lindner*, 1990).

## **3. Réchauffement par les poussières**

En plus d'être réchauffée par l'absorption de la radiation solaire par le CO<sub>2</sub> et l'ozone, l'atmosphère est aussi réchauffée par l'absorption par les poussières. Ce problème étant décrit dans le chapitre suivant, nous ne le développerons pas ici.



## **c. Refroidissement radiatif de l'atmosphère**

### **1. Refroidissement par le dioxyde de carbone**

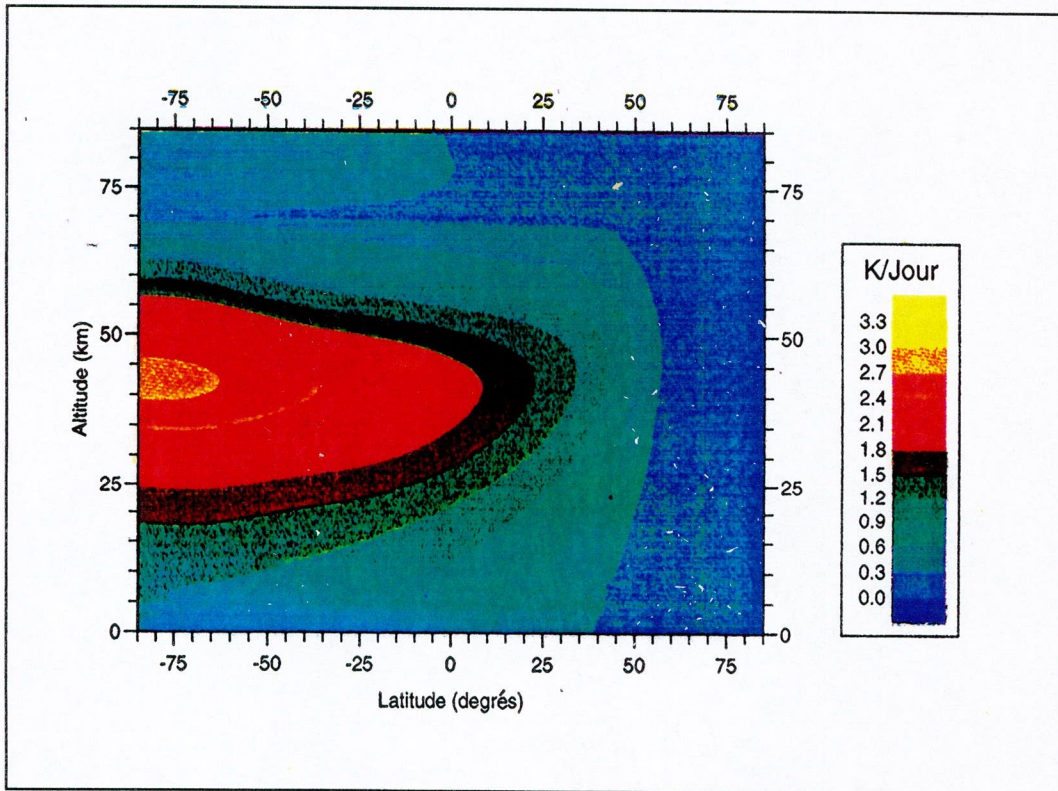
Pour une atmosphère claire, le refroidissement dominant de l'atmosphère est assuré par l'émission de la bande fondamentale de 15 microns du  $\text{CO}_2$ . Ce refroidissement augmente avec l'altitude parce que les photons peuvent s'échapper plus facilement vers l'espace. A basse altitude, les photons émis au centre de la bande sont rapidement réabsorbés et ont donc moins tendance à refroidir l'atmosphère. Quant aux autres bandes fondamentales du  $\text{CO}_2$ , elles sont totalement inefficaces pour refroidir l'atmosphère.

### **2. Refroidissement par les poussières**

L'émission de radiation infrarouge par les aérosols silicatés est également un processus de refroidissement efficace dans l'atmosphère martienne actuelle, et spécialement durant les tempêtes globales de poussières. Comme ces mécanismes sont décrits dans le chapitre suivant, nous ne les développerons pas ici.

Dans notre modèle, le réchauffement pour une atmosphère claire est majoritairement produit par l'absorption de la radiation solaire directe par les bandes fondamentales d'absorption du  $\text{CO}_2$  gazeux situées dans le proche infrarouge, par l'oxygène moléculaire, la vapeur d'eau et l'ozone. Pour illustrer, la figure III.2 montre le taux net de réchauffement atmosphérique calculé par notre modèle pour une longitude solaire de 270 degrés.





**Figure III.2.** Taux net de chauffage calculé par le modèle 2D pour une longitude solaire de  $270^\circ$ .

## d. La circulation atmosphérique

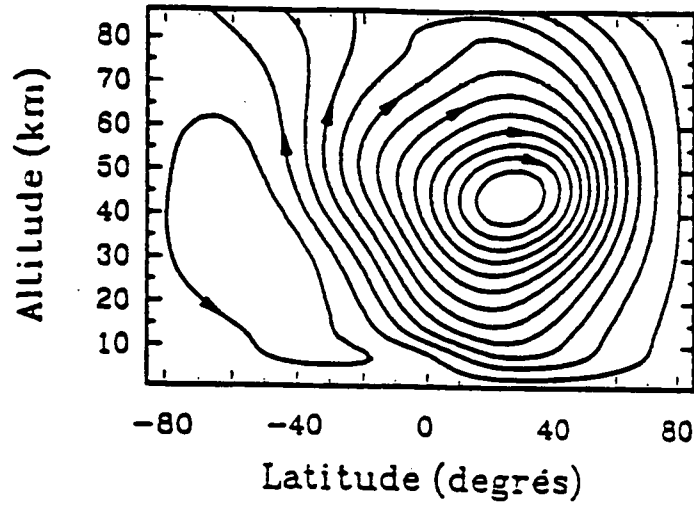
### 1. La fonction courant

Les fluctuations de la structure thermique de l'atmosphère vont modifier les gradients thermiques qui vont alors initier une série de mouvements atmosphériques provoquant des phénomènes de transport que nous allons quantifier grâce à notre modèle. En raison du temps de réponse radiative rapide de l'atmosphère, de la faible inertie thermique de sa surface, de la fluctuation saisonnière des paramètres orbitaux et du déclenchement quasi périodique des tempêtes de poussières, le forçage diabatique et la circulation qu'il engendre varient significativement à l'échelle diurne, mensuelle, saisonnière et interannuelle. Les

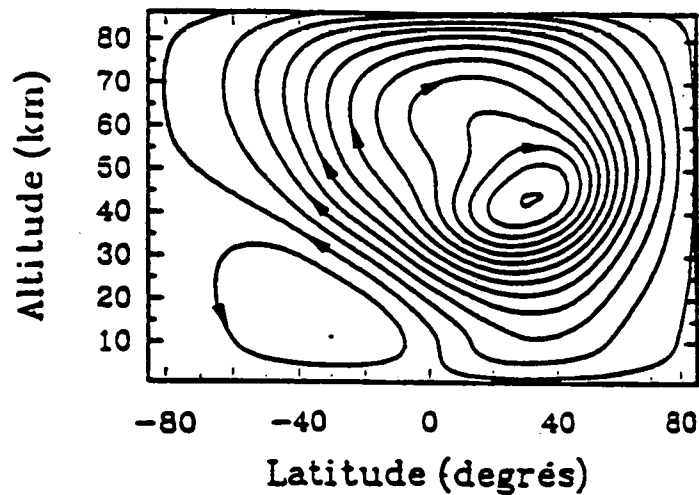
modifications sont substantiellement plus importantes que celles observées dans la stratosphère terrestre où le chauffage radiatif de l'atmosphère est dominé par la couche d'ozone dont la distribution est nettement moins variable avec le temps que le contenu en poussières de l'atmosphère martienne. A toutes les échelles, la majorité de nos connaissances de la circulation générale a été acquise grâce aux travaux théoriques de modélisation, l'insuffisance de données météorologiques ne permettant pas de définir aujourd'hui d'une manière diagnostique la circulation comme cela a été le cas pour la Terre. Par convention, l'état zonal moyen de l'atmosphère consiste en une fluctuation avec l'altitude, la latitude et le temps de la moyenne zonale du vent zonal, du vent méridional, du vent vertical et de la température. Ces différentes variables sont incontestablement dépendantes l'une de l'autre et obéissent en fait à des lois de conservation de la quantité de mouvement, de la masse et de l'énergie. Pour illustrer ces phénomènes de transport, la figure III.3. présente la circulation méridionale Eulérienne moyenne calculée par le modèle pour deux conditions saisonnières ( $L_s = 270^\circ$  et  $L_s = 360^\circ$ ). On déduit aisément que le transport de la chaleur et des constituants en trace se fait, pour les deux saisons exposées, par une importante cellule de Hadley trans-équatoriale généralement centrée vers 20 degrés de latitude.

## Fonction courant

a)  $L_s = 270$  degrés



b)  $L_s = 360$  degrés



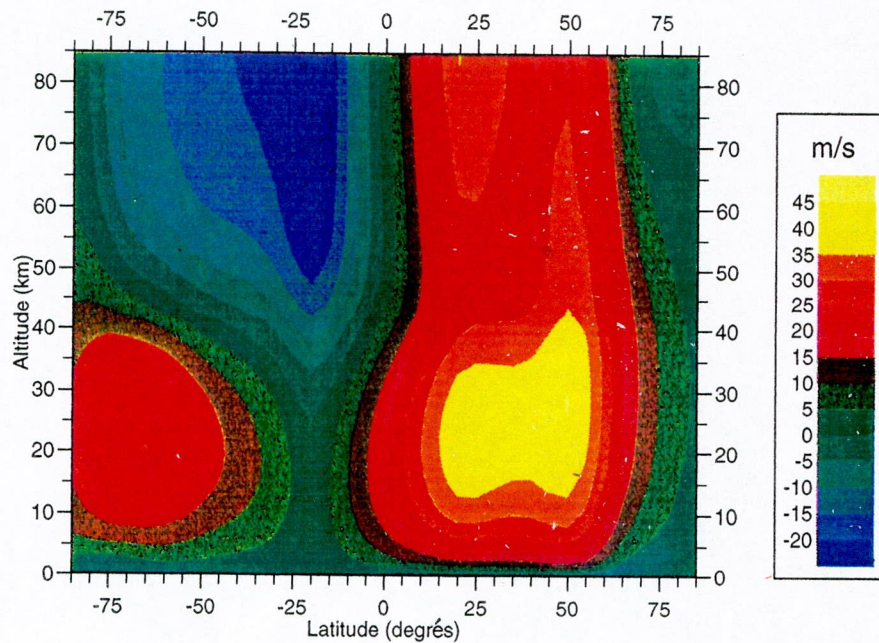
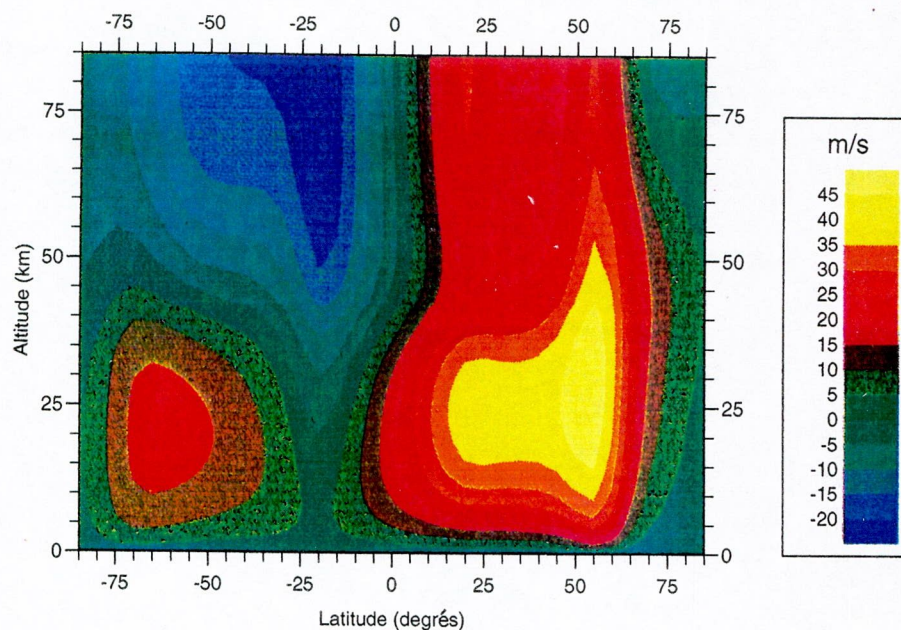
**Figure III.3.** Distributions verticales et méridionales de la fonction courant calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés.

## 2. Le vent zonal

La distribution de la vitesse du vent zonal, calculée pour les mêmes conditions saisonnières, est présentée à la figure suivante (figure III.4.). Pour les conditions de solstice (figure III.4.a), dans l'hémisphère d'été (hémisphère Sud pour la figure III.4.a), les vents zonaux d'Est atteignent une vitesse maximale de  $20 \text{ m s}^{-1}$  dans l'atmosphère moyenne et supérieure (au dessus de 35 kilomètres d'altitude). Dans l'hémisphère d'hiver, les vents zonaux d'Ouest sont deux fois plus intenses et atteignent un maximum de  $40 \text{ m s}^{-1}$  vers 40 degrés de latitude dans la basse atmosphère. Le modèle prédit également un jet de vents d'Ouest plus modéré au dessus des régions polaires d'été atteignant une vitesse maximale de  $25 \text{ m s}^{-1}$  vers 20 kilomètres d'altitude. Pour les conditions d'équinoxe ( $L_s = 360^\circ$ ), la structure est similaire à celle du solstice d'été pour l'hémisphère Sud ( $L_s = 270^\circ$ ) avec cependant une diminution de la vigueur du jet polaire d'automne à  $15 \text{ m s}^{-1}$ . De nombreux modèles dynamiques bidimensionnels ont été développés pour étudier la circulation zonale moyenne de la planète Mars. La réponse de l'atmosphère martienne à différents contenus en poussières et la capacité de sa circulation méridionale à transporter globalement ces aérosols ont été simulées par *Haberle et al* (1982). Le modèle dynamique bidimensionnel utilisé dans cette étude est basé sur les équations primitives. Dans ce modèle, la circulation est initiée par le chauffage radiatif dû à l'absorption de l'énergie solaire et infrarouge par le  $\text{CO}_2$  et les poussières. Les deux inconvénients majeurs du modèle sont: (1) un découplage dans l'algorithme radiatif de l'effet des gaz et des poussières, ce qui peut entraîner une erreur de plusieurs dizaines de pour-cent dans l'estimation des taux de réchauffement (*Lindner*, 1985) et: (2) le fait que le modèle ne considère pas le transport initié par les fluctuations à grande échelle provoquées par les ondes. La figure III.5. montre la distribution méridionale du vent zonal calculée par le modèle de *Haberle et al.* (1982) pour une atmosphère transparente. Qualitativement, les deux modèles bidimensionnels prédisent une distribution verticale et méridionale des vent zonaux similaire. La différence se situe au niveau quantitatif, notre modèle simulant des vents moins vigoureux.





**Vent zonal ( $\text{m s}^{-1}$ )****a)  $L_s = 270$  degrés****b)  $L_s = 360$  degrés**

**Figure III.4.** Distributions méridionales et verticales du vent zonal (en  $\text{m s}^{-1}$ ) calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés.



Cette différence entre la vigueur des jets de vents zonaux peut être interprétée par le fait que leur modèle ne simule pas les effets des ondes de gravité. Lindzen (1981) confirma en effet que la brisure des ondes de gravité dans l'atmosphère terrestre peut décélérer ( $100 \text{ m s}^{-1}$ ) nettement les vents de certaines régions de la mésosphère où la densité atmosphérique est similaire à celle que l'on retrouve dans l'atmosphère moyenne de Mars. Plus fondamentalement, la simulation de la circulation générale martienne est un problème purement tridimensionnel et donc difficile à expérimenter avec des outils bidimensionnels. La meilleure approche théorique pour analyser ces phénomènes de transport est donc de les simuler par des modèles 3D. Les modèles de circulation générale développés durant les 4 dernières décennies ont simulé avec succès différents aspects de la circulation et de la structure atmosphérique. Dans l'annexe 4, nous présentons succinctement un tableau regroupant les caractéristiques fondamentales des GCM martiens existants.

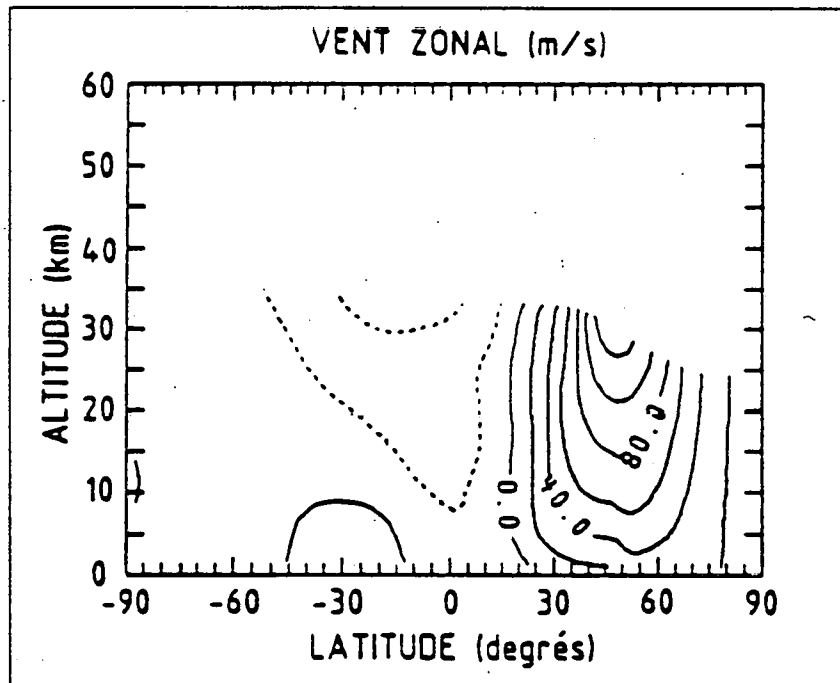


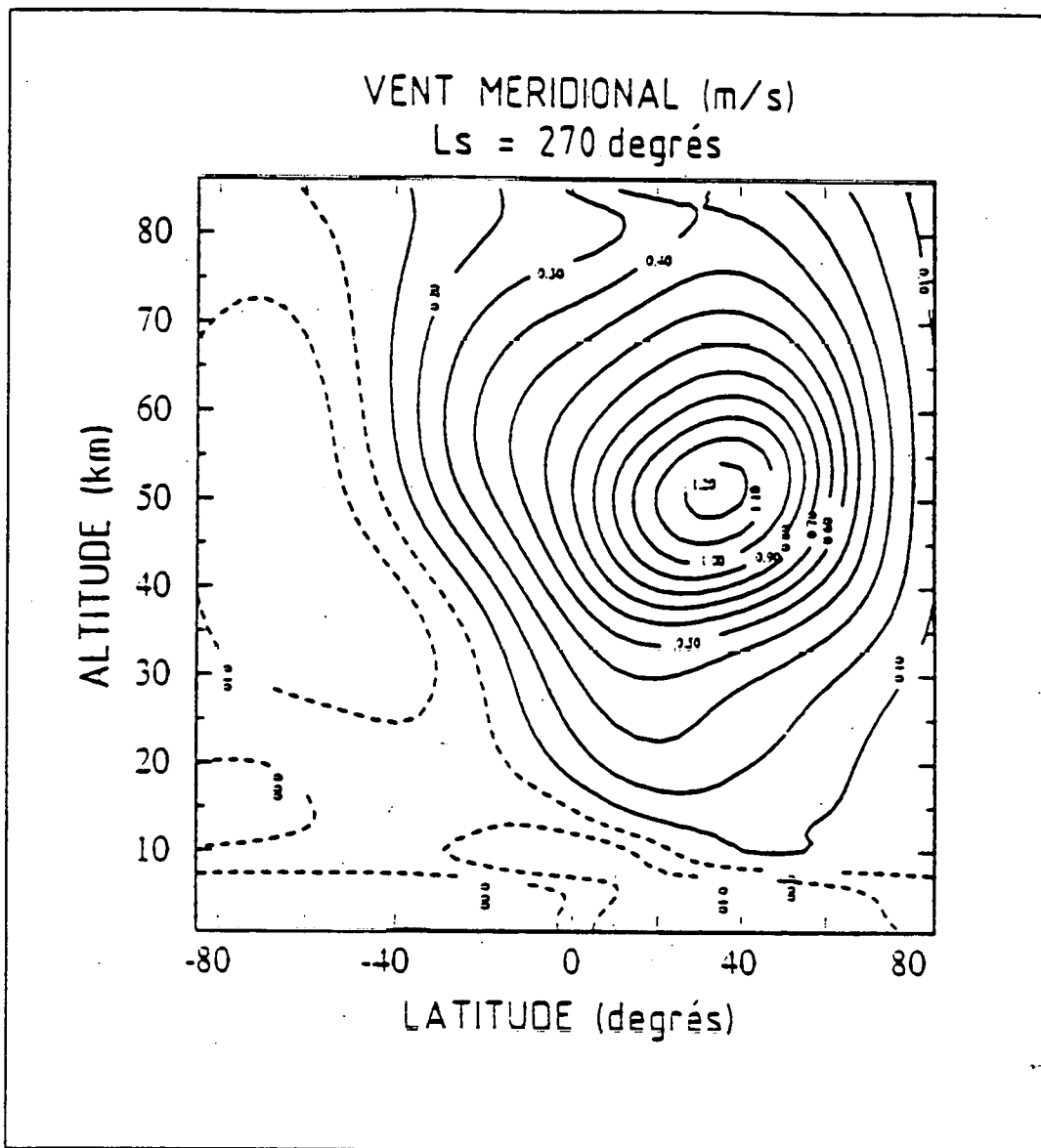
Figure III.5. Distribution verticale et méridionale du vent zonal (en  $\text{m s}^{-1}$ ) calculée par le modèle 2D de Haberle et al. (1982).

### 3. Le vent méridional

Les vents méridionaux dans l'atmosphère martienne sont de deux ordres de grandeur plus faibles que les vents zonaux. Ils ont été mesurés in situ à la surface par les Lander Viking (*Tillman, 1977; Hess et al., 1977; Ryan et al., 1978; Tillman et al., 1979; Leovy et al., 1984*) et déduits des mouvements nuageux par *Kahn (1984)*. La prédiction des vents méridionaux dans l'atmosphère martienne est également fournie par les modèles de circulation générale (e.g., *Pollack et al., 1981; French et Gierasch, 1979; Haberle et al., 1982*), par l'observation de certaines structures à la surface et de la distribution de la colonne totale de vapeur d'eau. Toutes ces études déduisent des vents méridionaux de l'ordre de quelques mètres par seconde. La figure III.6. présente la distribution verticale et méridionale du vent méridional calculée par notre modèle 2D.

### 4. Le vent vertical

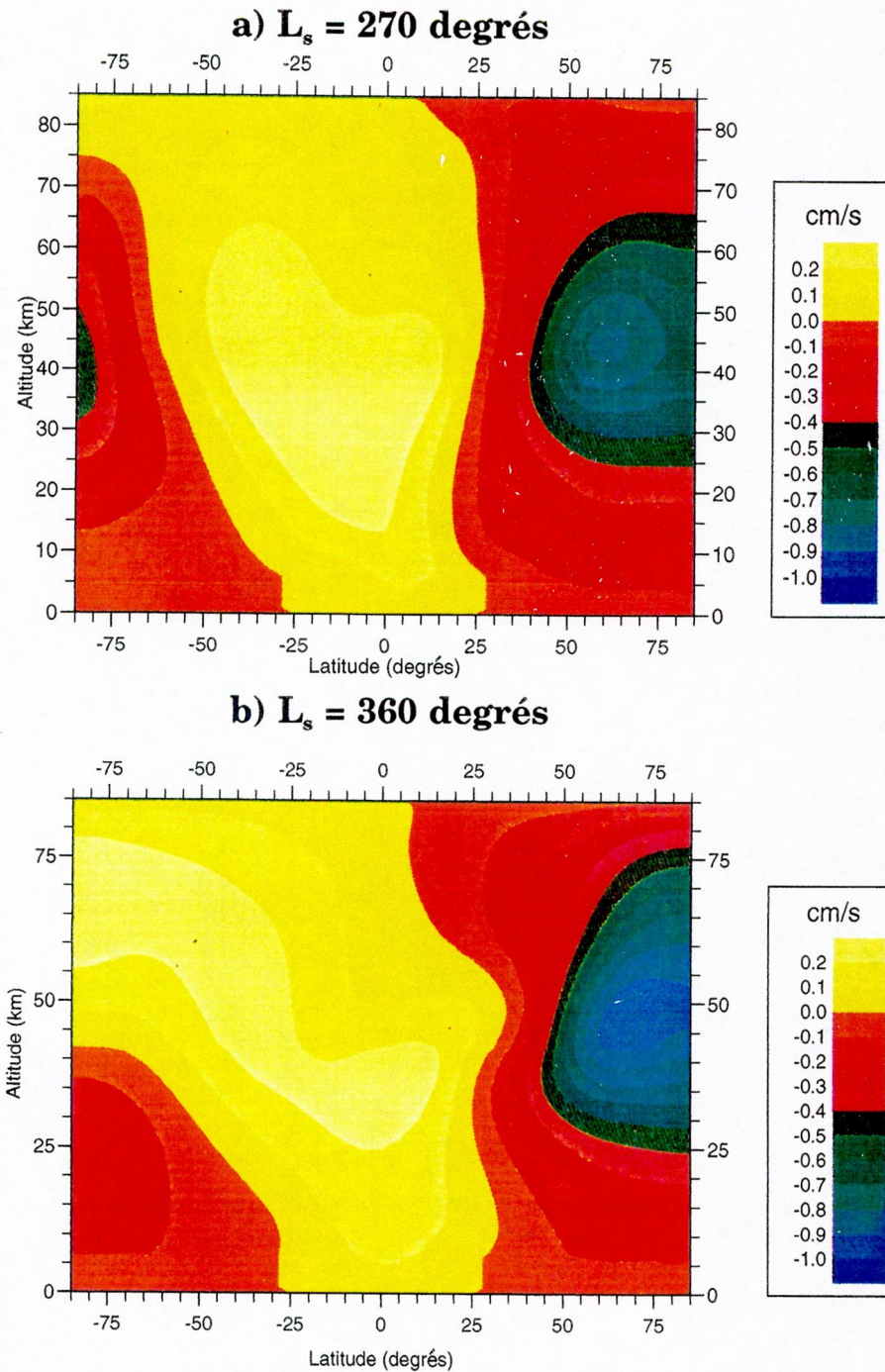
La figure III.7. présente les distributions méridionales en fonction de l'altitude de la vitesse du vent vertical. Les distributions présentées sont directement liées aux structures de la fonction courant (cf. figure III.3.). Pour les conditions de solstice, la vitesse du vent vertical ascendant atteint un maximum de  $0.23 \text{ cm s}^{-1}$  entre 20 degrés Nord et 40 degrés Sud pour  $L_s = 270^\circ$ . Ces maxima se situent avant tout dans les régions atmosphériques correspondant à la branche ascendante de la cellule de Hadley principale (cf fig. III.3.). Dans les régions polaires d'hiver, la vitesse du vent vertical descendant atteint un maximum de  $-0.8 \text{ cm s}^{-1}$  pour  $L_s = 270^\circ$  vers 45 kilomètres d'altitude. Pour les conditions d'équinoxes, la vitesse du vent vertical descendant atteint un maximum de  $-1.05 \text{ cm s}^{-1}$  vers 50 kilomètres d'altitude au printemps dans les régions polaires Nord. Ces maxima sont liés au fait que les régions polaires Nord se situent non seulement dans la branche descendante de la cellule de Hadley, mais aussi dans la région atmosphérique où les ondes de gravité se dissipent. Dans cette gamme d'altitudes et de latitudes, la déposition d'énergie liée à la brisure des ondes de gravité augmente la turbulence atmosphérique et par conséquent la vitesse du vent vertical descendant.



**Figure III.6.** Distribution de la vitesse du vent méridional calculée par le modèle 2D pour une longitude solaire de 270°.

## 5. Le coefficient vertical de diffusion turbulente

Le coefficient vertical de diffusion turbulente est une caractéristique importante de l'atmosphère car la relation entre la diffusion moléculaire, la diffusion turbulente et le temps photochimique détermine la distribution verticale des constituants atmosphériques. Similaire au coefficient de diffusion moléculaire, il est introduit dans l'équation de continuité et il représente le produit de la taille moyenne des turbulences atmosphériques et la vitesse des gaz au sein de celles-ci, de la même manière que le coefficient de diffusion moléculaire est le produit du libre parcours moyen moléculaire et de la vitesse. Les processus entraînant une turbulence atmosphérique sont par exemple les phénomènes météorologiques, l'échange de chaleur entre l'atmosphère et la surface et les marées atmosphériques. Comme il est difficile d'obtenir théoriquement une évaluation correcte de ce paramètre, il peut être déduit de l'analyse de l'inhomogénéité des distributions mesurées de certains constituants atmosphériques. Pour Mars, ce coefficient a été déduit de l'analyse de la distribution de la vapeur d'eau (*Krasnopolski et al.*, 1979) et estimé à  $2 \times 10^6 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$  à 30 kilomètres d'altitude. Les observations de la couche d'aérosols par la sonde Mariner 9 (*Anderson et Leovy*, 1978) permettent de déduire un coefficient vertical de diffusion de  $2 \times 10^6 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$  à 35 kilomètres d'altitude et de  $7 \times 10^6 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$  à 45 kilomètres d'altitude. Dans la troposphère, *Krasnopolski et Parshev* (1977) ont déduit de l'analyse des variations diurnes de la vapeur d'eau une valeur de  $3 \times 10^6 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ . La figure III.8. montre les distributions du logarithme du coefficient vertical de diffusion turbulente calculées pour deux longitudes solaires. Ce paramètre est utilisé dans le schéma de transport du modèle et dérivé de la paramétrisation de la dissipation des ondes de gravité proposée par *Lindzen* (1986). Pour ces conditions saisonnières, les valeurs maximales ( $1.58 \times 10^6 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$  pour  $L_s = 270^\circ$ ;  $1.00 \times 10^6 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$  pour  $L_s = 360^\circ$ ) sont toujours localisées au dessus des jets de vents d'Ouest. Les valeurs calculées par le modèle sont en très bon accord avec les estimations récentes de ce paramètre. Après une nouvelle analyse des données Viking, *Khan* (1990) confirme en effet que la valeur de ce paramètre doit être de l'ordre de  $10^6$  dans l'atmosphère moyenne, estimation confirmée par *Chassefière et al.* (1992) après l'analyse des données recueillies durant la mission Phobos.

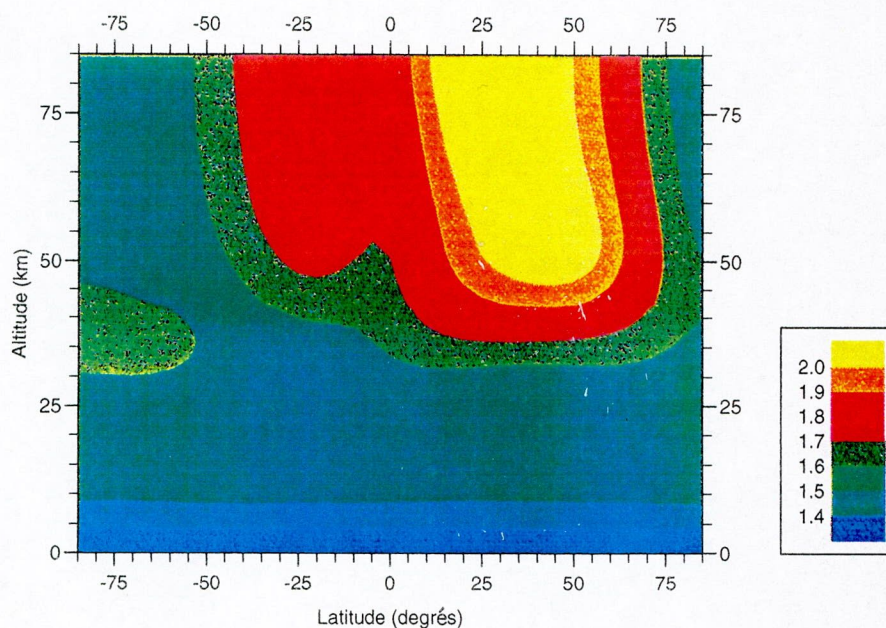
**Vent vertical ( $\text{cm s}^{-1}$ )**

**Figure III.7.** Distributions méridionales et verticales du vent vertical (en  $\text{cm s}^{-1}$ ) calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés.

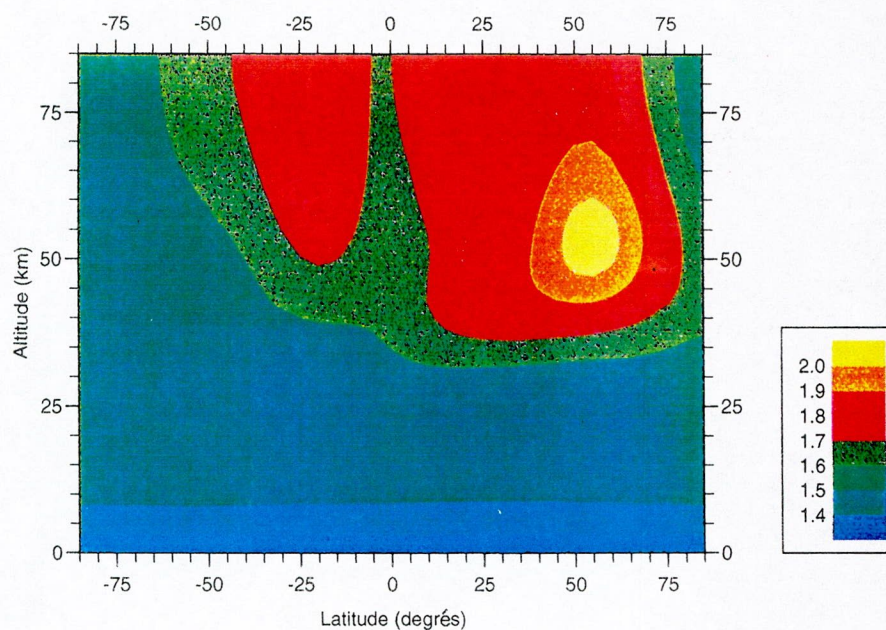


## Coefficient vertical de diffusion turbulente

a)  $L_s = 270$  degrés



b)  $L_s = 360$  degrés



**Figure III.8.** Distributions méridionales et verticales du logarithme du coefficient vertical de diffusion turbulente (en  $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ) calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés.

## 6. La structure thermique

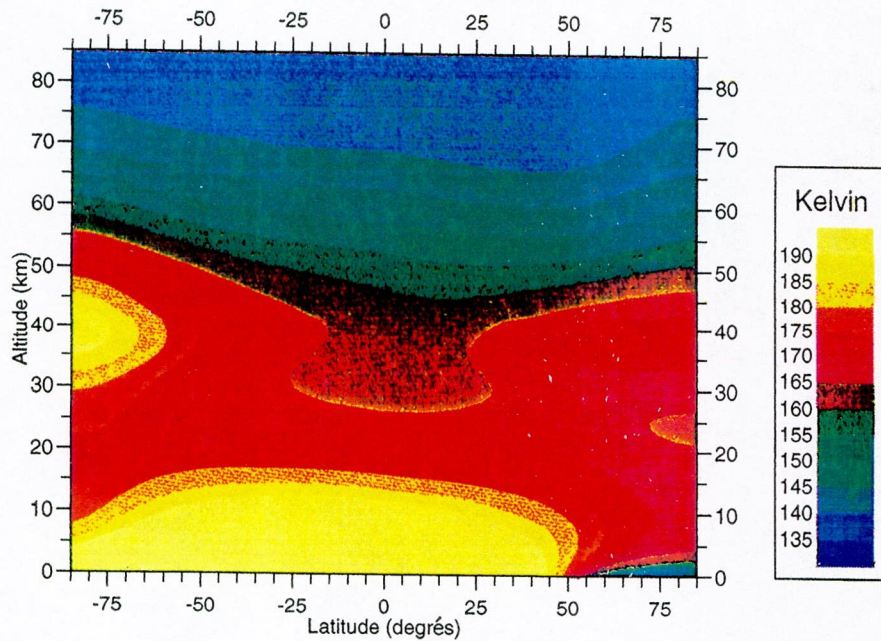
Les structures dynamiques que nous venons brièvement de décrire vont avoir des répercussions importantes sur la structure thermique de l'atmosphère. Dans l'environnement atmosphérique martien actuel, la structure thermique varie surtout avec la latitude, la saison, l'activité solaire et le contenu en aérosols. Le réchauffement radiatif pour une atmosphère transparente (sans nuages ni poussières) est surtout provoqué par les actions radiatives du dioxyde de carbone et partiellement de l'ozone. Le refroidissement atmosphérique est assuré par l'émission infrarouge de la bande fondamentale du  $\text{CO}_2$  située vers 15 microns. Les distributions méridionales et verticales du champ thermique, obtenues en résolvant l'équation thermodynamique dans laquelle le transfert radiatif et le transport sont explicitement inclus sont présentées à la figure III.9.. Les principales caractéristiques du champ thermique observé sont bien reproduites par le modèle. Pour les conditions de solstice (figure III.9.a), il est clair qu'un gradient thermique méridional important existe, les régions polaires d'hiver dans la basse atmosphère présentant les températures les plus basses. Dans l'atmosphère moyenne, le modèle simule deux maxima de températures dans les régions polaires vers 40 kilomètres d'altitude. Ces maxima ont été réellement observés notamment par la mission Mariner 9 mais aussi par les observations télescopiques (*Deming et al.*, 1986). Le modèle reproduit également le minimum de température dans les régions tropicales. A l'échelle saisonnière, la structure de base du champ thermique varie peu, les seuls changements notoires sont une variation de l'intensité des maxima polaires dans l'atmosphère moyenne et des minima dans la basse atmosphère en fonction du fait que les régions polaires sont éclairées ou non. Pour comprendre l'origine de ces maxima, nous avons simulé l'atmosphère avec comme seul constituant radiatif actif le dioxyde de carbone. Ces simulations ont montré que les maxima polaires ne sont certainement pas liés à l'absorption de l'énergie solaire par l'ozone et/ou la vapeur d'eau, mais sont en fait induits par des phénomènes purement dynamiques. Dans ces régions de l'atmosphère, le réchauffement atmosphérique est provoqué par un phénomène compressif lié aux mouvements descendants de l'air, mouvements amplifiés par la déposition d'énergie associée à la dissipation des ondes de gravité.



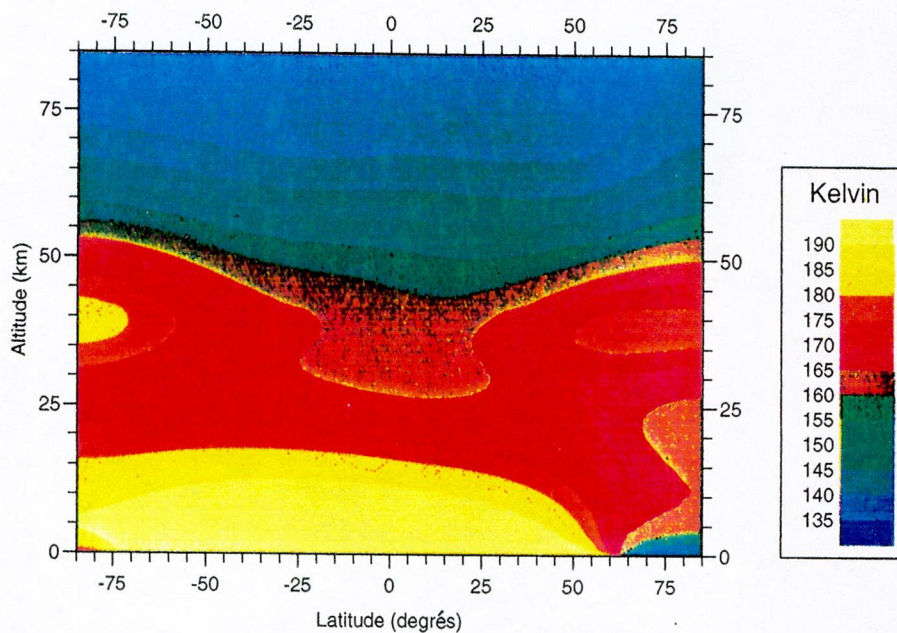


## Température (Kelvin)

a)  $L_s = 270$  degrés

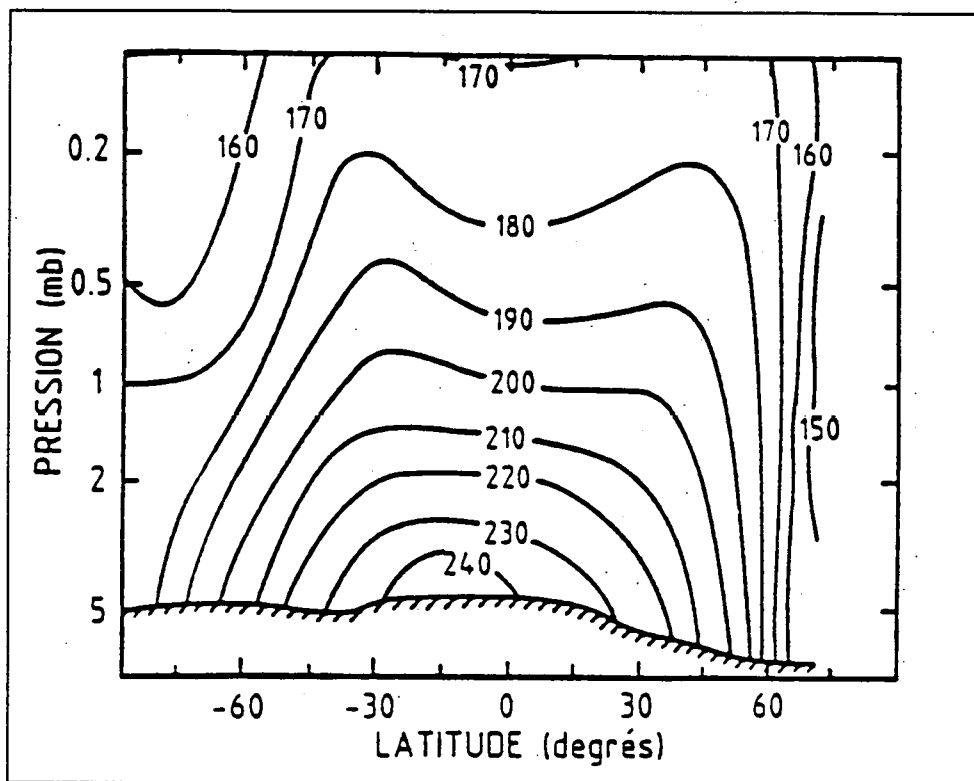


b)  $L_s = 360$  degrés



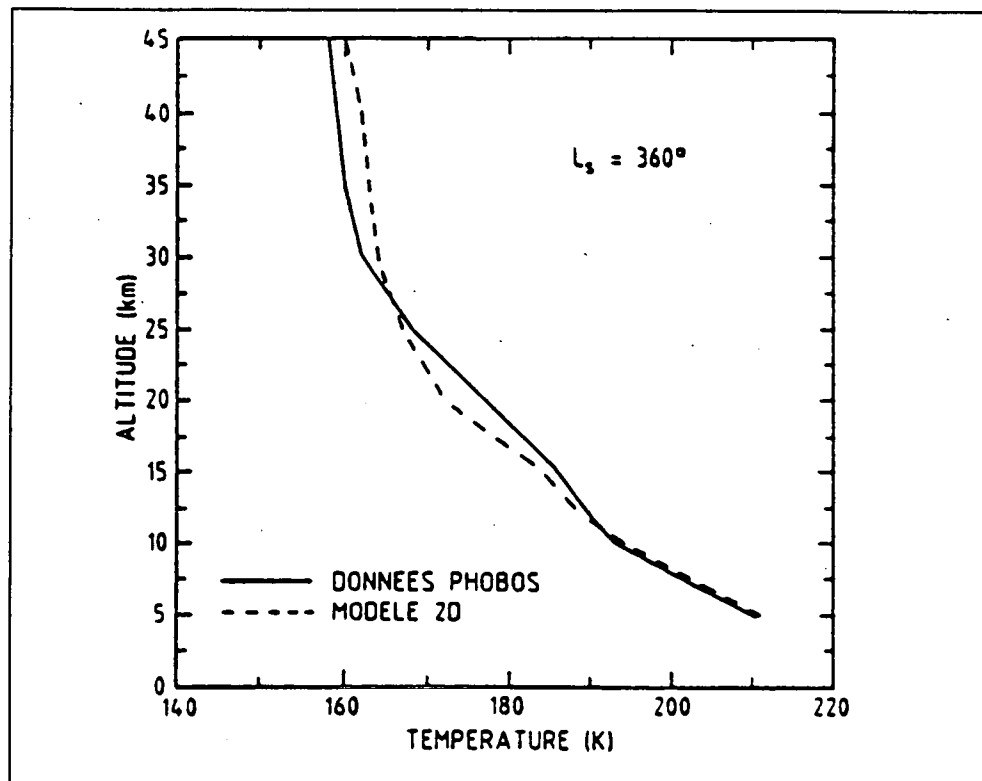
**Figure III.9.** Distributions méridionales et verticales de la température (en Kelvin) calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés.

C'est dans ces régions que le modèle calcule les vitesses verticales descendantes maximales. Dans les régions tropicales, c'est le phénomène contraire qui prévaut et l'atmosphère est refroidie par l'expansion adiabatique produite par la branche ascendante de la cellule de Hadley (cf. figure III.3.).



**Figure III.10.** Distribution méridionale et verticale de la température mesurée lors de la mission Mariner 9.

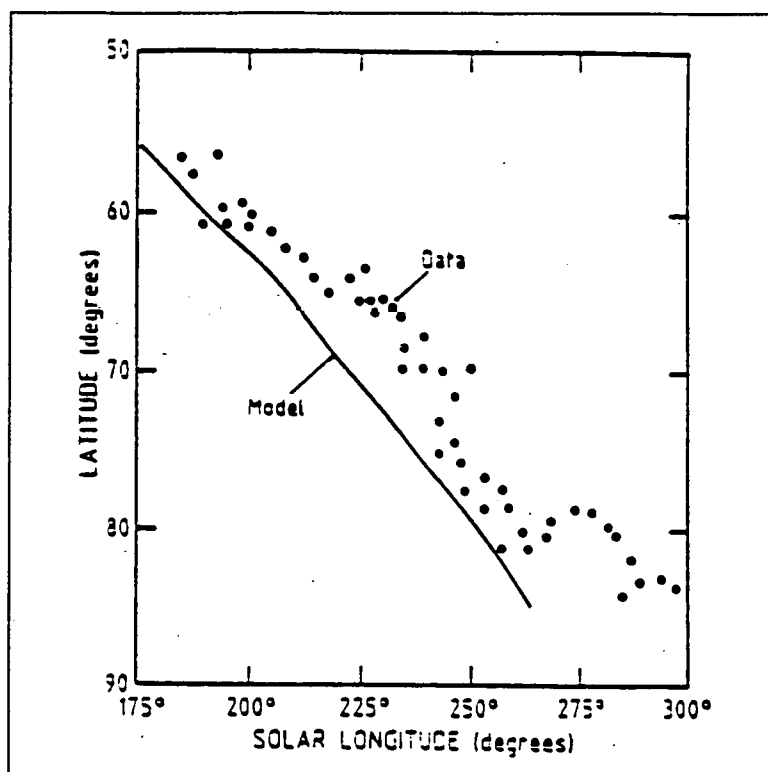
Pour valider nos schémas dynamique et radiatif, nous avons comparé notre champ thermique calculé avec les observations réalisées lors de la mission Mariner 9 (i.e, Conrath, 1981). Ces données ( cf. figure III.10.) sont les seules donnant un aperçu de la variation méridionale de cette variable. Si l'on compare cette figure avec la figure III.9.b, nous constatons que notre modèle reproduit qualitativement la structure observée. Néanmoins, les températures calculées par le modèle sont légèrement inférieures aux observations. Cette différence peut aisément être expliquée par le fait que les mesures Mariner 9 furent réalisées juste après une tempête globale de poussières. Les poussières mises en suspension durant cette tempête ont absorbé une fraction de l'énergie solaire et ainsi réchauffé l'atmosphère. Pour la figure III.9.b, les simulations ont été réalisées pour une atmosphère transparente, ce qui conduit logiquement à une sous-estimation du champ thermique.



**Figure III.11.** Comparaison du profil thermique mesuré lors de la mission Phobos et celui calculé par le modèle 2D pour les mêmes conditions spatio-temporelles.

Une autre comparaison a été réalisée, nous avons dans ce cas comparé les résultats du modèle avec les données Phobos. La figure III.11. montre une comparaison du profil thermique mesuré par la sonde Phobos (*Korablev*, 1993c) et le profil thermique calculé par le modèle 2D pour une atmosphère transparente et pour les mêmes conditions spatio-temporelles. Dans ce cas, l'accord entre le calcul et les observations est remarquable. Cette fidèle reproduction du profil thermique peut s'interpréter par le fait que, lors de la récolte des données, l'atmosphère martienne était exceptionnellement claire et ne contenait pratiquement pas de poussières (*Korablev et al.*, 1993).

#### 4. La régression des calottes polaires



**Figure III.12.** Courbe de récession de la calotte polaire Sud calculée par le modèle de surface. Les données proviennent de *James and Lumme (1982)*.

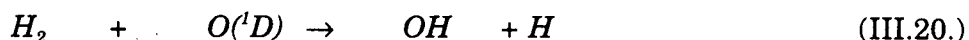
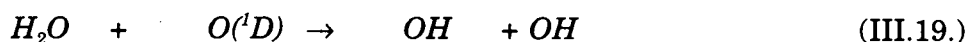
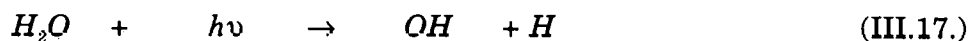
Le modèle de surface a été développé pour calculer l'extension saisonnière des calottes polaires. Cette prédiction nous permettait alors de calculer précisément la valeur de l'albédo de surface qui intervient dans le calcul du bilan radiatif de l'atmosphère. Pour illustrer les résultats de ce modèle, la figure III.12. présente la courbe de régression saisonnière de la calotte polaire Sud calculée par notre modèle comparée aux observations. Le modèle est en très bon accord avec les observations, mais il prédit une sublimation complète de la calotte de  $CO_2$  vers  $275^\circ$  de longitude solaire et  $85^\circ$  de latitude, alors que les observations réalisées durant la mission Viking indiquent une persistance de la glace sèche (*Kieffer, 1979*). Cette différence entre le calcul théorique et les observations peut être partiellement interprétée par le fait que, dans le modèle, nous faisons l'hypothèse que la calotte polaire est constituée de  $CO_2$  pur. En réalité, la glace composant la calotte polaire est certainement formée d'un mélange de glace d'eau, de glace sèche et de clathrates dont les propriétés thermodynamiques, et notamment sa température de

sublimation, doivent être légèrement différentes de celles utilisées pour nos calculs. Une autre incertitude majeure du modèle est l'élévation de la surface dans les régions polaires. La connaissance de cette altitude est essentielle pour évaluer la température de saturation du dioxyde de carbone, température qui modifie par conséquent la quantité de  $CO_2$  qui condense ou sublime à la surface. Enfin, ces résultats ont été obtenus en simulant une atmosphère transparente. Les poussières atmosphériques modifient en fait nettement le bilan radiatif de l'atmosphère, l'albédo de la calotte polaire (par sédimentation sur la glace) et donc les échanges radiatifs à la surface.

## 5. Les gaz en trace dans l'atmosphère martienne

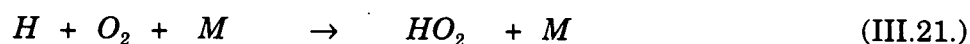
### a. Les hydrogènes appariés et non appariés

La présence d'eau dans l'atmosphère et accessoirement la présence d'hydrogène moléculaire va initier une chimie des radicaux hydrogénés capitale pour la stabilisation actuelle de l'atmosphère. Dans les basses couches de l'atmosphère, les hydrogènes non appariés sont surtout produits par la photodissociation de la vapeur d'eau et de l'hydrogène moléculaire, ainsi que par des réactions avec l'atome excité  $O(^1D)$

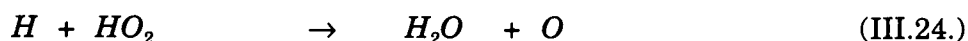


Les processus chimiques et photochimiques faisant intervenir l'hydrogène moléculaire sont surtout influents durant les conditions hivernales où la vapeur d'eau est réduite à sa plus basse concentration par effet de condensation au sol. Cette source de radicaux  $HO_x$  pourrait en outre être importante lors des tempêtes de poussières, la vapeur d'eau pouvant être extraite de l'atmosphère par adsorption sur les aérosols silicatés et/ou par formation de nuages de glace similaires aux nuages stratosphériques polaires observés sur Terre. La distribution verticale et méridionale du radical hydroxyle calculée par le modèle 2D pour différentes conditions saisonnières est présentée à la figure III.13.. Le modèle simule, pour chaque saison, un maximum de concentration dans l'atmosphère moyenne au-dessus des régions tropicales et équatoriales pour les conditions d'équinoxe et au-dessus des hautes latitudes pour les conditions de solstice. Cette distribution est essentiellement associée à la répartition méridionale de la colonne totale d'eau que nous avons imposée au modèle (données Viking). Pour les solstices (figure III.13.a), le maximum d'eau (en colonne intégrée) se situe aux hautes latitudes (cf. introduction). Le modèle simule également une vaste fluctuation méridionale de la

concentration de  $OH$ . Cette variation s'interprète par la perte des radicaux  $HO_x$  qui est dominée par les processus de condensation de l'eau et surtout du peroxyde d'hydrogène dans l'atmosphère d'hiver. Dans les régions polaires d'hiver (hémisphère Nord pour la figure III.13.a.), le radical hydroxyle disparaît car la majeure partie de la source (le peroxyde d'hydrogène) a condensé. Lorsque l'altitude augmente, l'intensification des processus photolytiques de la vapeur d'eau (qui produit directement les radicaux hydroxyles) et de l'ozone (qui produit  $O(^1D)$ ), ainsi que le refroidissement atmosphérique expliquent le maximum calculé vers 45 kilomètres d'altitude. La discussion est valable également pour les conditions d'équinoxe. Le maximum se situe, pour les mêmes raisons dans la même gamme d'altitudes et de latitudes. Dans la troposphère, où la densité atmosphérique est plus élevée, l'hydrogène atomique possède un temps de résidence atmosphérique très court et réagit rapidement avec l'oxygène moléculaire pour former  $HO_2$  par la réaction



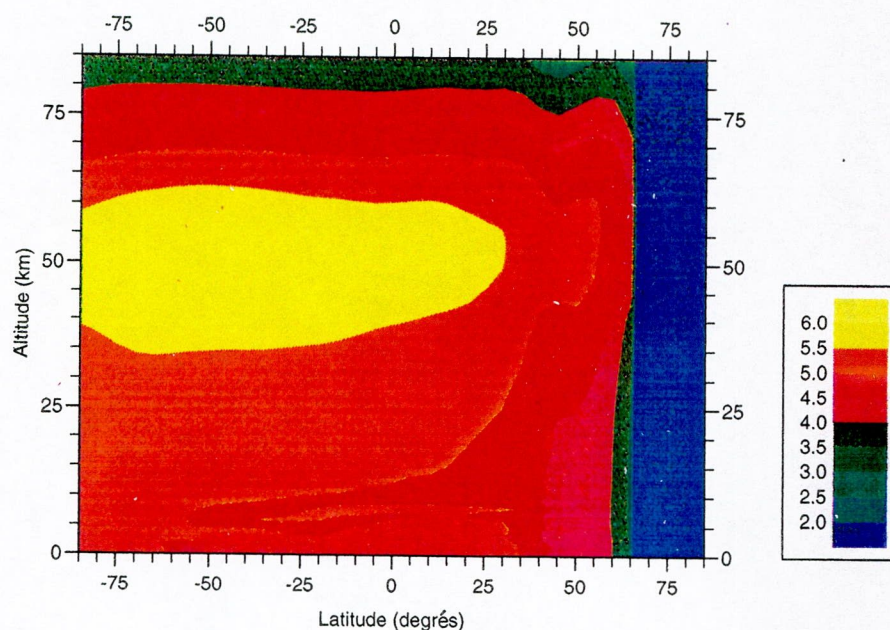
$HO_2$  à son tour réagit avec  $H$  par le biais de trois réactions fondamentales pour la détermination de la quantité totale de radicaux  $HO_x$  disponible dans l'atmosphère martienne. Ces trois réactions sont:



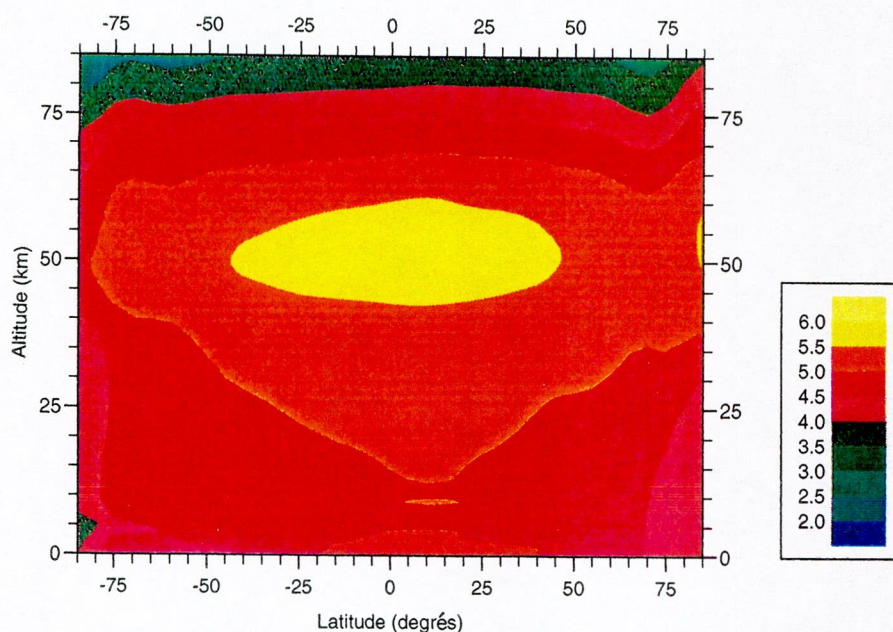


## Radical hydroxyle (OH)

a)  $L_s = 270$  degrés



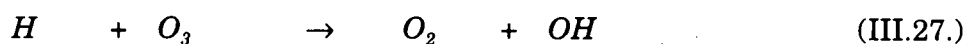
b)  $L_s = 360$  degrés



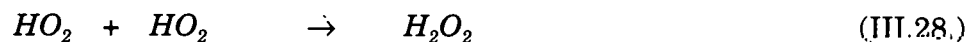
**Figure III.13.** Distributions méridionales et verticales du logarithme de la concentration du radical hydroxyle (en  $\text{cm}^{-3}$ ) calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés.



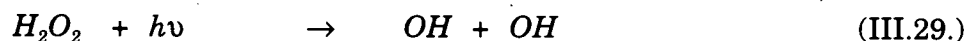
Le rapport de branchement de ces trois réactions est fondamental. La première réaction fournit des radicaux  $OH$  qui sont la base essentielle de la recombinaison de  $CO$  en  $CO_2$ , tandis que les deux dernières réactions réduisent la quantité de  $HO_x$  et donc l'efficacité de la formation de  $CO_2$ . Les radicaux  $HO_x$  réagissent également avec les oxygènes non appariés:



Par ces trois réactions, la concentration totale d'ozone est inversement proportionnelle à la quantité d'eau présente dans l'atmosphère. En effet, plus l'atmosphère est sèche, moins il y a d'hydrogènes impairs et plus la concentration d'ozone est grande. Le peroxyde d'hydrogène ( $H_2O_2$ ) joue également un rôle important dans la basse atmosphère, non seulement en entrant dans le cycle catalytique de recombinaison du  $CO_2$  mais aussi en jouant le rôle de réservoir pour les hydrogènes non appariés. Il est principalement produit lors de la réaction



et détruit par photolyse



et par réaction avec le radical hydroxyle



L'autre perte atmosphérique majeure du peroxyde d'hydrogène est sa condensation dans les régions polaires en hiver. Pour tenir compte de ce processus, la concentration de  $H_2O_2$  est calculée dans le modèle de telle manière à ne jamais dépasser la limite de saturation.

La pression partielle de  $H_2O_2$  en dessous de 220 K est estimée grâce à l'expression suivante (Lindner, 1985):

$$\text{Log}_{10} P = 11.98 - \frac{3422}{T}$$

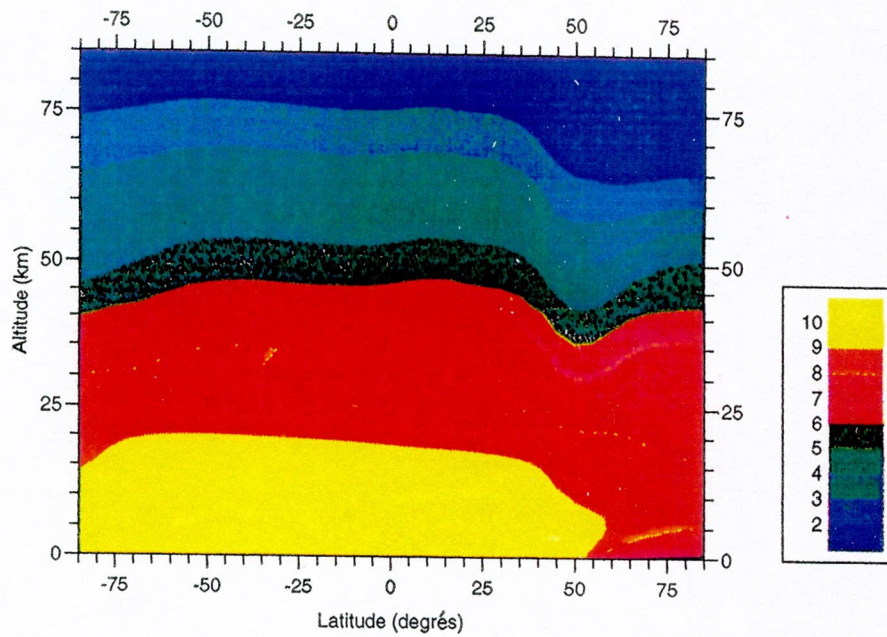
(III.31.)

où T est la température en Kelvin et P la pression en mm Hg.

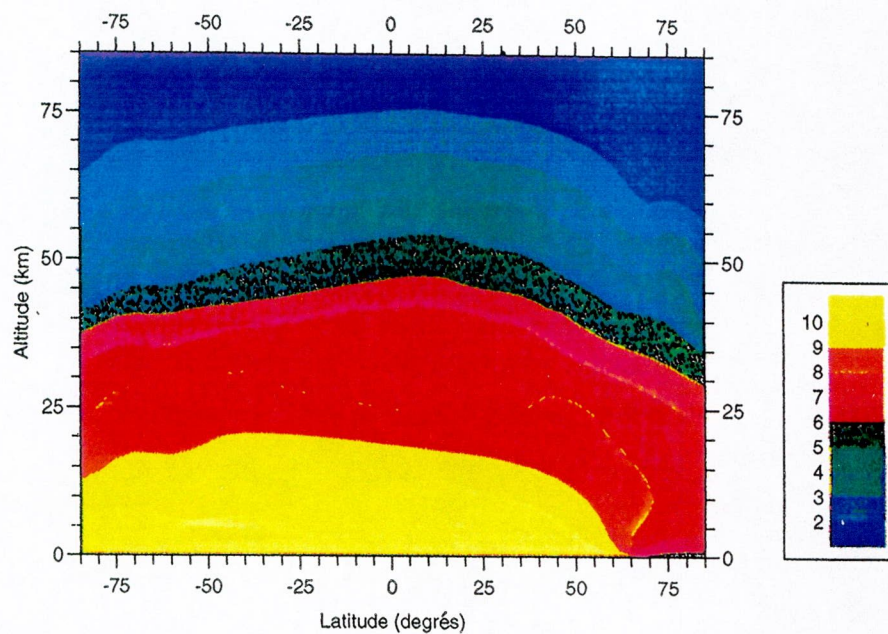
Ce processus de condensation est important car il va moduler la quantité de radicaux  $HO_x$  en jouant le rôle d'un piège pour les hydrogènes impairs et par conséquent influencer directement la quantité d'ozone atmosphérique. La figure III.14. montre les distributions méridionales et verticales du logarithme du rapport de mélange de ce constituant pour différentes conditions saisonnières. Pour les différentes saisons, les concentrations maximales sont toujours calculées dans la basse atmosphère au voisinage de la surface. Ces maxima sont associés à l'accroissement de la densité atmosphérique, et donc à l'augmentation de l'efficacité des réactions termoléculaires qui sont à l'origine de sa production. Les concentrations minimales sont calculées dans la basse atmosphère polaire d'hiver et dans la haute stratosphère. Dans la basse atmosphère d'hiver, le refroidissement atmosphérique facilite la condensation de l'eau et du peroxyde d'hydrogène. Outre la perte par condensation, la réduction de la concentration de vapeur d'eau limite alors la quantité d'hydrogènes impairs et diminue alors radicalement la production de  $H_2O_2$ . Lorsque l'altitude augmente, les processus de photodissociation s'accroissant et la température atmosphérique diminuant, le rapport de mélange de  $H_2O_2$  décroît rapidement. En analysant les résultats présentés à la figure III.14., les distributions verticales et les concentrations simulées par le modèle nous ont semblé suffisantes pour tenter raisonnablement de détecter ce constituant dans le domaine des micro-ondes. Les tentatives d'observations furent réalisées par *Marten et Rosenquist* (1993) en décembre 1992 au radiotélescope de L'IRAM en Andalousie. Malencontreusement, les observations furent vaines et la seule information que nous avons soustraite de ces dernières est une limite supérieure inférieure d'au moins un facteur 2 à 3 aux concentrations calculées par le modèle avec les données de vapeur d'eau provenant des mesures Viking.

## Peroxyde d'hydrogène ( $H_2O_2$ )

a)  $L_s = 270$  degrés



b)  $L_s = 360$  degrés



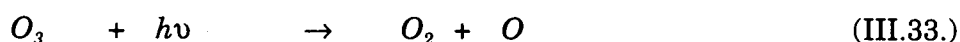
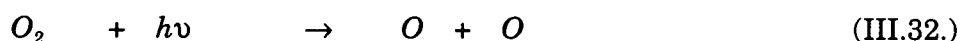
**Figure III.14.** Distributions méridionales et verticales du logarithme de la concentration du peroxyde d'hydrogène calculé par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés.

Cette non-détection est en fait aussi instructive que la détection. Après une vérification minutieuse du calcul des productions et pertes de  $H_2O_2$  dans le modèle, nous sommes parvenus à la conclusion que l'atmosphère martienne aurait pu être appauvrie en hydrogènes paires et impaires au cours de la période correspondant aux observations et *Marten et Rosenqvist*. Cette interprétation des observations est indirectement corroborée par le fait que *HDO*, constituant détecté auparavant, relativement facile à observer et dont la concentration dans l'atmosphère martienne est directement proportionnelle à la quantité d'eau n'a pas été mis en évidence lors des dernières campagnes d'observations télescopiques (*Marten, 1993*). Ces deux observations indépendantes contribuent donc à indiquer que la quantité de vapeur d'eau présente actuellement dans l'atmosphère martienne pourrait être inférieure aux précédentes mesures. Cette interprétation n'est certainement pas en désaccord avec les dernières analyses de *Clancy et al. (1992)* qui déduisent des observations télescopiques et spatiales antérieures une variabilité interannuelle de la colonne totale de vapeur d'eau pouvant atteindre un facteur 4. Comme, dans le modèle, nous utilisons la distribution méridionale et saisonnière de l'eau mesurée lors de la mission Viking (*Jakosky et al., 1982*), il n'est donc pas exclu que, la quantité d'eau atmosphérique actuelle pouvant peut-être être inférieure, la quantité de peroxyde d'hydrogène ait diminué, expliquant alors la non-détection. Une autre interprétation pourrait-être que les processus de condensation du peroxyde d'hydrogène et de l'eau sont plus efficaces dans l'atmosphère actuelle. Il a été montré (*Korablev et al., 1993a, 1993b*), après une analyse des données recueillies lors de la mission Phobos, que la quantité d'aérosols en suspension dans l'atmosphère martienne actuelle est plus faible que durant les précédentes missions spatiales. Ceci est probablement le résultat d'une disparition des tempêtes globales de poussières au cours des dernières années. Cette décroissance du contenu en aérosols de l'atmosphère pourrait provoquer une diminution du réchauffement atmosphérique et par conséquent des températures atmosphériques. Cette probable baisse de températures pourrait dès lors modifier l'efficacité des processus de condensation de l'eau et du peroxyde d'hydrogène dans les régions froides mais aussi modifier les processus de désorption de la vapeur d'eau du régolite, processus qui sont la source majeure de la vapeur d'eau dans l'atmosphère. Nous aurions pu à ce niveau de la discussion tester la sensibilité du modèle et analyser l'impact de la distribution verticale de l'eau sur la structure chimique de l'atmosphère. Toutefois, il nous semble plus adéquat de développer ces tests de sensibilité dans la section traitant des composés oxygénés. En effet, dans l'atmosphère martienne, il existe une forte anti-corrélation entre la concentration totale d'ozone présente dans l'atmosphère et la quantité totale de vapeur d'eau. Etant donné que nous disposons aujourd'hui d'observations spatio-

temporelles détaillées pour l'ozone martien, les tests de sensibilité du modèle seront donc plus explicites dans le cadre de la confrontation des résultats obtenus par le modèle pour l'ozone avec les données recueillies lors des différentes missions spatiales.

### b. Les oxygènes non appariés

La production des oxygènes non appariés ( $O_3$ ,  $O$  et  $O(^1D)$ ) dans l'atmosphère martienne est assurée principalement par la photolyse de  $CO_2$  et de  $O_2$ . La destruction est surtout le résultat des réactions de  $O_3$  et  $O$  catalysées par la présence des radicaux hydrogénés et azotés. L'oxygène atomique est avant tout produit lors de la photolyse de  $O_3$ ,  $CO_2$  et  $O_2$ . La photodissociation de  $O_3$  étant la source majeure de radicaux  $O_x$  dans la basse atmosphère, relayée par la photolyse du  $CO_2$  et de  $O_2$  dans la haute atmosphère.

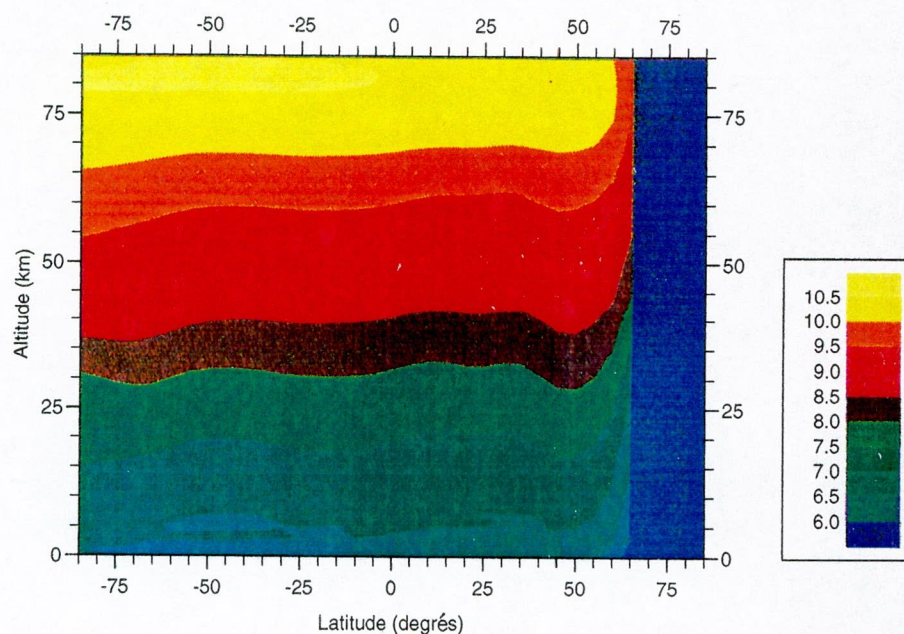


la figure III.15. montre les distributions verticales et méridionales de cette espèce chimique calculées par le modèle 2D pour des longitudes solaires de (a) 270 degrés et (b) 360 degrés. Dans la haute atmosphère,  $O$  devient l'espèce dominante de la famille  $O_x$ , la durée de vie de l'ozone diminuant fortement à cause de l'augmentation de l'efficacité des processus photolytiques. Dans cette gamme d'altitudes, l'ozone est en équilibre photochimique avec l'oxygène atomique. Le maximum de concentration de  $O$  se situe donc vers 80 kilomètres. Lorsqu'on se rapproche de la surface, la concentration d'oxygène atomique décroît rapidement principalement à cause de la diminution de l'efficacité de photolyse du dioxyde de carbone.

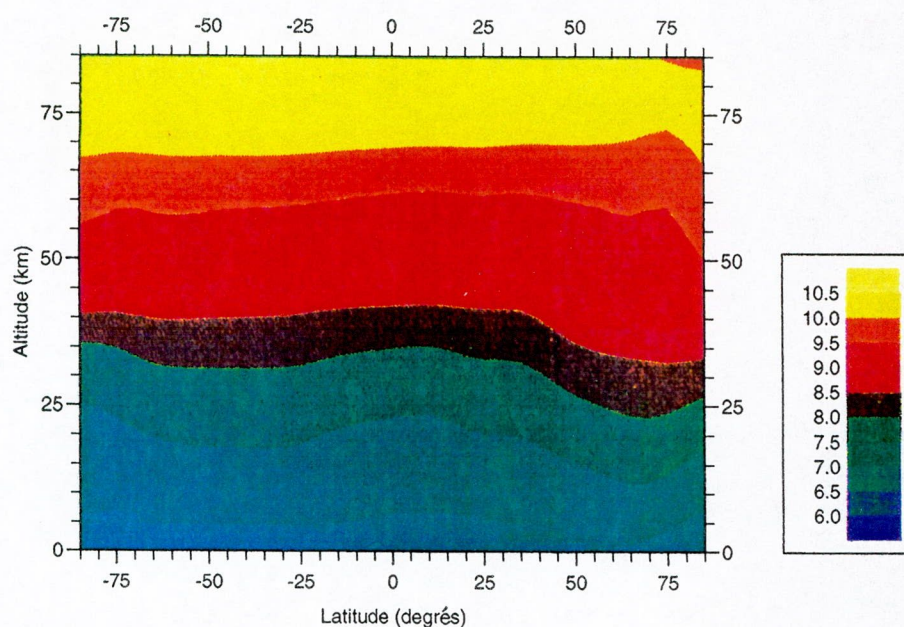


## L'oxygène atomique (O)

a)  $L_s = 270$  degrés

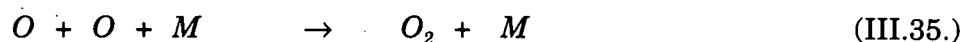


b)  $L_s = 360$  degrés



**Figure III.15.** Distributions méridionales et verticales du logarithme de la concentration ( $\text{cm}^{-3}$ ) de l'oxygène atomique calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés.

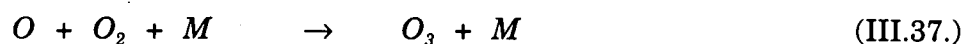
Lorsque l'oxygène atomique est produit, il réagit directement avec lui même



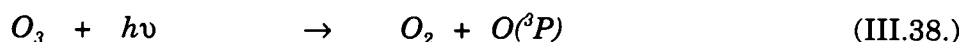
ou avec l'ozone pour reformer l'oxygène moléculaire:



L'unique processus chimique de formation de l'ozone est la réaction termoléculaire



Cette réaction verra son efficacité augmentée dans les basses couches de l'atmosphère grâce à l'augmentation de la densité atmosphérique. L'ozone est avant tout détruit par la photodissociation



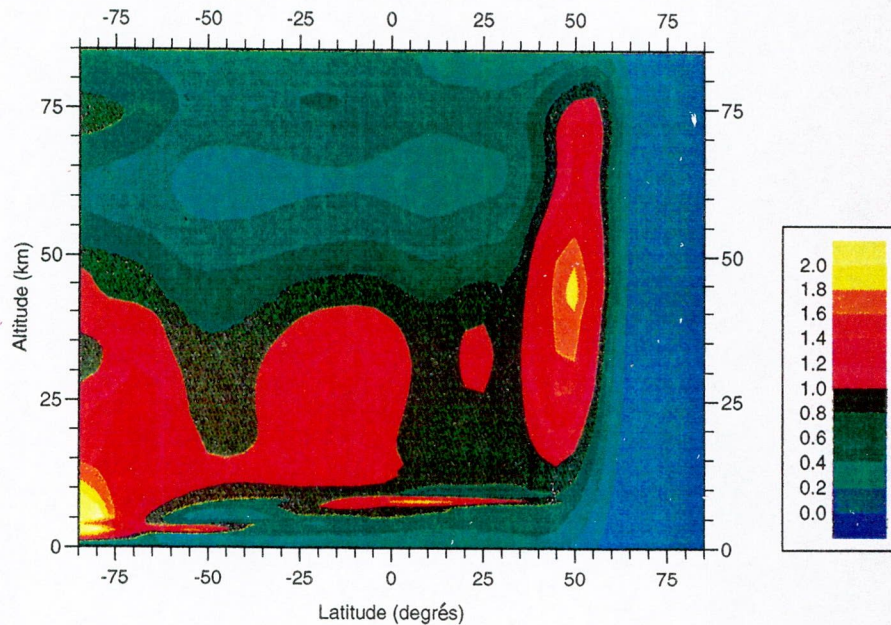
$O(^1D)$  est une espèce importante car elle produit par réaction avec les hydrogènes appariés les radicaux hydroxyles nécessaires à la stabilisation chimique de l'atmosphère actuelle.  $O(^1D)$  est rapidement désactivé par réaction avec les constituants majeurs de l'atmosphère ( $CO_2$ ,  $N_2$ ,  $Ar$ ,  $CO$ ), ce qui lui donne une durée de vie infime et par conséquent une concentration à l'équilibre très faible. Comme il est principalement produit dans la basse et moyenne atmosphère lors de la photolyse de l'ozone, sa distribution verticale et méridionale est automatiquement associée à la distribution de l'ozone. Les maxima calculés par le modèle et présentés à la figure III.16. se situent donc dans les régions atmosphériques où l'ozone est abondant.



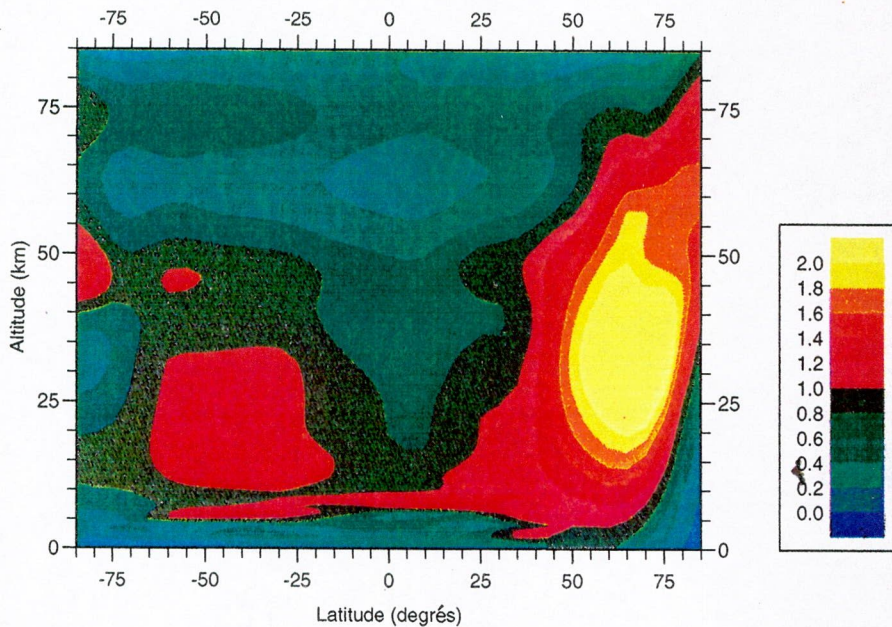


## L'oxygène atomique dans l'état excité ( $^1D$ )

a)  $L_s = 270$  degrés



b)  $L_s = 360$  degrés

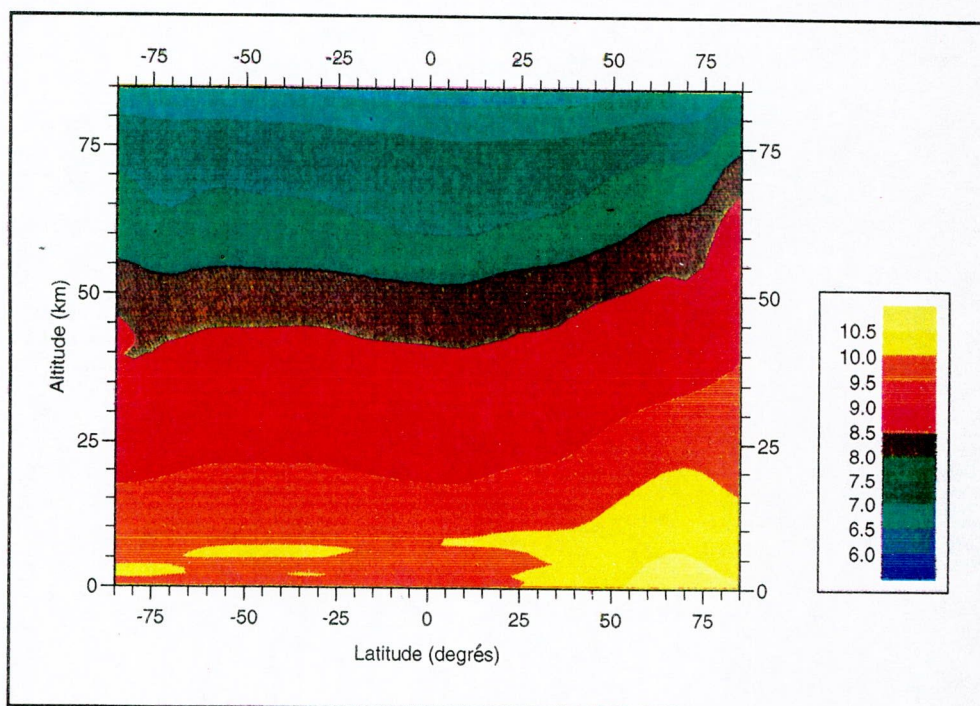


**Figure III.16.** Distributions méridionales et verticales de la concentration de  $O(^1D)$  calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés.

L'atmosphère martienne contient donc une petite mais non négligeable quantité d'ozone. Ce qui ressort avant tout des observations précédentes est que sa concentration fluctue tant avec la latitude qu'avec le temps (*Lane et al.*, 1973; *Barth et al.*, 1973; *Barth*, 1974; *Barth and Dick*, 1974). Même s'il est peu abondant, l'ozone est un constituant en trace actif dans l'atmosphère martienne non seulement par le fait qu'il absorbe une fraction de la radiation solaire et participe ainsi partiellement au réchauffement atmosphérique, mais aussi par le fait que sa photolyse dans la basse atmosphère alimente en  $O(^1D)$  le cycle chimique de stabilisation atmosphérique. La figure III.17. montre la distribution verticale et méridionale du logarithme de la concentration de l'ozone calculée par le modèle 2D pour une longitude solaire de  $360^\circ$ . Le modèle simule effectivement une importante variation méridionale de la concentration d'ozone, le maximum de concentration se situant dans la basse atmosphère d'hiver (hémisphère Nord) au voisinage de la surface vers  $60^\circ$  de latitude Nord. Dans l'atmosphère moyenne et supérieure, les processus de production chimique de l'ozone diminuant (la densité atmosphérique déclinant) et les processus de photodissociation gagnant en efficacité, la concentration d'ozone décroît rapidement. Au dessus de cette limite, la variation méridionale de la concentration de  $O_3$  est pratiquement nulle. Plusieurs facteurs entrent en jeu pour expliquer cette distribution dans la basse atmosphère. Tout d'abord, la distribution spatiale de l'ozone reflète directement les inhomogénéités dans la répartition spatiale des hydrogènes non appariés produits par les processus photolytiques directs et indirects de l'eau et de l'hydrogène moléculaire. Dans l'atmosphère martienne courante, il existe une solide anticorrélation entre la concentration d'ozone atmosphérique et la quantité totale de vapeur d'eau. La figure III.18. montre une comparaison de la variation méridionale et saisonnière de la concentration d'ozone intégrée verticalement avec la colonne totale de vapeur d'eau utilisée dans notre modèle.







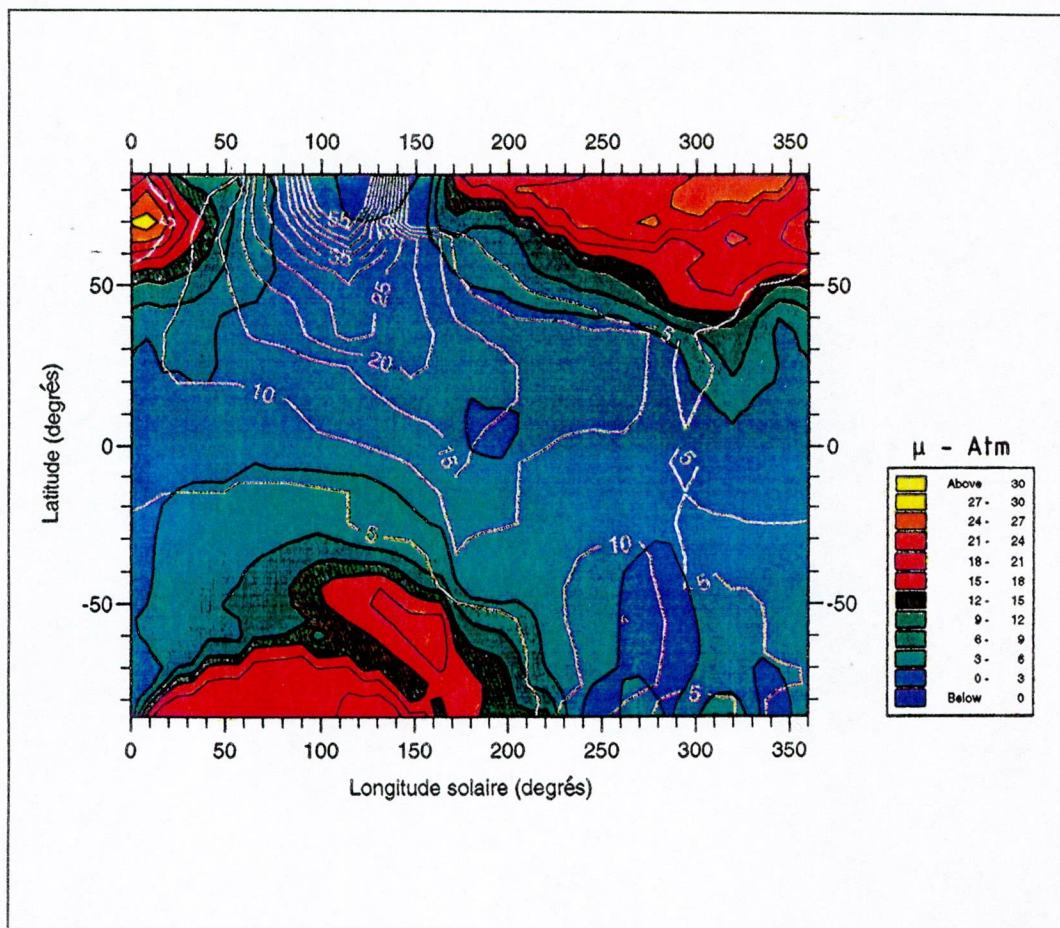
**Figure III.17.** Distribution méridionale et verticale du logarithme de la concentration d'ozone calculée par le modèle 2D pour une longitude solaire de 360°.

L'anti-corrélation existe distinctement entre ces deux variables. Vers 0° de longitude solaire, la quantité d'eau est importante dans les régions tropicales où la concentration d'ozone calculée est minimale. Par contre, la concentration d'ozone est maximale dans les régions polaires d'hiver où l'eau disparaît par effet de condensation au sol. Une fraction de la variation spatiale de la concentration d'ozone présentée à la figure III.17. peut sans conteste être attribuée à la condensation de la vapeur d'eau et du peroxyde d'hydrogène à faible température. Toutefois, l'importante concentration d'ozone aux hautes latitudes d'hiver ne peut pas exclusivement s'interpréter par ces processus de condensation, mais tire en fait son origine d'une combinaison directe de plusieurs facteurs:(1) le renforcement de l'efficacité de la réaction trois-corps produisant l'ozone provoqué par l'accroissement de la densité atmosphérique;(2) un allongement de la durée de vie radiative de l'ozone provoqué par une augmentation de l'épaisseur optique liée aux grands angles

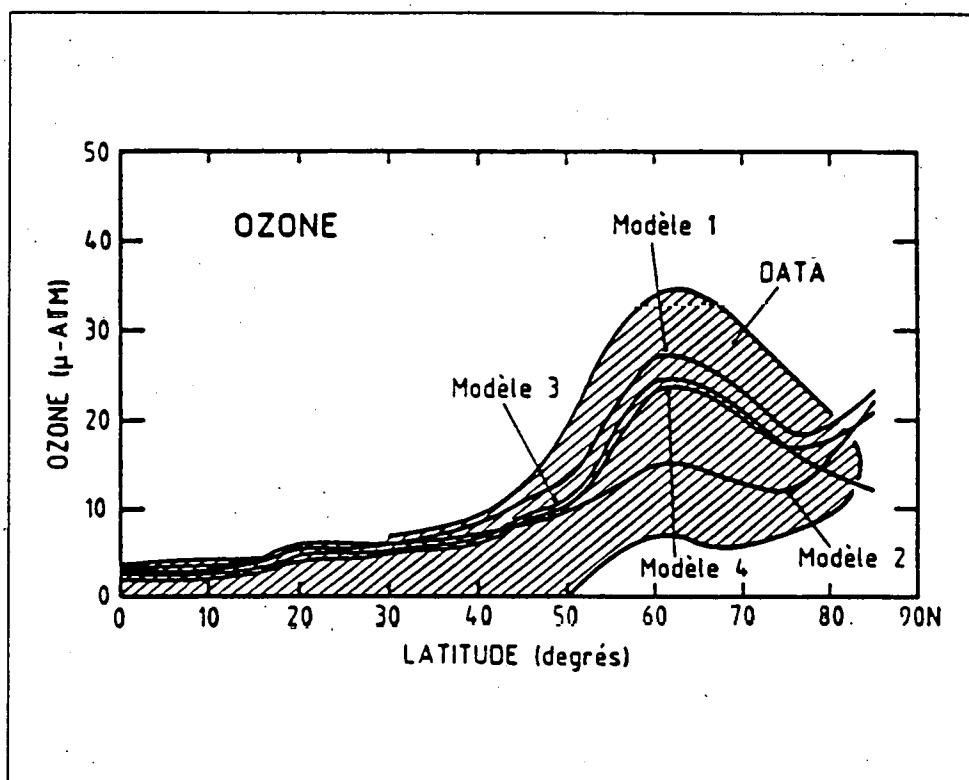
zénithaux dans l'hémisphère d'hiver;(3) un affaiblissement des processus de transport verticaux vers le haut causé par une plus grande stabilité de l'atmosphère (Hanel et al., 1972; Kieffer et al., 1973; Kliore, 1974) ;(4) et surtout grâce à l'apport d'oxygènes impairs de la haute atmosphère vers les basses couches atmosphériques, ainsi que des basses latitudes vers les hautes latitudes, induit par la circulation méridionale. Dans la réalité, on peut également ajouter un facteur supplémentaire qui est la variation de la topographie. En moyenne (Mutch et al., 1974), la région vers 60 degrés de latitude Nord correspond à une dépression. Dans cette dépression topographique, la densité atmosphérique étant plus grande, la production chimique de l'ozone est plus efficace. Pour valider notre modèle chimique, nous avons confronté les résultats présentés ci-dessus aux données recueillies lors de la mission Mariner 9. L'expérience IRIS a spécialement mesuré la répartition méridionale de la colonne totale d'ozone dans l'hémisphère nord et pour des longitudes solaires comprises entre 330 et 360 degrés (Barth et al., 1973; Barth and Dick, 1974). La figure III.19. présente la courbe enveloppe de ces données comparée à la colonne d'ozone calculée par le modèle en utilisant les différents modèles de distribution verticale de la vapeur d'eau. Le premier modèle utilise la distribution spatio-temporelle de la colonne d'eau observée par Viking et une hauteur d'échelle pour le calcul de sa distribution verticale égale à 5 kilomètres. Pour le modèle 2, la distribution méridionale et verticale de l'eau est explicitement calculée par le modèle. Dans le cas du modèle 3, la valeur totale de l'eau est multipliée par deux et la hauteur d'échelle est de 5 kilomètres. Le modèle 4 quant à lui utilise la colonne totale observée par Viking et un rapport de mélange constant avec l'altitude. L'importante dispersion des observations a été principalement imputée aux erreurs expérimentales, mais aussi à la perturbation des spectres par les poussières mises en suspension dans l'atmosphère par une tempête globale. Malgré ces inconvénients, le modèle reproduit d'une manière plus que satisfaisante les observations et en particulier le maximum situé vers 60 N. Comme observé, la colonne intégrée d'ozone calculée reste proche de la barrière de détectabilité (3  $\mu\text{m}$ ) entre les régions équatoriales et 40 degrés Nord. Qualitativement, la modification de la hauteur d'échelle utilisée pour la distribution verticale de la vapeur d'eau a peu d'influence sur la colonne totale d'ozone. Le doublement du contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère diminue de plus ou moins 20 pour cent la colonne d'ozone vers 60 degrés nord, conformément aux discussions ci-dessus.







**Figure III.18.** Comparaison de la colonne d'ozone (couleurs) calculée par le modèle en fonction de la saison avec la colonne d'eau (isolignes blanches) utilisée pour nos simulations.



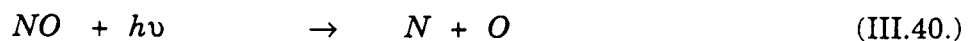
**Figure III.19.** Comparaison de la colonne totale d'ozone calculée par le modèle avec les données recueillies par la sonde Mariner 9.

La différence la plus nette entre les résultats théoriques et expérimentaux est observée dans le cas où l'on a inclus un calcul explicite de la vapeur d'eau dans le modèle. Dans ce cas, même l'aspect qualitatif de la distribution observée est pratiquement perdu. L'explication principale de ce mauvais accord est non seulement l'absence de prise en considération des processus de condensation/sublimation de l'eau dans le modèle chimique, mais surtout l'incapacité du modèle à spécifier ou calculer précisément le flux de vapeur d'eau à la surface. Néanmoins, l'enseignement que l'on peut tirer de ces tests est que le modèle réagit correctement aux différents forçages.

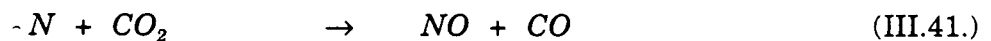


### c. Les composés azotés

Les premiers calculs de la photochimie des composés azotés dans l'atmosphère de Mars ont été accomplis par *Sagan et al.* (1965) qui calcula des abondances très faibles pour les oxydes d'azote. Ce travail a été suivi dans les années 70 par les travaux de *Yung et al.* (1977) et *McElroy and Donahue* (1976, 1977). Plus récemment, *Krasnopolsky* (1993) et *Moreau et al.* (1991) ont réexaminé la chimie des composés azotés. Comme la concentration d'azote moléculaire dans l'atmosphère de Mars est faible (2.7 pour-cent), la chimie des composés  $NO_x$  semble relativement insignifiante par rapport à la chimie des composés  $O_x$  et  $HO_x$ . Cependant, par souci de cohérence, nous avons décidé de les introduire dans le modèle. La source majeure d'azote atomique dans la basse atmosphère provient de la photodissociation du monoxyde d'azote (l'espèce azotée la plus importante):



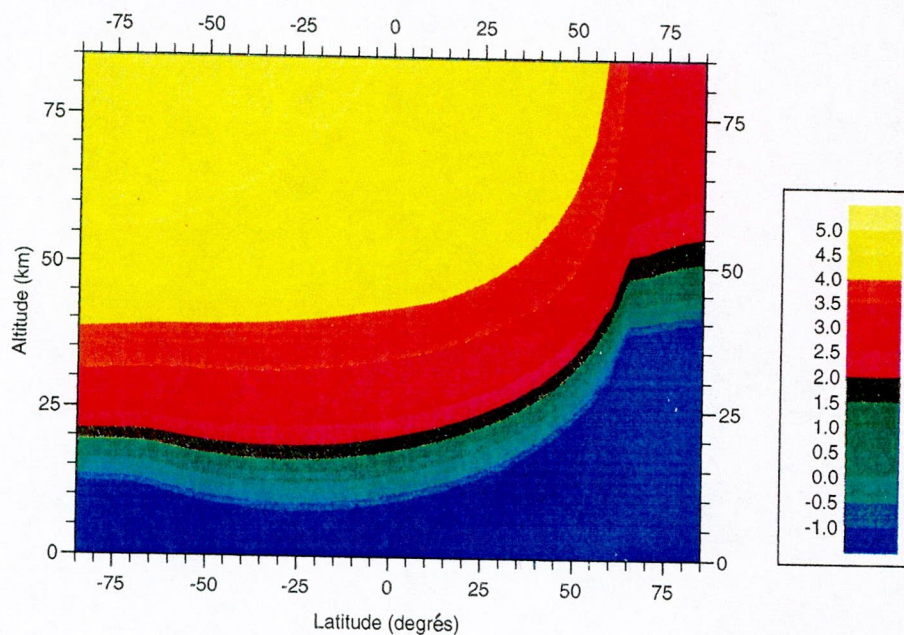
La figure III.20. montre les distributions verticales et méridionales de l'azote atomique calculées par le modèle 2D pour des longitudes solaires de 270 degrés et de 360 degrés. Dans l'atmosphère martienne,  $N$  réagit directement avec  $CO_2$  pour reformer  $NO$  et  $CO$ ,



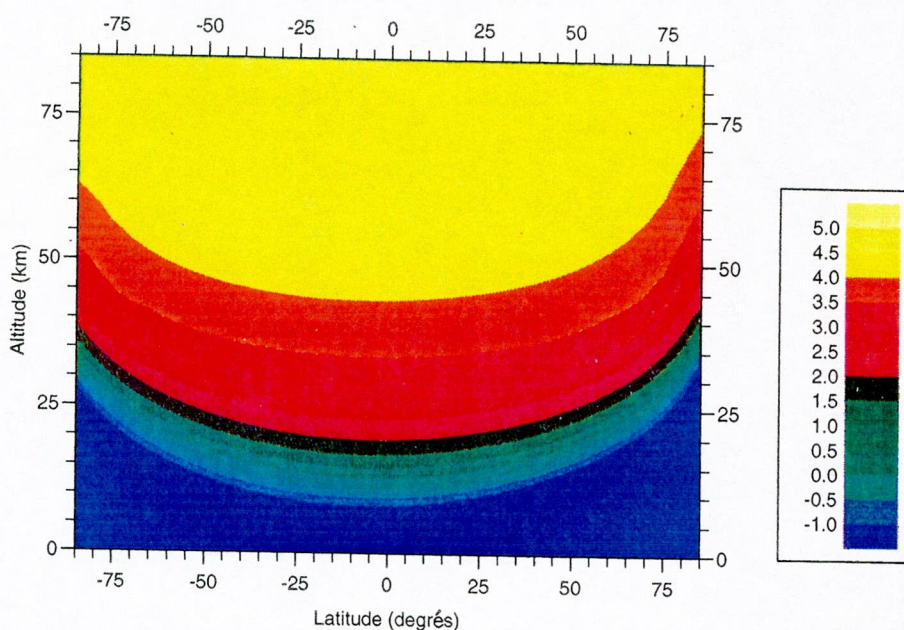
Dans une large gamme de latitudes et d'altitudes, le monoxyde d'azote est le constituant azoté le plus abondant. La figure III.21. montre les répartitions verticales et méridionales du logarithme de sa concentration pour différentes conditions saisonnières. Dans les deux cas, le maximum de concentration simulé par le modèle se situe au voisinage de la surface. Lorsque l'altitude augmente, la concentration diminue rapidement pour atteindre un minimum vers 60 kilomètres d'altitude. Au-dessus de cette limite, la concentration recommence à croître parallèlement à l'augmentation de la concentration de l'azote atomique. Il est intéressant de noter que la photolyse du monoxyde d'azote conduit à une concentration minimale vers 60 kilomètres d'altitude.

## L'azote atomique (N)

a)  $L_s = 270$  degrés



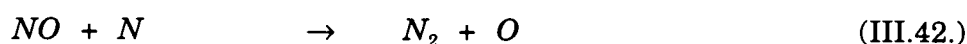
b)  $L_s = 360$  degrés



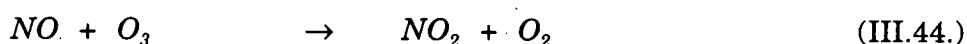
**Figure III.20.** Distributions méridionales et verticales du logarithme de la concentration de l'azote atomique (en  $\text{cm}^{-3}$ ) calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés.

La présence de cette barrière photochimique empêche donc la pénétration dans la stratosphère du monoxyde d'azote produit dans la haute atmosphère. Toutefois, dans les régions polaires d'hiver et dans la nuit polaire, cette barrière cesse d'être efficace (les angles zénithaux sont trop importants ou il n'y a plus de soleil) et dès lors, grâce aux mouvements dynamiques descendants, le monoxyde d'azote produit aux hautes altitudes peut pénétrer dans la basse atmosphère. Ceci est important car c'est dans ces régions que l'atmosphère condense en hiver, et on peut facilement imaginer une incorporation des espèces azotées dans la structure cristalline des clathrates sédimentant pour former les calottes polaires.

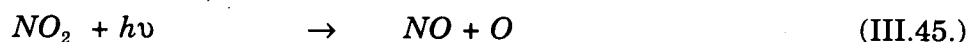
Le monoxyde d'azote ( $NO$ ) formé réagit rapidement avec  $N$  par



$NO$  est transformé surtout par:



$NO_2$ , qui est la deuxième espèce la plus abondante, peut être dissocié par la lumière solaire et ainsi reformer  $NO$ ,



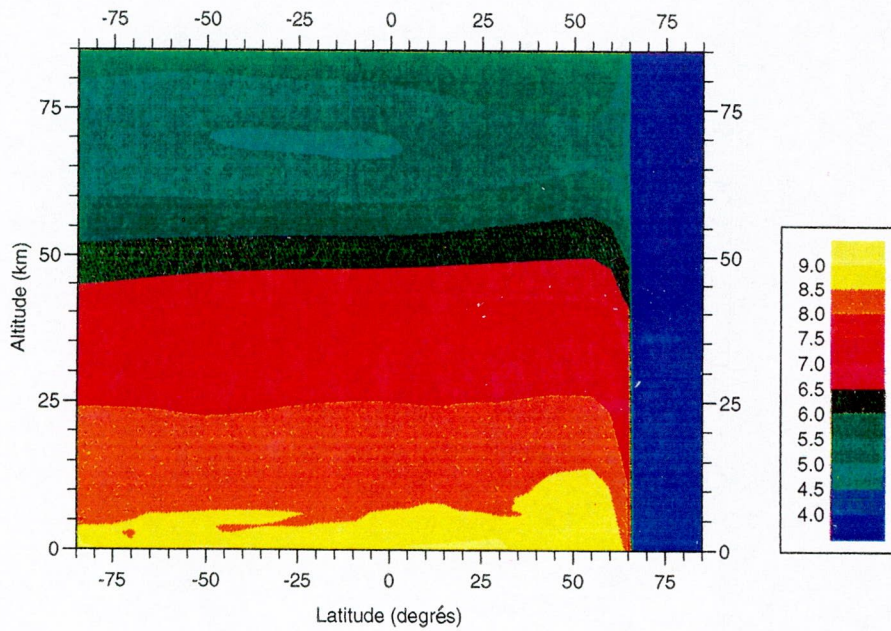
$NO_2$  est la troisième espèce azotée la plus abondante. Les concentrations maximales sont calculées au voisinage de la surface et atteignent des valeurs de l'ordre de  $10^8$  molécules par  $cm^3$  (figure III.22.). Ces concentrations maximales sont liées au fait que ce constituant est principalement produit par réaction du monoxyde d'azote avec les hydrogènes non appariés ( $HO_2$ ) et l'ozone. Comme ces constituants sont abondants dans les basses couches atmosphériques, la production de  $NO_2$  est donc maximale dans ces régions. Au fur et à mesure que l'altitude augmente, l'augmentation des processus photolytiques du  $NO_2$  provoque une diminution rapide de sa concentration avec l'altitude. Dans la nuit polaire ( hémisphère nord de la figure III.22.A) Le  $NO_2$  disparaît.



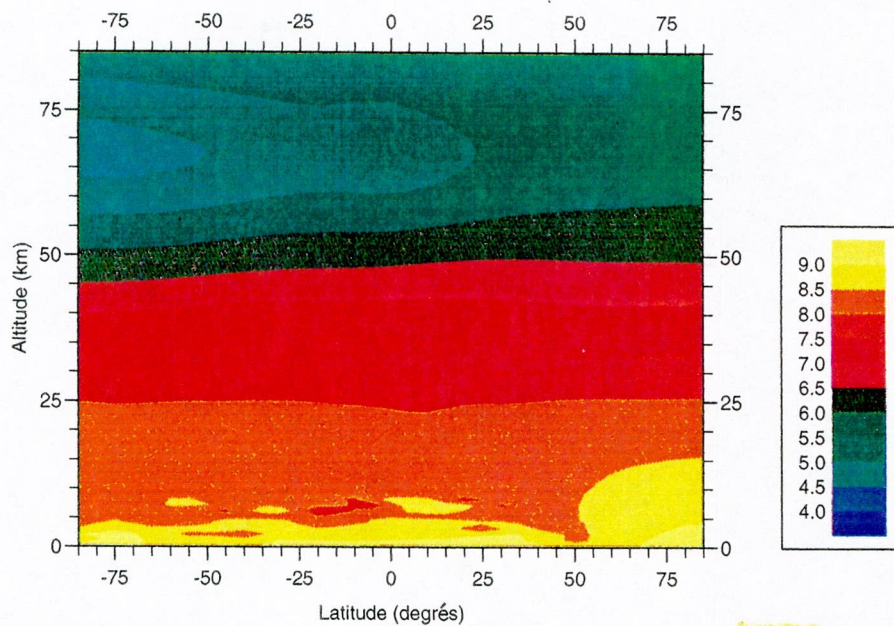


## Le monoxyde d'azote ( $NO$ )

a)  $L_s = 270$  degrés



b)  $L_s = 360$  degrés

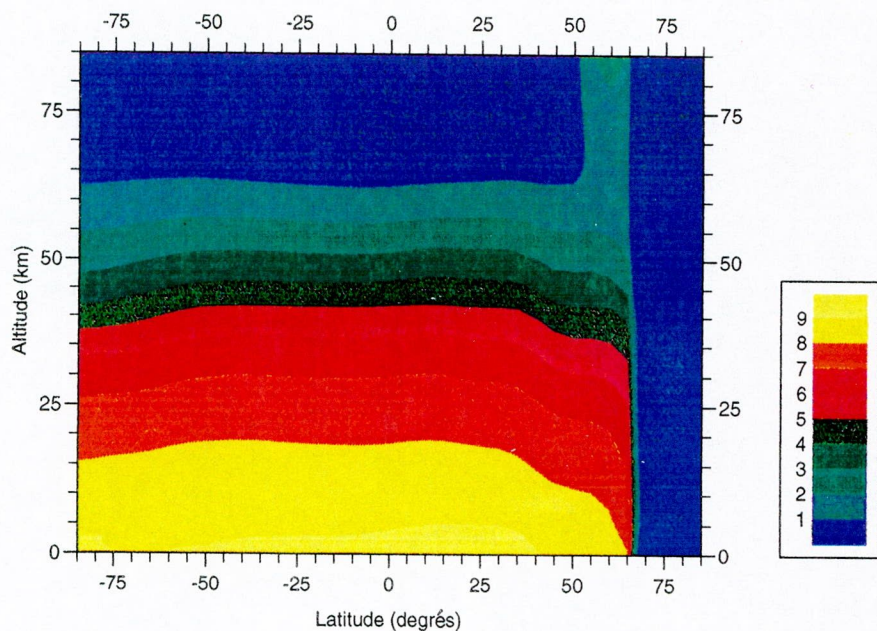


**Figure III.21.** Distributions méridionales et verticales du logarithme de la concentration du monoxyde d'azote calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés.

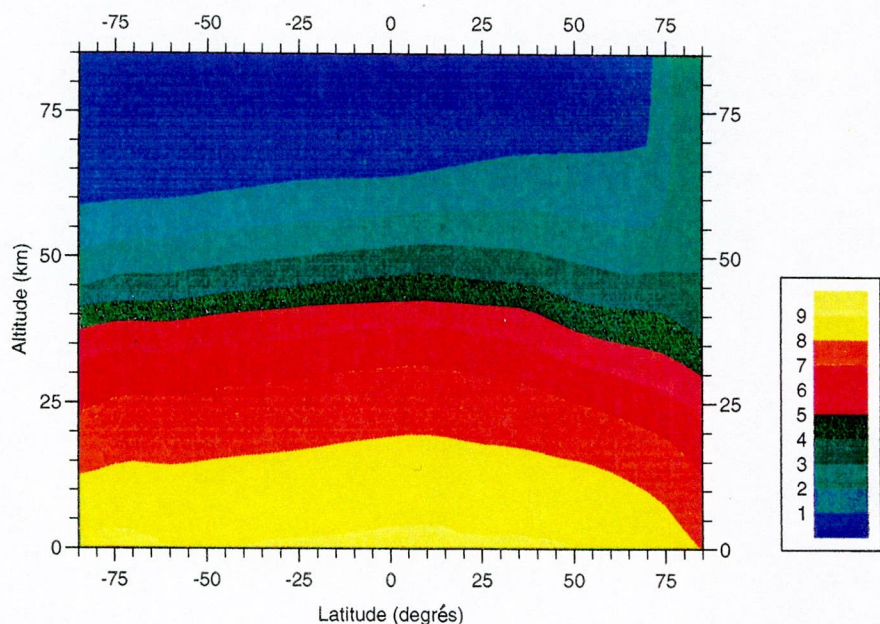


## Le dioxyde d'azote ( $NO_2$ )

a)  $L_s = 270$  degrés

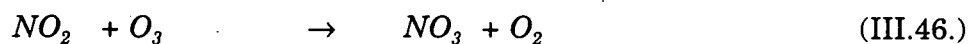


b)  $L_s = 360$  degrés

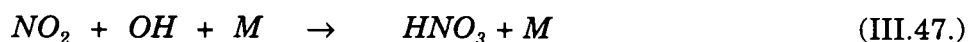


**Figure III.22.** Distributions méridionales et verticales du logarithme de la concentration du dioxyde d'azote (en  $cm^{-3}$ ) calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés.

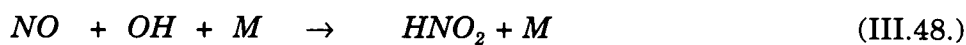
$NO_2$  peut également réagir avec  $O_3$  pour former  $NO_3$ ,



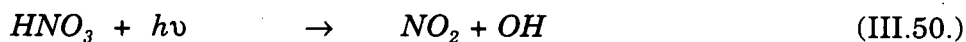
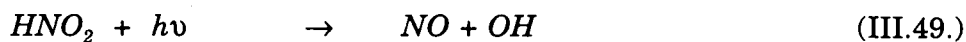
et avec  $OH$  pour former  $HNO_3$ ,



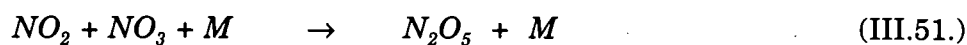
$HNO_2$  est formé par



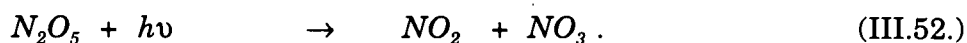
Les acides nitreux et nitrique sont surtout détruits par la photodissociation,



Ces acides faibles peuvent également réagir avec le régolite martien. Cette interaction peut être importante non seulement par le fait qu'elle peut jouer le rôle d'un puits pour les  $NO_x$  par formation de nitrates sous forme minérale, mais aussi modifier les propriétés thermodynamiques de cette dernière. Les figures III.23. et III.24. présentent les répartitions verticales et méridionales des acides nitriques et nitreux. Les concentrations maximales sont calculées au voisinage de la surface et sont liées au fait que la concentration des hydrogènes non appariés est maximale dans ces régions atmosphériques. Lorsque l'altitude augmente, ces deux acides sont rapidement photolysés et leur concentration diminue donc rapidement pour devenir quasiment nulle dans la moyenne atmosphère.  $N_2O_5$  est formé par



et est détruit par photolyse,

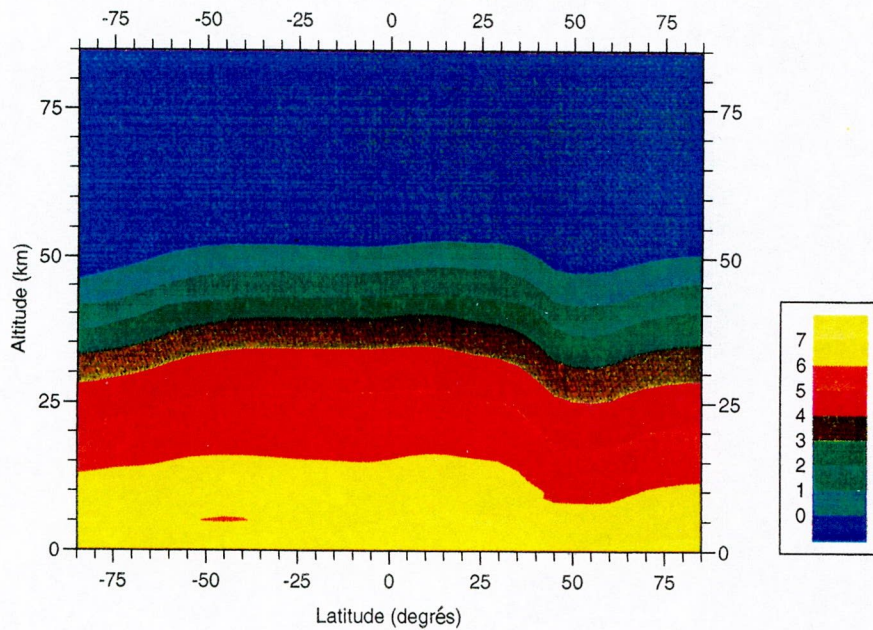




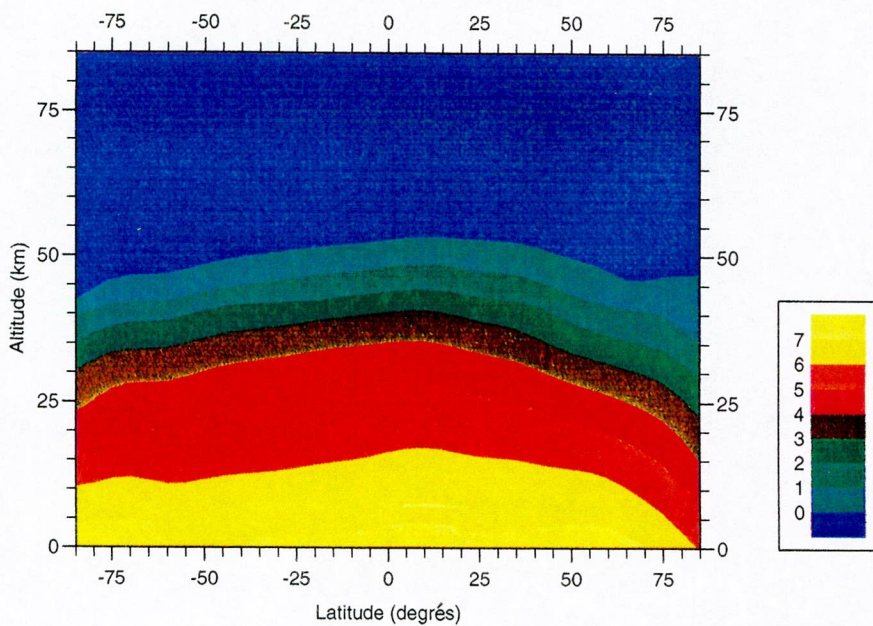


## Acide nitrique ( $HNO_3$ )

a)  $L_s = 270$  degrés



b)  $L_s = 360$  degrés

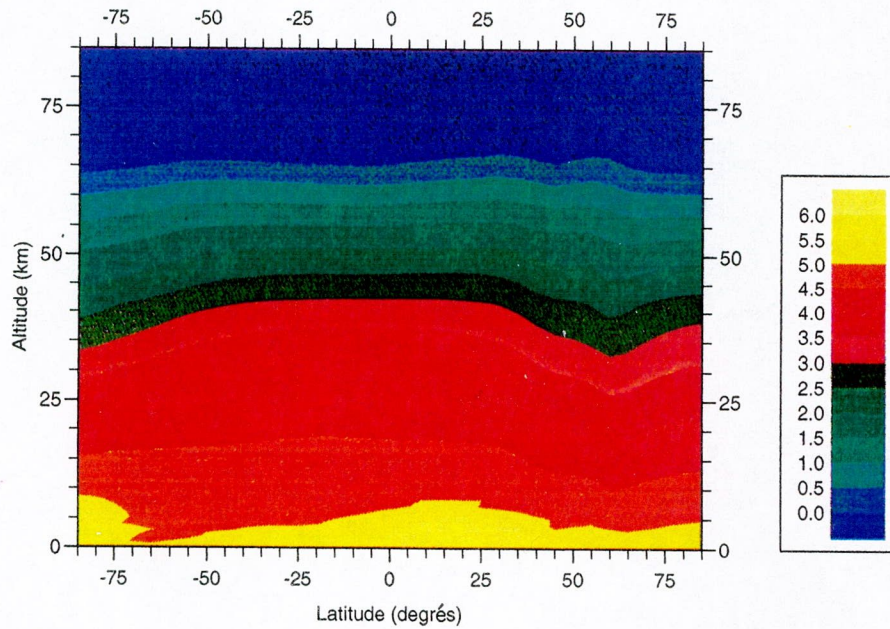


**Figure III.23.** Distributions méridionales et verticales du logarithme de la concentration de l'acide nitrique (en  $cm^{-3}$ ) calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés.

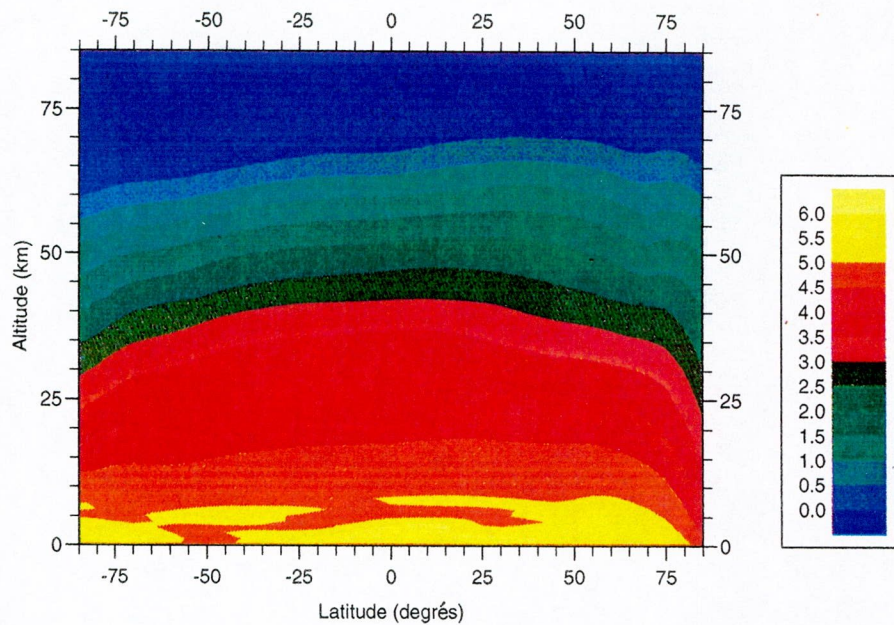


## Acide nitreux ( $HNO_2$ )

a)  $L_s = 270$  degrés



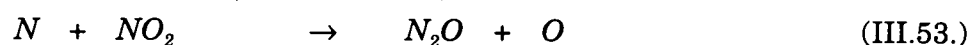
b)  $L_s = 360$  degrés



**Figure III.24.** Distributions méridionales et verticales du logarithme de la concentration de l'acide nitreux (en  $cm^{-3}$ ) calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés.

Il peut être intéressant d'étudier la variation de concentration du  $N_2O_5$  en présence de la coiffe polaire dans l'atmosphère d'hiver. En effet, il semble de mieux en mieux établi que les nuages observés dans les régions polaires martiennes soient constitués de particules de glace. On peut donc envisager un effet sur la chimie de l'ozone identique à celui observé dans l'Antarctique terrestre.  $N_2O_5$  ayant un temps de résidence atmosphérique très court, sa concentration à l'équilibre est faible. La figure III.25. montre les distributions verticales et méridionales de ce constituant calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de  $270^\circ$  et  $360^\circ$ . Les concentrations maximales sont calculées à la surface où les concentrations de  $NO_2$  et de  $NO_3$  sont maximales. Dans la nuit polaire (hémisphère nord de la figure III.25.a) la photolyse étant nulle,  $N_2O_5$  augmente fortement.

L'oxyde nitreux est formé par



et est détruit par



et par



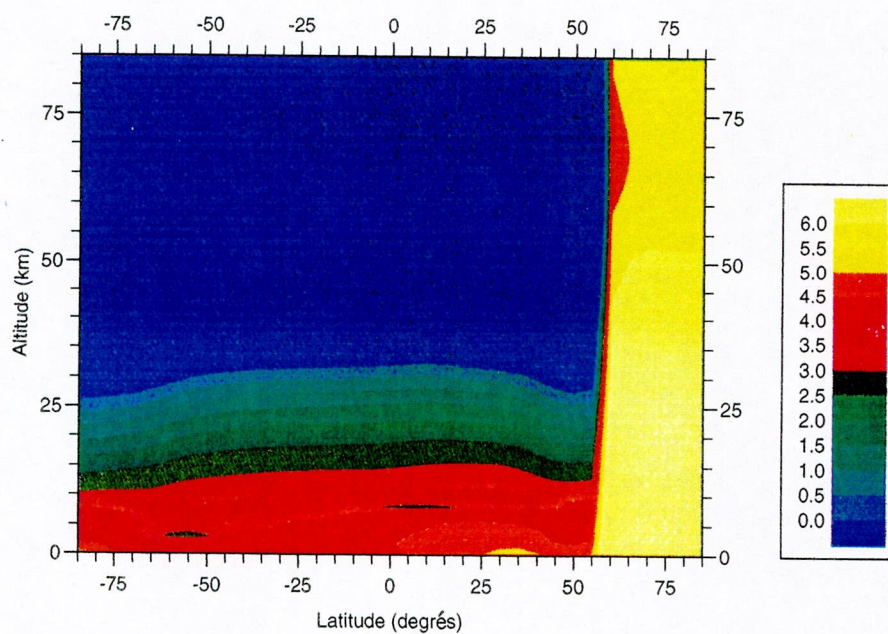
$N_2O$  possède un temps de vie important et est donc sensible à la dynamique atmosphérique. La figure III.26. présente la répartition du  $N_2O$  en fonction de l'altitude et de la latitude pour différentes conditions saisonnières. Le maximum de concentration est calculé dans les régions équatoriales de l'atmosphère moyenne. Cette distribution résulte directement d'un équilibre entre les productions et pertes chimiques (production dominée par la réaction du monoxyde d'azote avec l'atome d'oxygène dans l'état excité ( $^1D$ ), perte par photolyse) et son transport dans l'atmosphère.



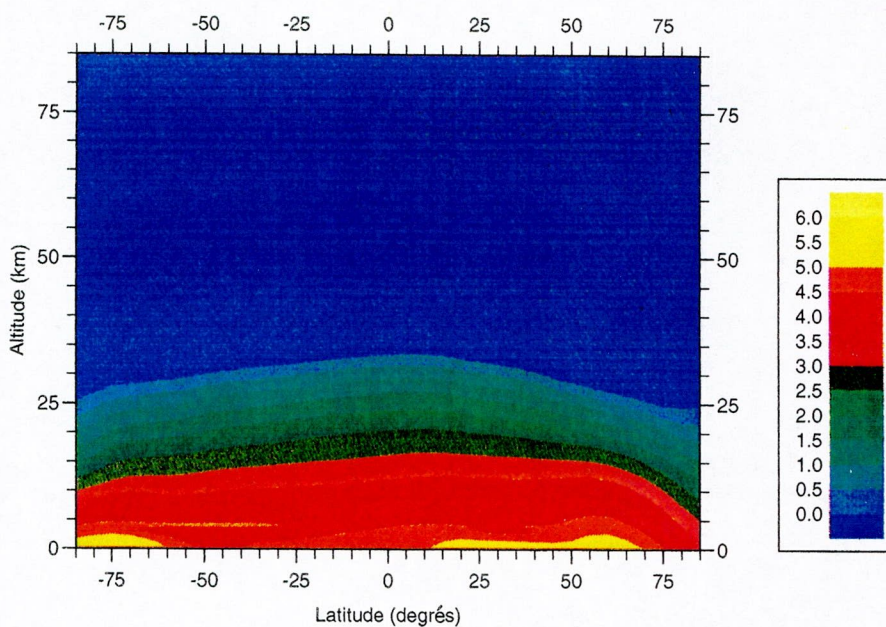


## Hémipentoxyde d'azote ( $N_2O_5$ )

a)  $L_s = 270$  degrés



b)  $L_s = 360$  degrés

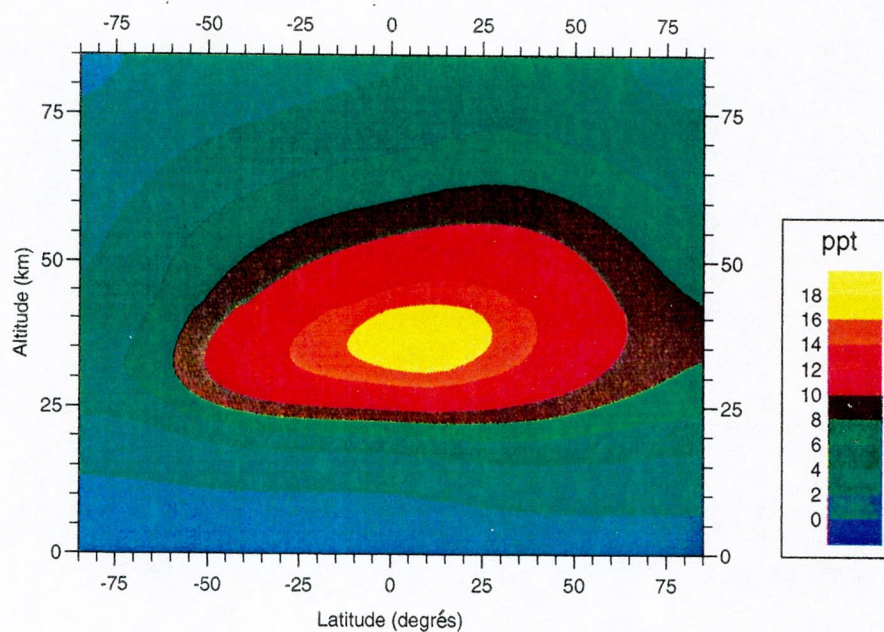


**Figure III.25.** Distributions méridionales et verticales du logarithme de la concentration de l'hémipentoxyde d'azote (en  $cm^{-3}$ ) calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés.

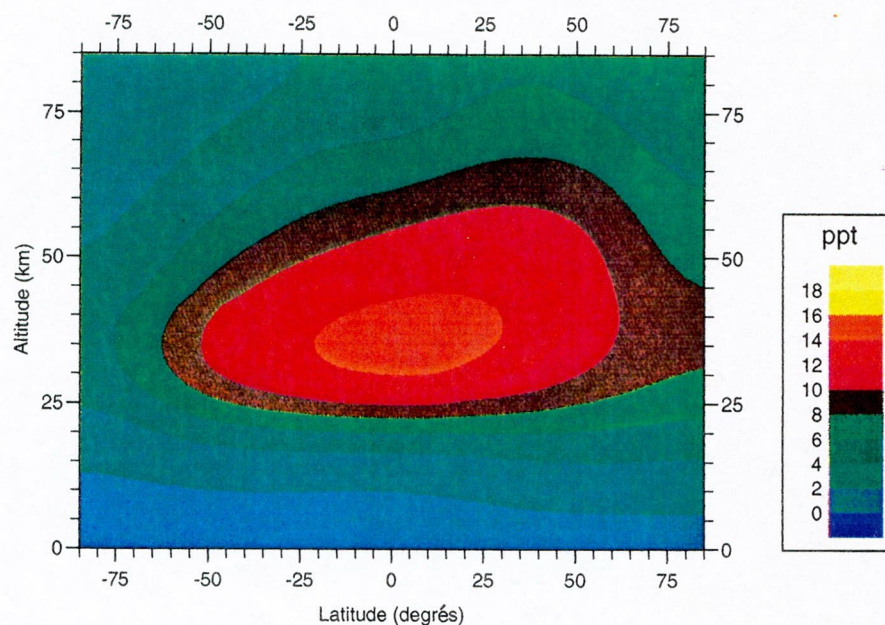


## Oxyde nitreux ( $N_2O$ )

a)  $L_s = 270$  degrés



b)  $L_s = 360$  degrés



**Figure III.26.** Distributions méridionales et verticales du logarithme du rapport de mélange de l'oxyde nitreux calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés.

Pour conclure, la figure III.27. résume le schéma réactionnel des espèces azotées.

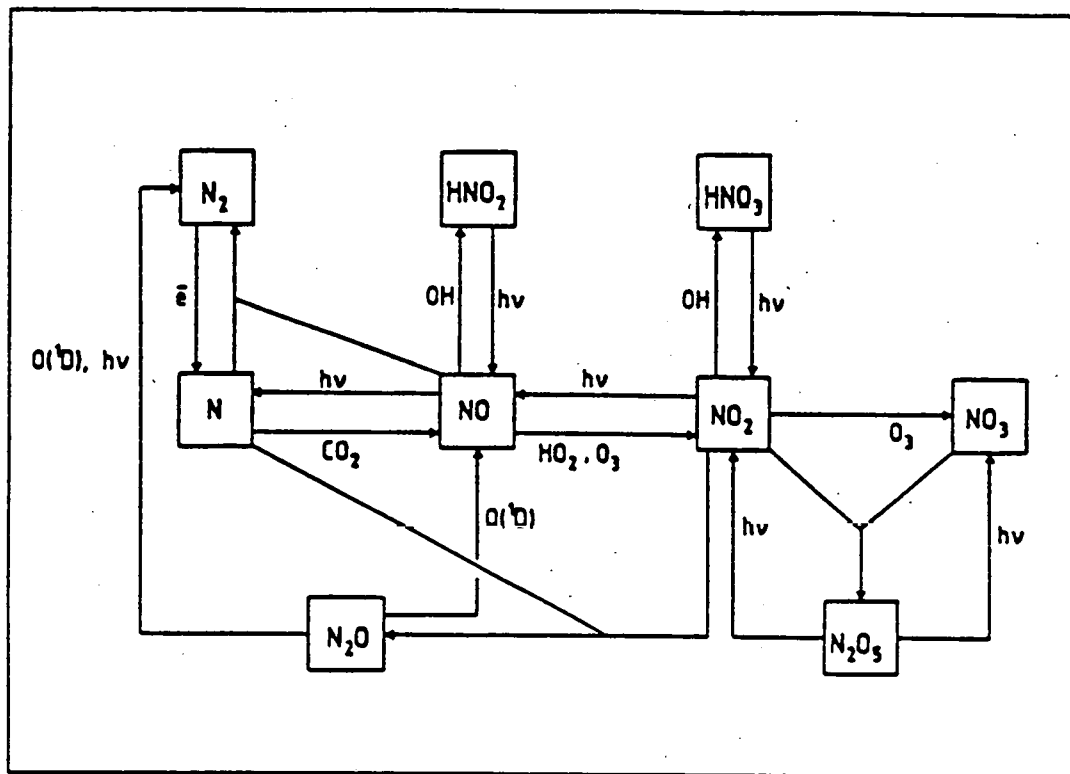


Figure III.27. Schéma réactionnel des espèces azotées.

### c. Le monoxyde de carbone

Le monoxyde de carbone est avant tout produit en dessous de 150 kilomètres d'altitude lors de la photolyse dans l'ultraviolet du dioxyde de carbone. Sans mécanisme de recyclage, la photodissociation du  $CO_2$  atmosphérique devrait entraîner une disparition globale du  $CO_2$  atmosphérique en quelques milliers d'années. Le monoxyde de carbone fut mis en évidence dans l'atmosphère martienne par *Kaplan et al.* (1969) à 1.58 et 2.35 micromètres, son rapport de mélange fut alors déterminé à  $8 \cdot 10^{-4}$ . Les multiples observations qui ont suivi notamment dans le domaine des ondes millimétriques (*Kakar et al.*, 1977; *Good and Schloerb*, 1981; *Clancy et al.*, 1983; *Clancy et al.*, 1990; *Lellouch et al.*, 1991a,b) et dans l'infrarouge (*Billibaud et al.*, 1991) n'ont fait que confirmer ce rapport de mélange. A cause de son temps de résidence atmosphérique élevé (3 à 6 ans), tous les modèles chimiques unidimensionnels prédisent un rapport de mélange relativement uniforme horizontalement et verticalement. Néanmoins, selon *Hunten* (1974), la concentration du monoxyde de carbone pourrait fluctuer à l'échelle bisannuelle et on n'exclut pas aujourd'hui une variation de 50 pour-cent de la concentration totale du  $CO$  atmosphérique durant les 20 dernières années. Finalement, *Lellouch et al.* (1991a) estiment à 30--40 % la variation spatiale que pourrait présenter le  $CO$  en se basant sur leurs observations dans le domaine des micro-ondes. Le schéma de variabilité spatio-temporelle du  $CO$  semblait donc conforme aux observations et à la théorie. Pourtant, les observations les plus récentes réalisées par la sonde Phobos 2 ont fondamentalement bouleversé notre conception du comportement de ce constituant dans l'atmosphère martienne actuelle. Les résultats de l'expérience **ISM/PHOBOS** (*Rosenqvist et al.*, 1992) ont en effet révélé un "trou" de  $CO$  au dessus des grands édifices volcaniques martiens comme le Mont Olympe et la région de Amazonis Planitia. S'il est pour l'instant difficile d'expliquer ces observations, diverses interprétations peuvent néanmoins être avancées. La première interprétation est une perturbation des spectres par des absorptions propres à la surface. Les caractéristiques du régolite variant plus abruptement que les caractéristiques de l'atmosphère, la signature spectrale en résultant devrait donc varier tout aussi abruptement.

Incontestablement, les régions observées lors de l'expérience **ISM/PHOBOS** ne montrent pas de variations flagrantes des caractéristiques physiques et minéralogiques de la surface. De plus, étant donné que l'inclinaison de la pente des cônes volcaniques est inférieure à 5 degrés, il semble peu probable qu'un



granoclassement des particules constituant la surface puisse être à l'origine de la signature spectrale observée. Dans la basse atmosphère, l'observation du rapport de mélange de  $CO$  par **ISM/PHOBOS** est en bonne concordance avec les observations existantes. Par contre, au dessus des édifices volcaniques, le rapport de mélange du monoxyde de carbone diminue d'un facteur 2 à 5 (*Rosenqvist et al.*, 1992). La seconde interprétation de ces observations est une perturbation des spectres associée à la diffusion de la lumière solaire par les poussières présentes dans l'atmosphère. Toutefois, *Korablev et al.* (1992) ont montré que la quantité de poussières en suspension dans l'atmosphère au cours de la mission Phobos était nettement inférieure aux précédentes observations pour les mêmes conditions spatio-temporelles. Par conséquent, si l'hypothèse d'une contamination des spectres par la surface peut être écartée, la question fondamentale est de savoir si les observations **ISM/PHOBOS** reflètent une fluctuation verticale ou horizontale de la concentration du monoxyde de carbone. Pour le moment, il existe une contrainte théorique majeure pour l'interprétation des observations par une variation verticale du  $CO$ . Une analyse récente des mouvements nuageux observés lors de la mission Viking (*Kahn*, 1990) conduit à une estimation du coefficient vertical de diffusion turbulente de l'ordre de  $10^5 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$  dans l'atmosphère moyenne (ce qui correspond à un temps caractéristique de mélange de 4 mois). Cette estimation a été augmentée d'un facteur 10 par (*Chassefiere et al.*, 1992) après l'analyse des données recueillies par l'expérience Auguste effectuée durant la mission Phobos. A l'échelle globale, les modèles unidimensionnels estiment la durée de vie d'une molécule de  $CO$  à 3 ans. En conséquence, le temps caractéristique du mélange étant nettement inférieur au temps de résidence d'une molécule de monoxyde de carbone, celui-ci devrait présenter un rapport de mélange uniforme avec l'altitude et la latitude, ce qui est confirmé par les modèles unidimensionnels. Cette contrainte théorique renforce donc l'hypothèse d'une variation horizontale du  $CO$ .

Une autre interprétation des observations est l'intensification des processus de perte chimique du  $CO$  provoquée par les processus de catalyse hétérogène susceptibles de se développer sur les aérosols présents dans l'atmosphère. Toutefois, l'épaisseur optique d'un nuage de glace étant faible, de l'ordre de 0.01 (*Chassefiere et al.*, 1992; *Jaquin et al.*, 1986), la surface spécifique totale intégrée déduite de ces observations serait de l'ordre de  $5 \text{ mm}^2 \text{ cm}^{-2}$  pour le nuage et de  $10^{-4}$  à  $10^{-3} \text{ mm}^2 \text{ cm}^{-2}$  en colonne totale. Cette surface totale spécifique pourrait soustraire de l'atmosphère une quantité de  $10^{15}$  à  $10^{16}$  molécules de  $CO$  par  $\text{cm}^2$ . La colonne totale de  $CO$  étant comprise entre  $2 \times 10^{19}$  à  $2 \times 10^{20} \text{ cm}^{-2}$  à la surface et 10 fois moins au niveau des sommets volcaniques, même si  $CO$  était inclus en grande quantité dans les

structures cristallines des aérosols, cela ne représenterait qu'une infime fraction de la colonne, ce qui ne pourrait certainement pas expliquer la décroissance observée. De plus, si ces aérosols sont de type silicaté, l'épaisseur optique des poussières étant proche de 0.2 (mesures Viking (*Pollack et al.*, 1977), ISM (*Combes et al.*, 1991), KRFM (*Moroz et al.*, 1991)), la surface totale serait de  $1 \text{ cm}^2 \text{ cm}^{-2}$  (*Chassefiere et al.*, 1992). Donc, même si le taux d'occupation du monoxyde de carbone sur les poussières est maximum (1 molécule  $\text{A}^{\circ-2}$ ), le nombre de molécules de CO extraites de l'atmosphère n'excéderait pas  $10^{16}$  molécules, ce qui représente moins de 0.1 pour-cent de la colonne totale. De plus, si les aérosols sont fortement irréguliers, cette fraction peut augmenter légèrement, mais certainement pas dans des proportions pouvant expliquer le trou de CO.

Dans l'atmosphère martienne, le monoxyde de carbone est principalement produit lors de la photolyse du  $\text{CO}_2$



et principalement détruit par réaction avec le radical hydroxyle.

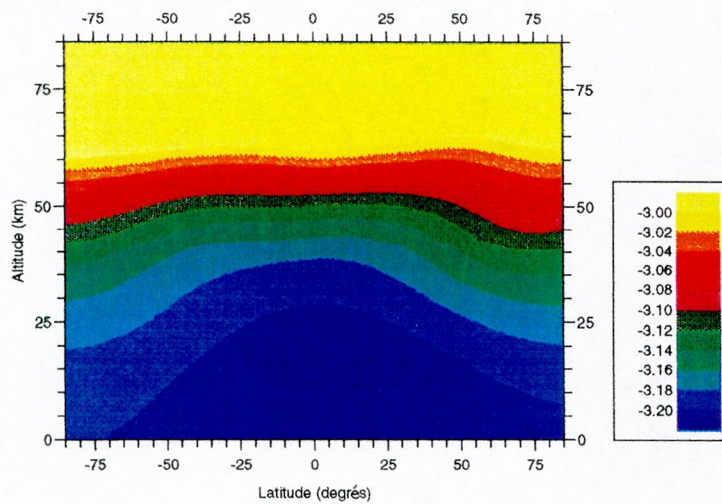
La figure III.28. montre la distribution verticale et méridionale du logarithme du rapport de mélange calculé par notre modèle pour deux conditions saisonnières. Les distributions calculées découlent directement d'un équilibre entre les productions et pertes décrites plus haut et de son transport dans l'atmosphère. Dans la haute atmosphère, le rapport de mélange de CO augmente rapidement avec l'altitude au fur et à mesure que les processus photolytiques du  $\text{CO}_2$  gagnent en efficacité. Dans la basse atmosphère, le rapport de mélange du CO diminue graduellement pour atteindre un faible minimum au voisinage de la surface. La première question que l'on peut se poser est pourquoi notre modèle simule un minimum de CO alors que les modèles unidimensionnels précédents ne le simulent pas? En fait, les modèles théoriques unidimensionnels développés précédemment permettaient de calculer la distribution verticale de la concentration moyenne des gaz en trace dans l'atmosphère. Ce type de modèle ne traite que très approximativement les processus dynamiques. Le modèle que nous avons développé, bien que limité dans la représentation du schéma dynamique, permet toutefois une meilleure prise en considération des processus de transport dans le plan méridien. De plus, les modèles 1D ne pouvant simuler la dynamique, le transport vertical est uniquement représenté par le coefficient vertical de diffusion turbulente. Les modèles 1D ayant pour la plupart été développés bien avant la revue des données

Viking par *Khan* (1990), la valeur utilisée dans ces modèles pour ce coefficient était deux à trois ordres de grandeur plus élevé que les valeurs acceptées actuellement. Dans les simulations réalisées avec ces modèles, la valeur de ce coefficient était comprise entre  $10^7$  et  $10^8 \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ , ce qui correspond à un temps caractéristique de mélange de quelques heures. Ce dernier étant nettement plus faible que la durée de vie d'une molécule de *CO*, celui-ci était rapidement mélangé et arrivait très vite à l'équilibre de mélange et donc à un rapport de mélange homogène. Notre modèle par contre calcule pour ce coefficient des valeurs correspondant à des temps caractéristiques de plusieurs mois et par conséquent, le monoxyde de carbone est plus sensible au transport. Le minimum simulé est donc directement associé à des phénomènes purement photochimiques et résulte d'une compétition entre la production/perte photochimique et la diffusion. L'initiation de la diminution de la concentration de *CO* n'est donc vraisemblablement pas provoquée par des processus de catalyse hétérogène sur les poussières mais par des processus purement photochimiques et la diffusion atmosphérique. Même si le modèle simule qualitativement le phénomène observé, il ne reproduit pas quantitativement le "trou" observé. La question maintenant est de savoir quel pourrait être le mécanisme chimique susceptible d'amplifier le phénomène dans des proportions similaires à celles observées? Une interprétation serait une augmentation de la destruction de *CO* par une augmentation des processus de photodissociation directe et indirecte de l'eau. Dans ces conditions, la variabilité solaire pourrait jouer un rôle. Les mesures Phobos ont en effet été recueillies durant le maximum solaire, cependant la variabilité de l'irradiance solaire ne peut certainement pas expliquer les observations (cf. chapitre suivant). La seule perte par réaction chimique du *CO* étant sa réaction avec le radical hydroxyle, la source possible pouvant expliquer l'apport de radicaux hydroxyles est une augmentation substantielle de la concentration totale d'eau dans l'atmosphère. Cette surabondance de vapeur d'eau a été effectivement observée lors de la mission Phobos par *Titov et al.* (1992). Pour étayer cette hypothèse, la figure III.29. montre l'impact d'une injection massive de vapeur d'eau dans l'atmosphère sur le profil vertical du rapport de mélange de *CO*. Ces simulations démontrent que la perte de *CO* observée lors de la mission PHOBOS pourrait résulter d'une injection massive d'eau. L'origine de cette vapeur d'eau reste encore un mystère aujourd'hui. Toutefois, la seule origine possible de cette eau est une désorption massive du régolite qui pourrait avoir été provoquée par un réchauffement du régolite ou un dégazage du cône volcanique. Ces résultats nous ont conduits à utiliser le modèle pour simuler une éruption volcanique. Les résultats sont présentés dans le dernier chapitre et permettent d'expliquer les anomalies observées durant la mission Phobos.

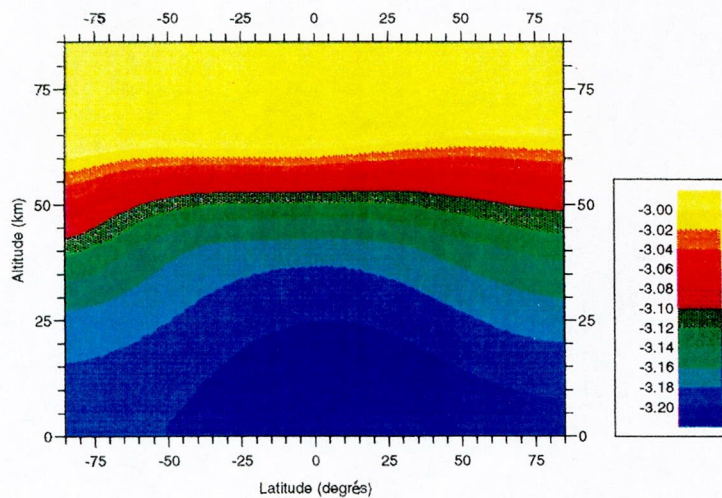


## Monoxyde de carbone (CO)

a)  $L_s = 270$  degrés



b)  $L_s = 360$  degrés



**Figure III.28.** Distributions méridionales et verticales du rapport de mélange de CO en centième de pour-cent calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés.

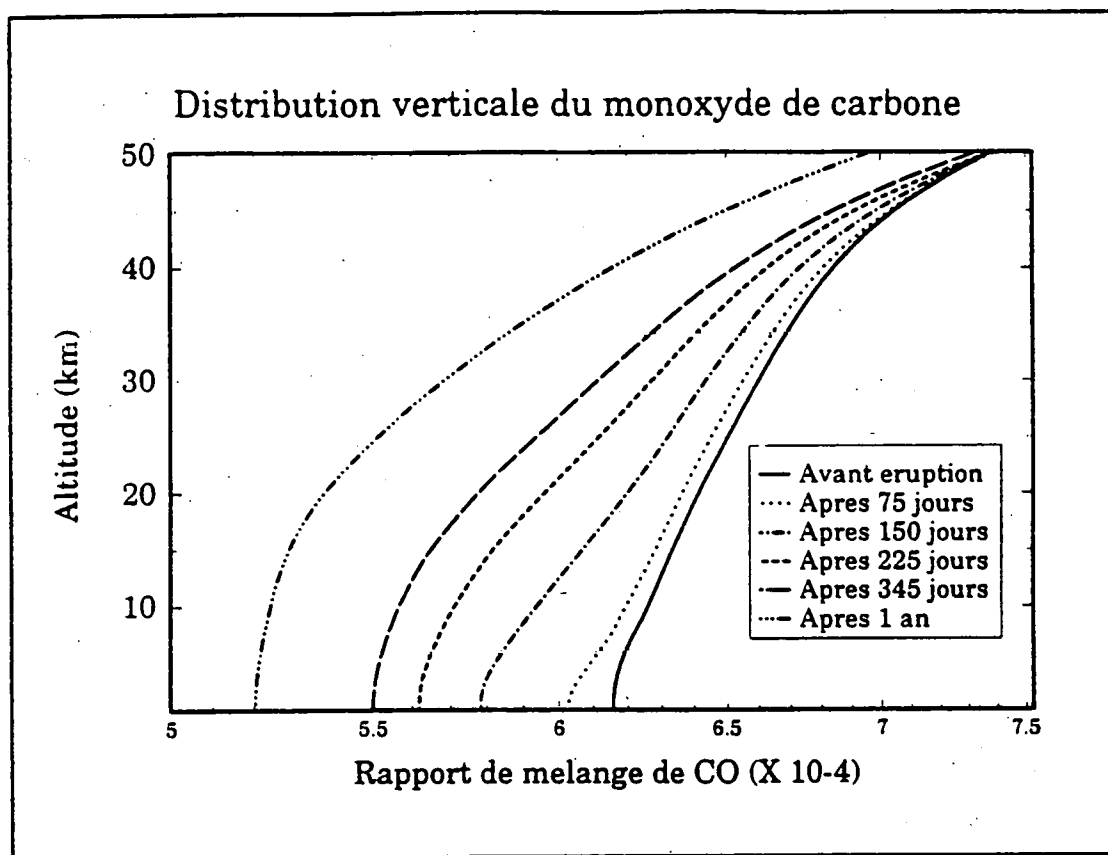


Figure III.29. Effet d'une injection de vapeur d'eau dans l'atmosphère sur la distribution verticale du rapport de mélange du monoxyde de carbone.

**CHAPITRE IV.**  
**APPLICATIONS DU MODELE 2D**

---

## **Chapitre IV: Applications du modèle 2D**

### **1. Introduction**

Dans la première section du chapitre, nous résumerons brièvement les facteurs pouvant altérer d'une manière significative les structures dynamiques et chimiques de l'atmosphère martienne. Nous utiliserons ensuite notre modèle pour analyser quantitativement ces variations et nous tenterons d'insérer nos résultats dans le cadre de notre connaissance de l'environnement géologique actuel de la planète. La deuxième section du chapitre a pour objectif d'étudier les processus chimiques impliquant les molécules organiques, susceptibles de se dérouler dans l'environnement atmosphérique martien actuel. Pour clôturer le chapitre, nous analyserons l'impact d'une éruption volcanique sur la structure chimique de l'atmosphère.

### **2. Analyse des causes entraînant une modification de la structure physico-chimique de l'atmosphère martienne**

#### **a. Les bouleversements climatiques martiens**

L'hypothèse que des fluctuations climatiques importantes se soient manifestées sur Mars est capitale à étudier non seulement pour la compréhension de l'évolution géologique de la planète, des structures morphologique et minéralogique de sa surface, mais aussi pour comprendre les mécanismes physico-chimiques potentiels ayant pu aboutir à l'éclosion de certaines formes de vie sur la planète. De nombreux témoignages existent aujourd'hui pour appuyer la réalité de ces changements climatiques importants.



Le principal témoin est la présence en surface de nombreux réseaux fluviaux complexes attestant d'un changement radical du mode d'érosion au cours de l'histoire géologique de la planète. Ces chenaux et canyons prouvent l'apparition massive d'eau à la surface au cours de certaines époques, vapeur d'eau qui a partiellement disparu de l'environnement atmosphérique actuel. L'autre témoin majeur de ces fluctuations climatiques est la présence de terrains stratifiés dans les régions polaires. Ceux-ci furent découverts au cours de la mission Mariner 9 (*Murray et al.*, 1973) et décrits comme un mélange de dépôts de glace et de poussières. Ces terrains stratiformes sont visibles sur une épaisseur de 30 mètres et, dès leur découverte, furent associés aux changements climatiques provoqués par la fluctuation des paramètres orbitaux de la planète, et plus particulièrement de l'excentricité orbitale. Aujourd'hui encore, malgré une analyse géomorphologique intense, les terrains stratifiés restent une énigme. L'unique enseignement que l'on peut extraire de l'étude de l'épaisseur des couches et de l'abondance relative de glace et de poussières au sein de celles-ci est qu'ils sont associés aux fluctuations cycliques de la pression moyenne atmosphérique et à l'apparition quasi périodique des tempêtes globales de poussières. Toutefois, il n'existe aujourd'hui aucun élément quantitatif fiable permettant de les associer aux changements des paramètres orbitaux de la planète.

Avant d'approfondir la discussion concernant l'impact de la modification de ces deux paramètres astronomiques sur les structures chimique et dynamique de l'atmosphère, il est utile de rappeler les différents réservoirs de volatiles susceptibles de répondre à ces changements. Ces réservoirs sont au nombre de 5: l'enveloppe atmosphérique, les calottes polaires saisonnières, les calottes polaires résiduelles, les terrains stratifiés et le régolite. Ce sont évidemment ces réservoirs qui vont par leurs réactions absorber ou désorber les volatiles lors des changements climatiques et ainsi modifier le système atmosphérique martien.

## **b. Réponse de l'atmosphère à la variation du flux solaire**

Le soleil étant le moteur fondamental des processus aéronomiques martiens, la fluctuation directe ou indirecte de son intensité va influencer automatiquement les conditions chimiques et dynamiques de l'atmosphère. Les deux premiers facteurs pouvant susciter cette variabilité sont donc la variation des paramètres orbitaux et la variabilité naturelle de l'irradiance solaire. Cette fluctuation de l'insolation va provoquer des modifications de la structure thermique de l'atmosphère et du régolite qui vont forcer les différents réservoirs à réagir.

### **1. Modification de l'excentricité orbitale**

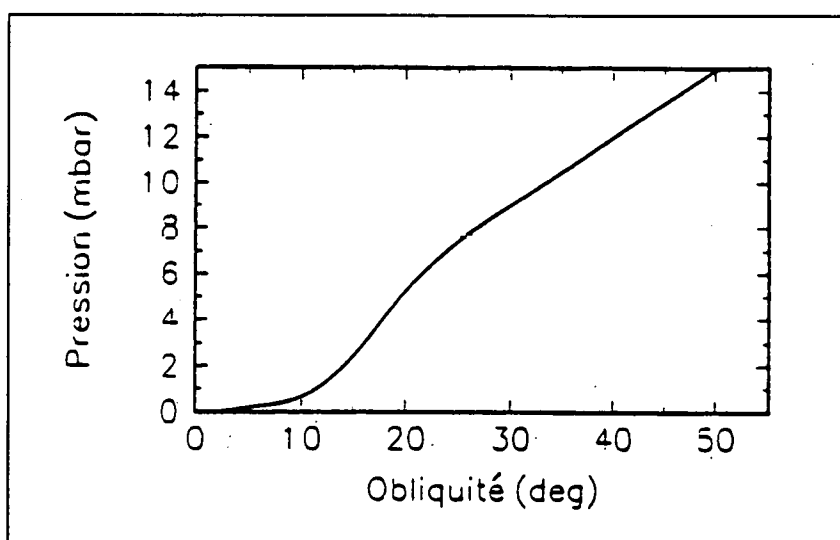
L'excentricité orbitale est d'une grande importance pour la durée des saisons. Actuellement, contrairement à la Terre, la durée des saisons sur Mars est très asymétrique. Dans l'hémisphère Nord martien, les hivers sont très courts et relativement doux tandis que les étés sont plus longs et frais. Dans l'hémisphère sud, la situation est inverse (cf. Introduction). Au cours de son histoire géologique, l'excentricité orbitale de Mars a fluctué entre 0 et 0.13 avec une amplitude de 0.05 sur  $9.4 \cdot 10^4$  ans et de 0.1 sur une période de  $2.0 \cdot 10^6$  ans (Ward, 1979). L'orbite est donc passée du cercle parfait à une ellipse marquée avec comme conséquence la perte de la symétrie de l'insolation et donc de la symétrie des saisons.

## 2. Modification de l'obliquité de la planète

### a Introduction

Comparativement à la Terre, l'obliquité de la planète Mars a varié plus intensément au cours de son histoire géologique. Elle fluctue actuellement entre 12 et 38 degrés sur une période de  $1.2 \cdot 10^5$  ans avec une modulation de l'oscillation ayant une période de  $1.3 \cdot 10^6$  ans (Ward et al., 1979). Antérieurement à la formation du bombement volcanique Tharsis, l'obliquité de la planète aurait pu varier entre 9 et 46 degrés (Lindner, 1985). Cette modification de l'inclinaison de l'axe des pôles par rapport au plan de l'écliptique est surtout provoquée par les perturbations engendrées par les planètes extérieures et en particulier Jupiter, mais ne joue en rien sur l'insolation globale de la planète. A faible obliquité, les hautes latitudes reçoivent moins d'insolation, ce qui permet la formation d'une calotte polaire permanente aux pôles. La majorité du  $CO_2$  condense au pôle ainsi que le  $CO_2$  présent dans le régolite également. Le premier paramètre atmosphérique influencé par les changements d'obliquité est la pression globale de surface. La figure IV.1. montre la variation de la pression atmosphérique en fonction de l'obliquité calculée par le modèle de Fanale et al. (1982). Lorsque l'obliquité augmente, la masse totale de l'atmosphère est contrôlée par l'équilibre produit par les processus d'adsorption et de désorption se déroulant entre l'atmosphère et le régolite. Lorsque l'obliquité est inférieure à la valeur actuelle (25 degrés), une calotte polaire massive et permanente de  $CO_2$  se forme aux pôles, contrôlant ainsi la pression atmosphérique globale. Durant cette époque, la variation méridionale de la température moyenne de la surface est maximale et la calotte polaire pérenne épaisse se forme alors au détriment du dioxyde de carbone atmosphérique. Lorsque l'obliquité est faible, le cycle de la vapeur d'eau est fortement transformé et la quantité totale de vapeur d'eau atmosphérique est alors réduite à sa plus basse concentration à cause de son piégeage dans cette calotte polaire permanente (Ingersoll, 1974; Toon et al., 1980; Pollack et Toon, 1982). Pendant cette période, la colonne totale de vapeur d'eau dans l'atmosphère pourrait être de  $10^{-5}$  microns précipitables (Lindner, 1985). Pour ce qui est du permafrost, celui-ci est stable seulement aux hautes latitudes. La conséquence essentielle de la diminution de la pression atmosphérique est un affaiblissement de la vigueur des processus dynamiques, ce qui ne permet plus à

ceux-ci de mettre en suspension les poussières du régolite et l'atmosphère est donc particulièrement claire. Cette disparition des tempêtes de poussières a pour conséquence une diminution du chauffage de l'atmosphère, ce qui produit des gradients thermiques plus larges avec un contrôle dynamique plus important (Toon *et al.*, 1980).



**Figure IV.1.** Variation de la pression atmosphérique martienne en fonction de l'obliquité (Fanale *et al.*, 1982)

Pour ce qui est de la composition chimique de l'atmosphère, l'azote moléculaire et l'argon ne condensent pas et donc quelques dixièmes de mb restent dans l'atmosphère en complément des quelques dixièmes de millibars (0.02 pour la période pre-Tharsis et de 0.1 mb pour la période post-Tharsis) de  $CO_2$  (Lindner, 1985). En période de faible obliquité, l'eau adsorbée dans le régolite va désorber massivement et diffuser rapidement dans l'atmosphère vers les régions polaires où elle condense. La désorption du régolite va produire une concentration globale estimée entre 0.2 et 12 microns précipitables. La concentration globale de l'hydrogène moléculaire, qui est aussi une source importante d'hydrogène non-appariés, est difficile à estimer vu l'importance des processus chimiques se déroulant dans la haute atmosphère, mais l'on peut concevoir que le rapport  $H_2/H_2O$  ne varie pas. Malgré les incertitudes sur l'abondance et la distribution de l'eau, et donc sur

l'état d'oxydation de l'atmosphère, on peut supposer qu'une large concentration de CO et d'oxygène moléculaire peu exister, pouvant atteindre une concentration similaire à celle du dioxyde de carbone. Ceci signifie qu'en première approximation, durant les périodes de faible obliquité, l'atmosphère martienne est constituée de 5 gaz avec des rapport de mélanges équivalents. Cette modification des rapports de mélange des constituants majeurs de l'atmosphère va modifier fortement son poids moléculaire. Comme l'atmosphère est extrêmement sèche, le cycle catalytique des hydrogènes non-appariés est radicalement modifié. La concentration totale des hydrogènes appariés diminue de plusieurs ordres de grandeur par rapport aux valeurs actuelles, ce qui a pour conséquence que la pression partielle du monoxyde de carbone ne dépend plus de la quantité totale d'eau. Pour des conditions extrêmes, en dessous d'une colonne globale de  $10^{-6}$  microns précipitables, la pression partielle du CO est approximativement constante (de l'ordre de  $10^{-1}$  mb) et celle de l'oxygène moléculaire de l'ordre de  $5 \times 10^{-2}$  mb. Les conditions de sécheresse s'intensifiant au cours d'une période de faible obliquité, la concentration totale d'ozone pourrait atteindre une valeur de l'ordre de 200 micromètres atmosphère, sans pour cela permettre un chauffage suffisant pour perturber les processus de condensation et sublimation du dioxyde de carbone et de l'eau (Lindner, 1985). La figure IV.2. présente les distribution verticales de la concentration des composés atmosphériques calculées par le modèle unidimensionnel de Lindner (1985) pour une faible obliquité (9 degrés) et une colonne totale de vapeur d'eau de  $10^{-6}$  microns précipitables. Lorsque l'obliquité augmente, la pression augmente parallèlement à la fréquence et à l'intensité des tempêtes de poussières. Le transport de la chaleur vers les régions polaires s'accroît, ce qui réduit les gradients méridionaux de température et ne permet plus la formation d'une épaisse calotte polaire pérenne de glace sèche. C'est la modification de la structure thermique de l'atmosphère et du régolite qui permet la désorption massive des volatiles contenus dans les différents réservoirs. L'augmentation de la masse totale de l'atmosphère permet une intensification de l'effet de serre atmosphérique et l'augmentation de la quantité totale de poussières en suspension. Au cours de cette période, l'absorption par les gaz devient négligeable par rapport aux poussières et le chauffage de l'atmosphère est uniquement produit par l'absorption de la radiation solaire par les aérosols. Pour résumer, la figure IV.3. présente un schéma des conditions de Mars pour des obliquités extrêmes.

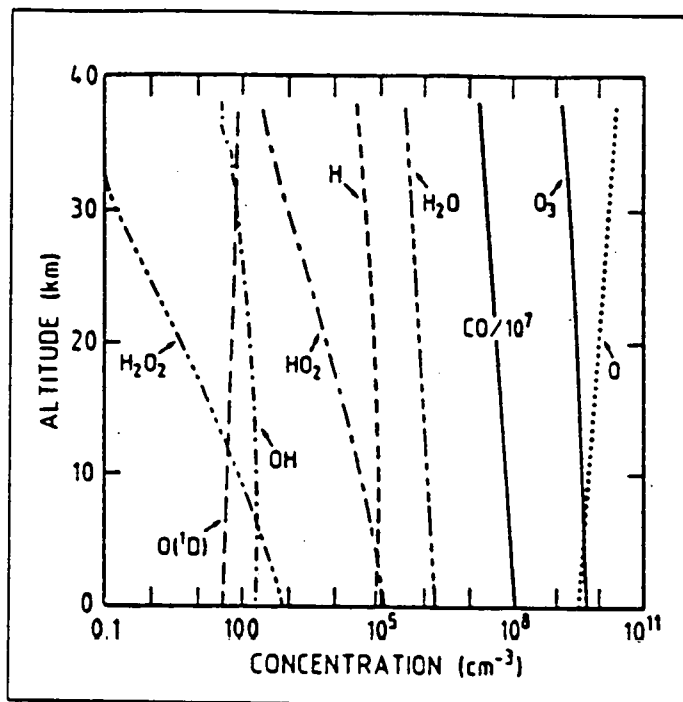


Figure IV.2. Distributions des composés atmosphériques martiens calculées pour une faible obliquité (Lindner, 1985).

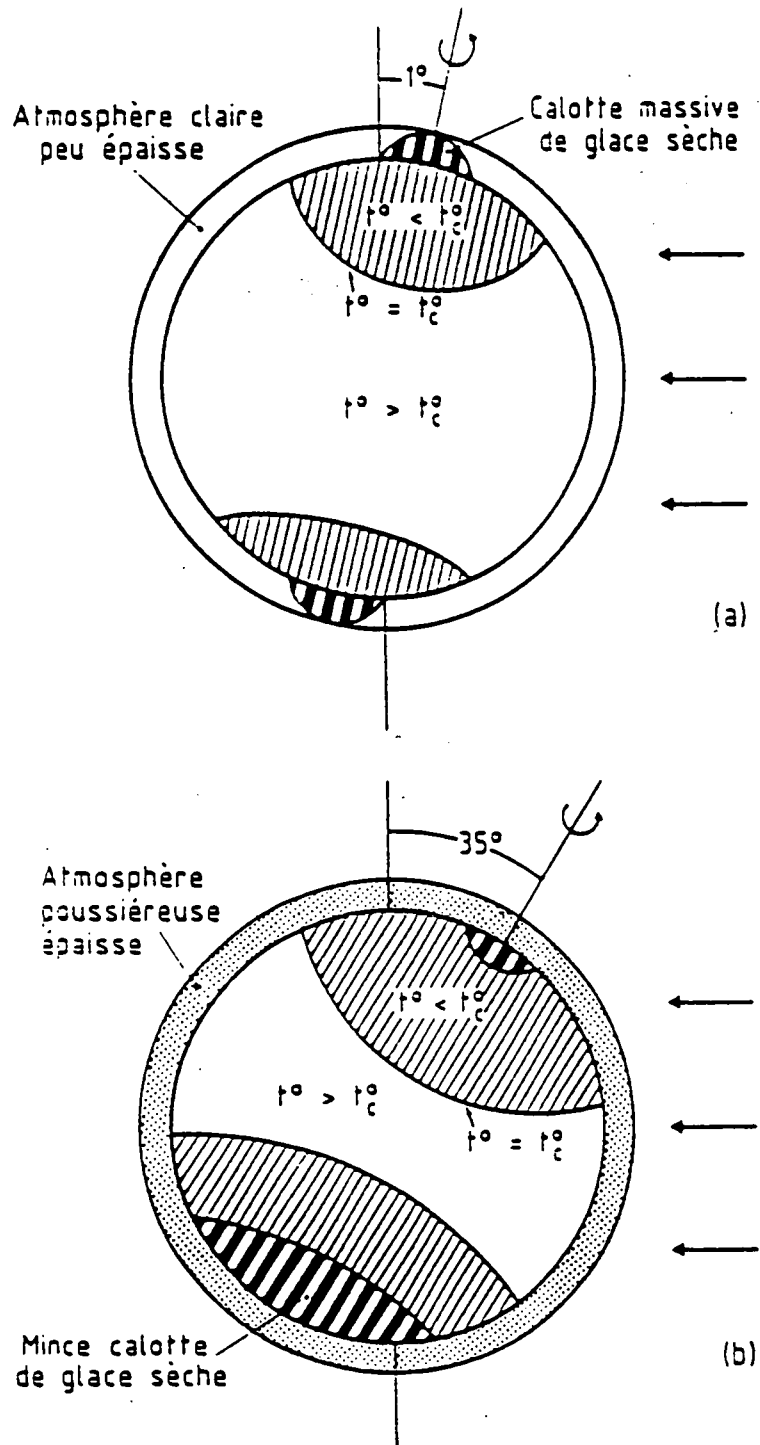


Figure IV.3. Schéma représentant les conditions martiennes pour (a) une faible obliquité et (b) une large obliquité. Dans cette figure,  $t^\circ$  représente la température et  $t_c^\circ$  la température de condensation du  $CO_2$

## b Modélisation de l'atmosphère en période de faible obliquité

### 1. Introduction

Le tableau IV.1. reprend les conditions initiales que nous avons introduites dans le modèle pour simuler l'atmosphère en période de faible obliquité. L'estimation des rapports de mélange des constituants majeurs de l'atmosphère est basée sur l'étude de *Lindner* (1985). Pour cette simulation, nous avons utilisé la distribution spatio-temporelle de l'eau observée par Viking mais divisée par 10. Les paramètres d'ondes utilisés pour simuler les ondes de gravité et de Rossby sont équivalents à ceux utilisés pour la simulation de l'atmosphère actuelle.

Obliquité	12 degrés
Pression globale	1.0 mb
Rapport de mélange du CO <sub>2</sub>	0.20
Rapport de mélange de N <sub>2</sub>	0.40
Rapport de mélange de CO	0.10
Rapport de mélange de Ar	0.20
Rapport de mélange de O <sub>2</sub>	0.10

**Tableau IV.1.** Conditions initiales introduites dans le modèle pour la simulation de l'atmosphère en période de faible obliquité

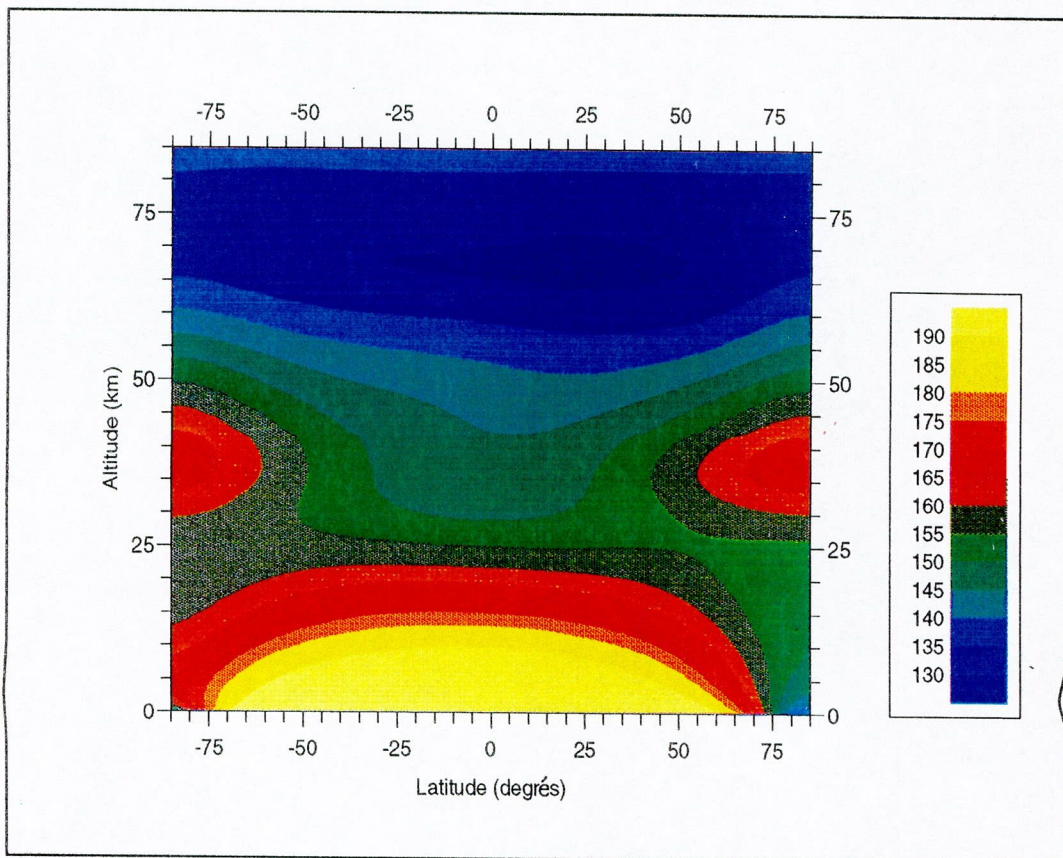
### 2. Structure thermique

La figure IV.4. montre la distribution de la température pour une obliquité de 12 degrés et pour une longitude solaire de 360 degrés. Malgré un changement notable de la répartition méridionale de l'énergie solaire, qualitativement, la structure thermique de l'atmosphère reste équivalente à celle que l'on observe aujourd'hui, avec l'apparition des deux maxima dans l'atmosphère moyenne des régions polaires et un minimum dans l'atmosphère moyenne des régions tropicales





obliquité, les hautes latitudes reçoivent beaucoup moins d'insolation, ce qui explique une diminution de l'ordre de 20 Kelvin par rapport à ce que l'on observe aujourd'hui. C'est évidemment cette diminution de température qui intensifie les processus de condensation de  $\text{CO}_2$  et qui à pour conséquence directe la formation d'une calotte polaire permanente de  $\text{CO}_2$  et la diminution radicale de la pression globale atmosphérique. Dans la haute atmosphère, les températures diminuent radicalement et atteignent un minimum de l'ordre de 130 kelvin vers 70 kilomètres d'altitude. Les maxima polaires, provoqués par l'augmentation de la vitesse du vent vertical descendant (cf. figure IV.6.) liée à la déposition des ondes de gravité n'atteignent plus que 165 degrés, ce qui est 20 Kelvin plus froid que ce que l'on observe aujourd'hui.

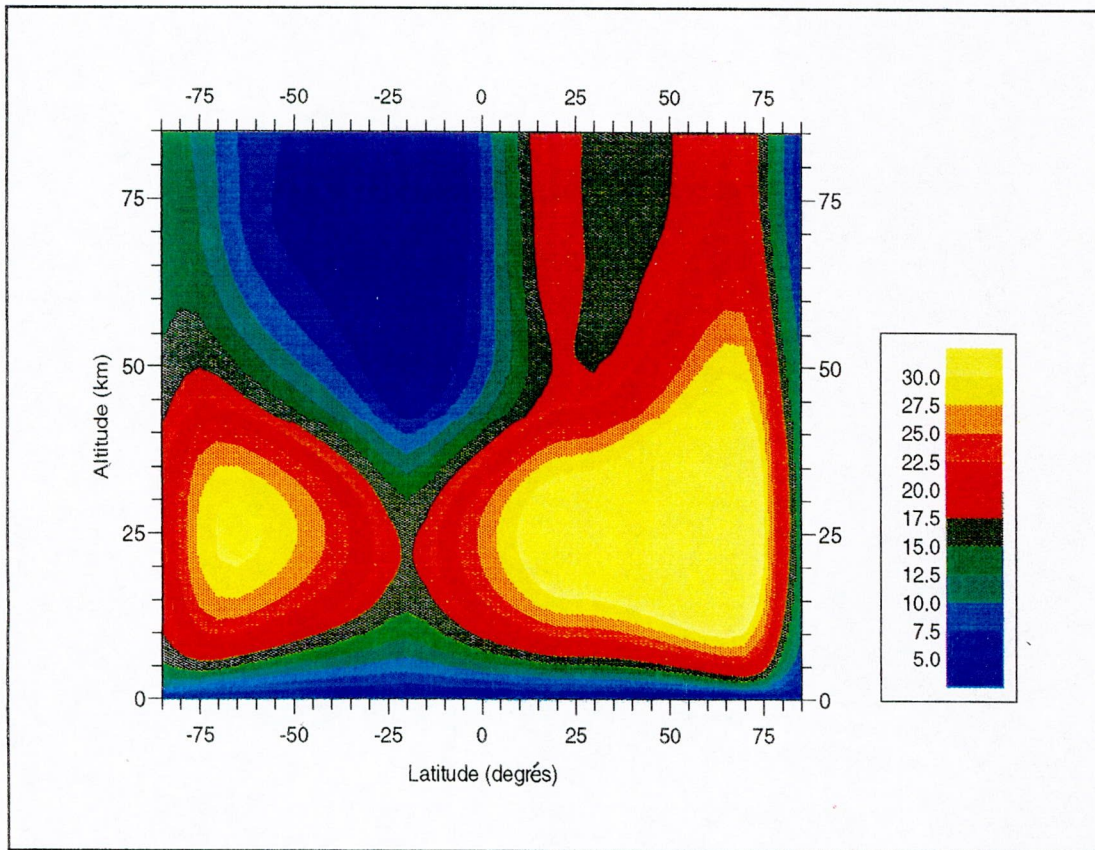


**Figure IV.4.** Distribution verticale et méridionale de la température calculée par le modèle pour une obliquité de 12 degrés et une longitude solaire de 360 degrés



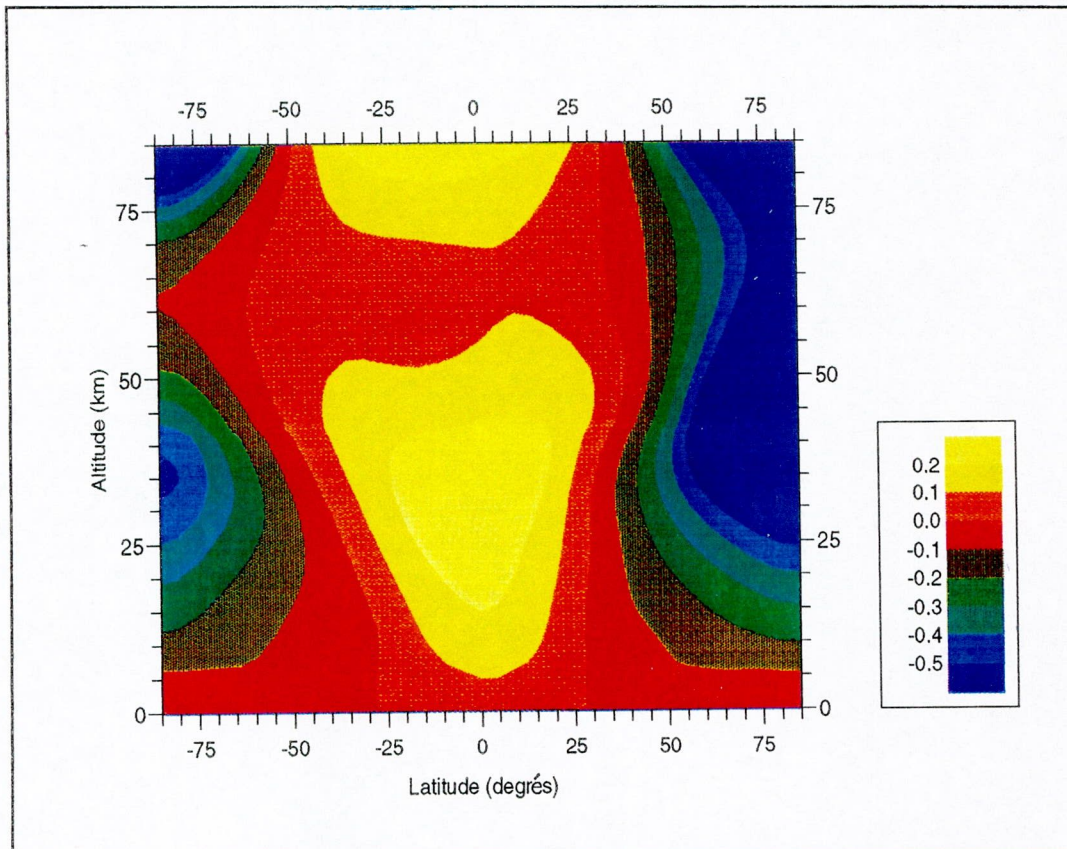
### 3. Structure dynamique

La figure IV.5. montre la distribution du vent zonal en période de faible obliquité, La structure reste similaire à celle calculée pour les conditions actuelles, avec cependant une diminution d'environ un facteur deux de la vitesse des vent zonaux.



**Figure IV.5.** distribution verticale et méridionale de la vitesse du vent zonal (en  $\text{m s}^{-1}$ ) calculée pour une obliquité de 12 degrés et une longitude solaire de 360 degrés.



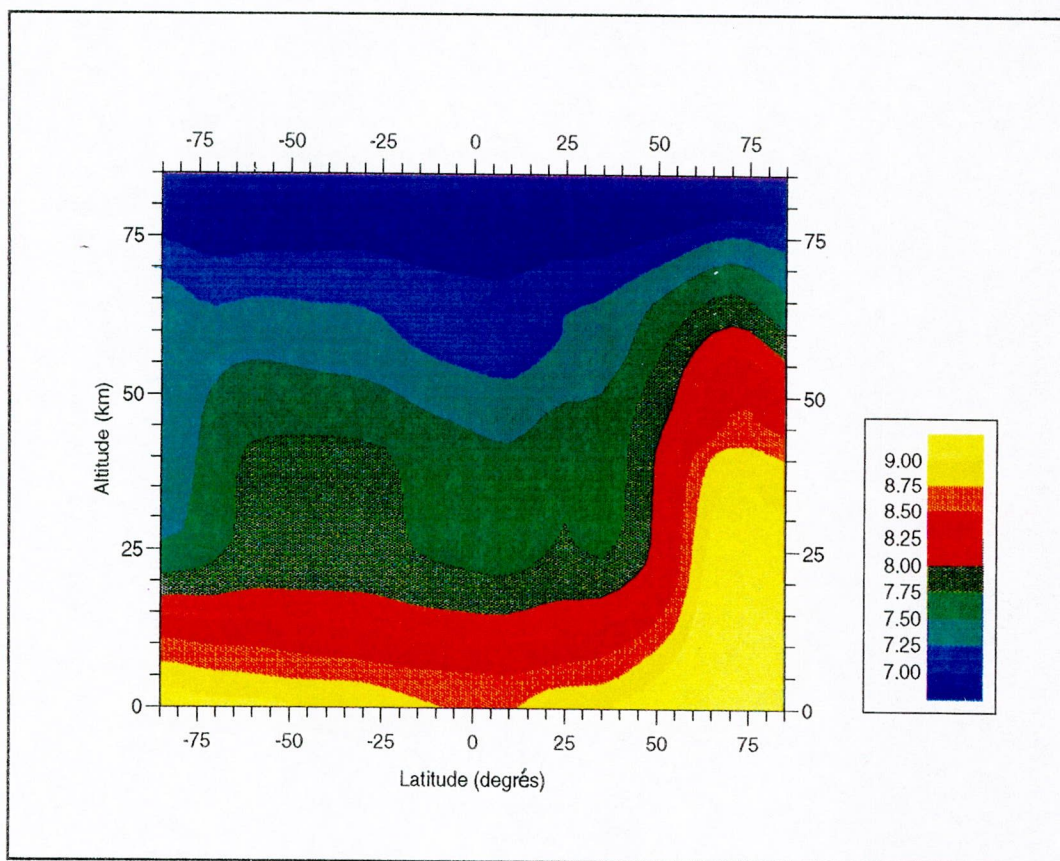


**Figure IV.6.** distribution verticale et méridionale de la vitesse du vent vertical (en  $\text{cm s}^{-1}$ ) calculée pour les mêmes conditions que la figure précédente.

#### 4. Structure chimique

Même si, d'un point de vue dynamique, la structure reste qualitativement la même, la baisse des températures et la condensation du  $\text{CO}_2$  qu'elle provoque vont modifier profondément la composition chimique de l'atmosphère. Donc, en période de faible obliquité, l'eau désorbe du régolite et migre rapidement (à l'échelle de l'année martienne (Jakosky, 1983) par diffusion dans les régions polaires où elle condense. Cette décroissance rapide de l'eau va modifier radicalement la concentration des hydrogène non appariés est réduire l'efficacité du cycle catalytiques des hydrogène impaires contrôlant non seulement l'abondance du monoxyde de carbone mais aussi l'abondance des oxygène non-appariés. La figure IV.7. présente la distribution méridionale et verticale de la concentration d'ozone pour une obliquité de 12 degrés et une longitude solaire de 360 degrés.

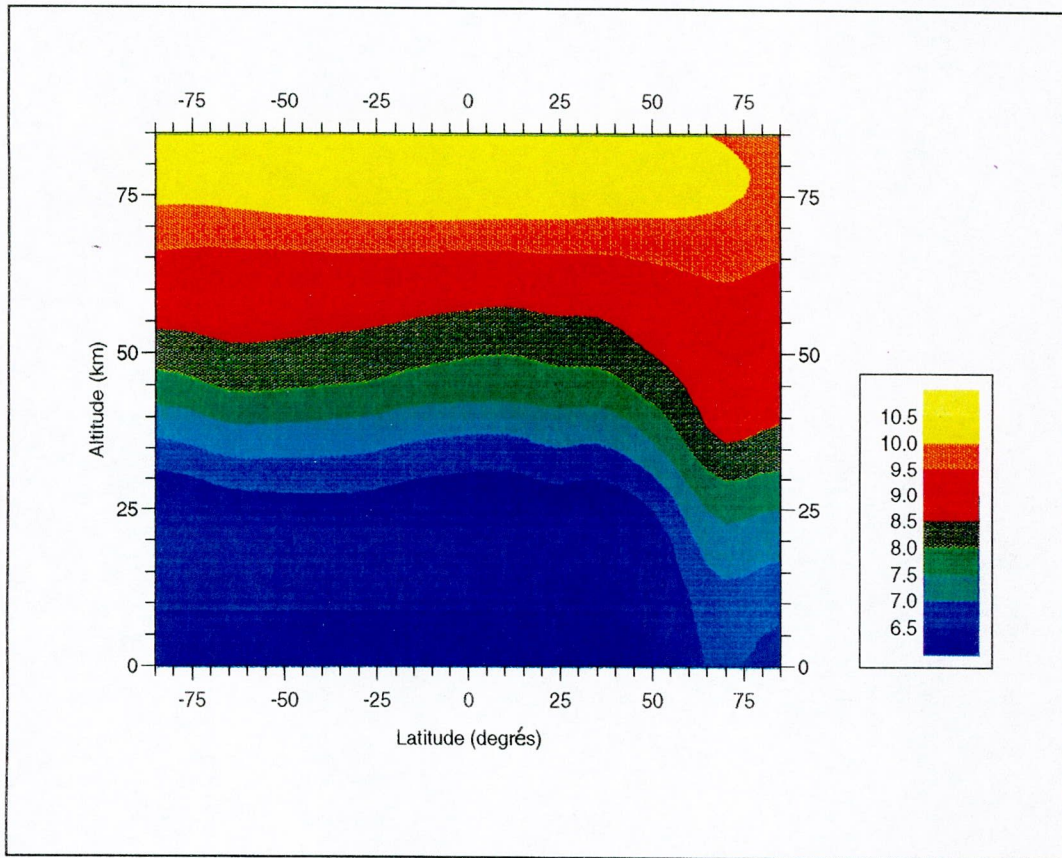




**Figure IV.7.** distribution verticale et méridionale du logarithme de la concentration d'ozone calculée pour les mêmes conditions que la figure précédente.

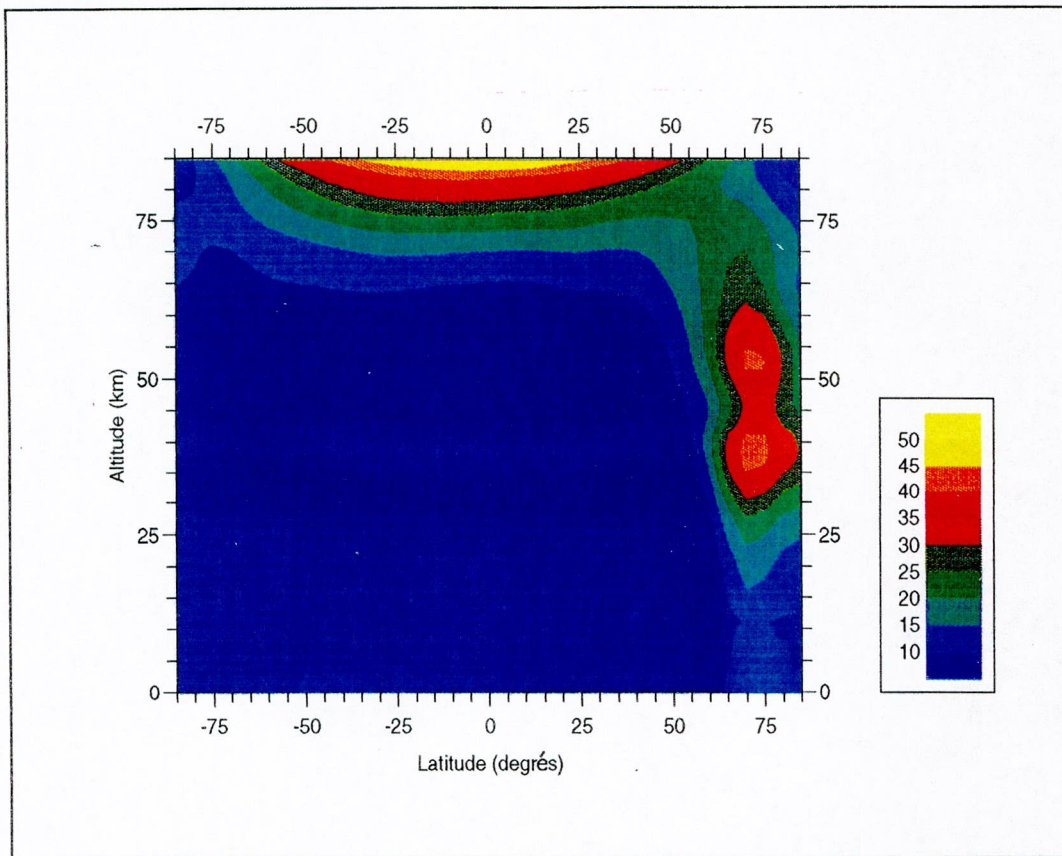
Comparativement à la situation actuelle, la concentration d'ozone augmente globalement à toutes les latitudes d'environ un ordre de grandeur. Dans les régions polaires, principalement en réponse à la réduction de l'eau et de  $\text{H}_2\text{O}_2$  par condensation mais aussi grâce à la diminution de la perte photolytique produite par la réduction de l'insolation, la colonne totale d'ozone double par rapport aux valeurs actuelle. Néanmoins, cet accroissement de concentration n'est pas suffisant pour chauffer l'atmosphère et réduire l'efficacité du mécanisme de condensation du  $\text{CO}_2$ . Comme montré à la figure IV.8., la concentration de l'oxygène atomique est plus importante aux latitudes équatoriales qu'aux latitudes polaires. L'oxygène atomique étant principalement produit par la photodissociation de  $\text{CO}_2$ , et dépend donc du flux solaire. Dans les régions équatoriales, malgré une augmentation de la perte due à la présence de  $\text{HO}_x$ , l'augmentation de production de O due à la photolyse de  $\text{CO}_2$  reste dominante et produit des concentrations plus élevées.





**Figure IV.8.** distribution verticale et méridionale du logarithme de la concentration de O calculée pour les mêmes conditions que la figure précédente.

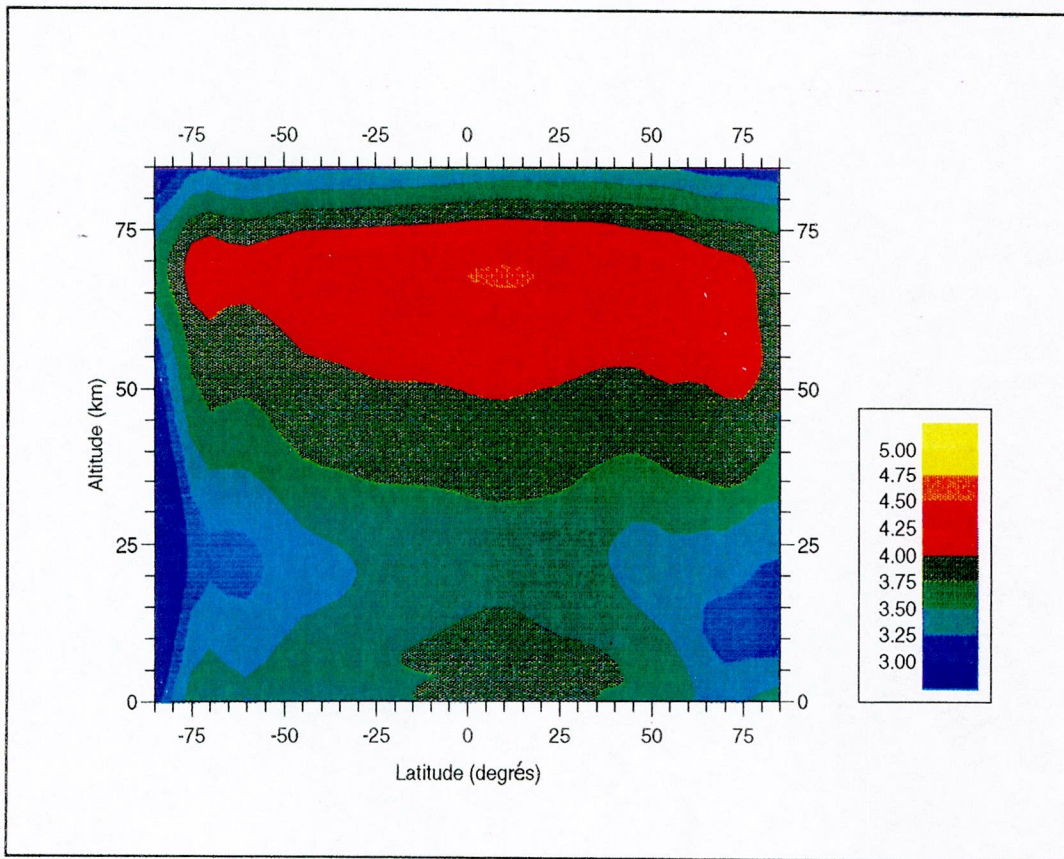
La concentration de  $O(^1D)$  quant à elle est nettement plus élevée en période de faible obliquité principalement à cause de l'augmentation de l'ozone qui est sa source majeure. La figure IV.9. montre la distribution de  $O(^1D)$  pour une longitude solaire de 360 degrés. Les concentrations maximales sont calculées dans les régions polaires d'hivers, où la forte concentration d'ozone permet une production élevée par photolyse. Dans les autres régions de l'atmosphère, la perte par désactivation par réaction avec les constituants majeurs de l'atmosphère domine et produit des concentrations infimes.



**Figure IV.9.** distribution verticale et méridionale de la concentration de  $O(^1D)$  calculée pour les mêmes conditions que la figure précédente.

En période de faible obliquité, la réduction de la concentration de l'eau et de l'hydrogène moléculaire va diminuer de plusieurs ordres de grandeur la concentration des hydrogènes non-appariés. La figure IV.10. montre la distribution méridionale et verticale du radical hydroxyle. Comparativement à la période actuelle, la concentration globale diminue de pratiquement deux ordres de grandeur dans les régions polaires. Le modèle calcule un maximum vers 70 kilomètres d'altitude qui est relié à l'augmentation de la concentration de  $O(^1D)$  qui réagit avec l'hydrogène moléculaire pour former OH.





**Figure IV.10.** distribution verticale et méridionale du logarithme de la concentration de OH calculée pour les mêmes conditions que la figure précédente.



### 3. Fluctuation naturelle de l'irradiance solaire

De multiples études théoriques ont prouvé que la composition chimique et la structure physique de l'atmosphère terrestre étaient affectées par la variabilité solaire (*Brasseur and Simon, 1981; Brasseur et al., 1983; Garcia et al., 1984*). Actuellement, il existe une corrélation entre la variation de l'irradiance solaire et les modifications météorologiques et climatologiques de l'environnement terrestre, malgré que l'énergie solaire totale varie très peu durant les cycles d'activité solaire. *Brusa et Frohlich (1982)* ont montré que la constante solaire ne varie en fait que de  $\pm 2 \text{ Wm}^{-2}$  autour de sa moyenne ( $1367 \text{ Wm}^{-2}$ ) au cours d'un cycle de 11 ans. Cependant, même si cette variation de l'énergie totale est faible, la distribution spectrale de cette variation peut influencer considérablement sur la structure physico-chimique de l'atmosphère, une variation de 0.5 % de la radiation solaire incidente pouvant provoquer une variation importante de l'altitude de la tropopause terrestre. Les variations maximales de l'irradiance sont observées dans la partie ultraviolette du spectre. Ces longueurs d'onde contribuent peu à la constante solaire mais influencent directement la chimie atmosphérique en dissociant un grand nombre de gaz en trace tant dans l'atmosphère terrestre que dans l'atmosphère martienne. L'irradiance solaire est soumise à trois types de cycle: 1) des variations à très court terme (quelques secondes à quelques heures), 2) un cycle de variation de 27 jours lié à la rotation du soleil et 3) un cycle de 11 ans associé au cycle des taches solaires. Les observations (*Rottman, 1983*) ont montré que la variabilité de l'irradiance était plus prononcée aux basses longueurs d'onde et que cette variabilité diminue au fur et à mesure que la longueur d'onde augmente. Au dessus de 210 nm, la variabilité mesurée est similaire à l'imprécision instrumentale. La variabilité de l'émission de la radiation électromagnétique peut avoir deux conséquences directes sur l'atmosphère. La première est une modification du taux de chauffage de l'atmosphère due à l'oxygène moléculaire et à l'ozone. Néanmoins, dans l'atmosphère martienne, la concentration de ces deux gaz étant minime dans la basse et moyenne atmosphère, le taux net de chauffage ne devrait pas être modifié substantiellement comparativement à la Terre.

Le deuxième effet direct est une modification des taux de photodissociation des composés atmosphériques. Le CO<sub>2</sub> atmosphérique martien étant avant tout photodissociée dans la région spectrale où la variabilité est maximale, les modifications dues aux fluctuations de l'irradiance solaire pourraient être importantes dans l'atmosphère martienne. Pour analyser ce problème, nous avons introduit dans le modèle la variabilité présentée à la figure IV.11. qui est tirée d'une étude de *Simon et al.* (1990). Ces rapports sont valables pour le cycle de variation de 11 ans.

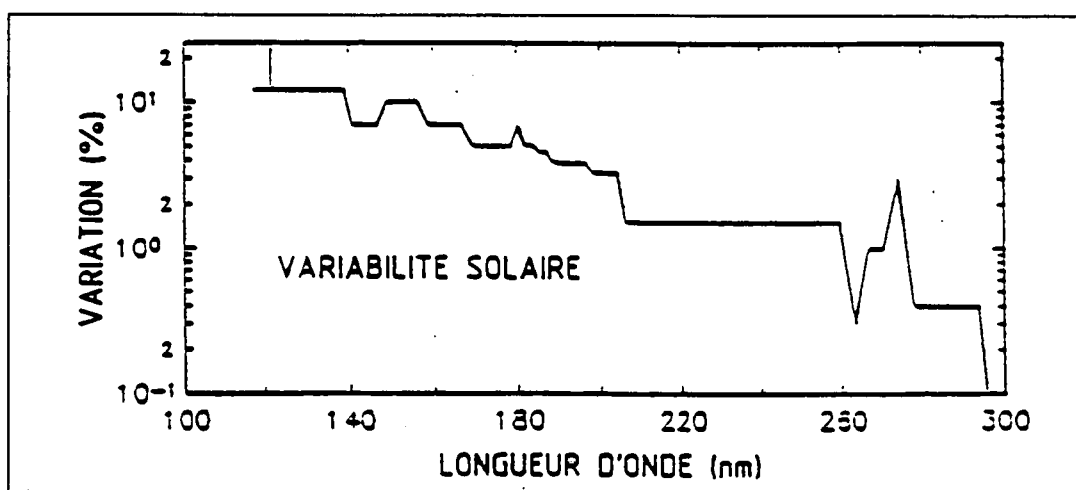


Figure IV.11. Variabilité solaire introduite dans le modèle

La réponse de l'atmosphère au changement du forçage solaire est modeste mais plus élevée (d'un facteur deux) que sur Terre. La figure IV.12. montre la différence absolue entre le maximum et le minimum solaire pour la température calculée pour une longitude solaire de 251 degrés (périhélie). Les variations du flux solaire conduisent à une augmentation de la température légèrement supérieur à 1 degré vers 15 kilomètres d'altitude dans les régions équatoriales.

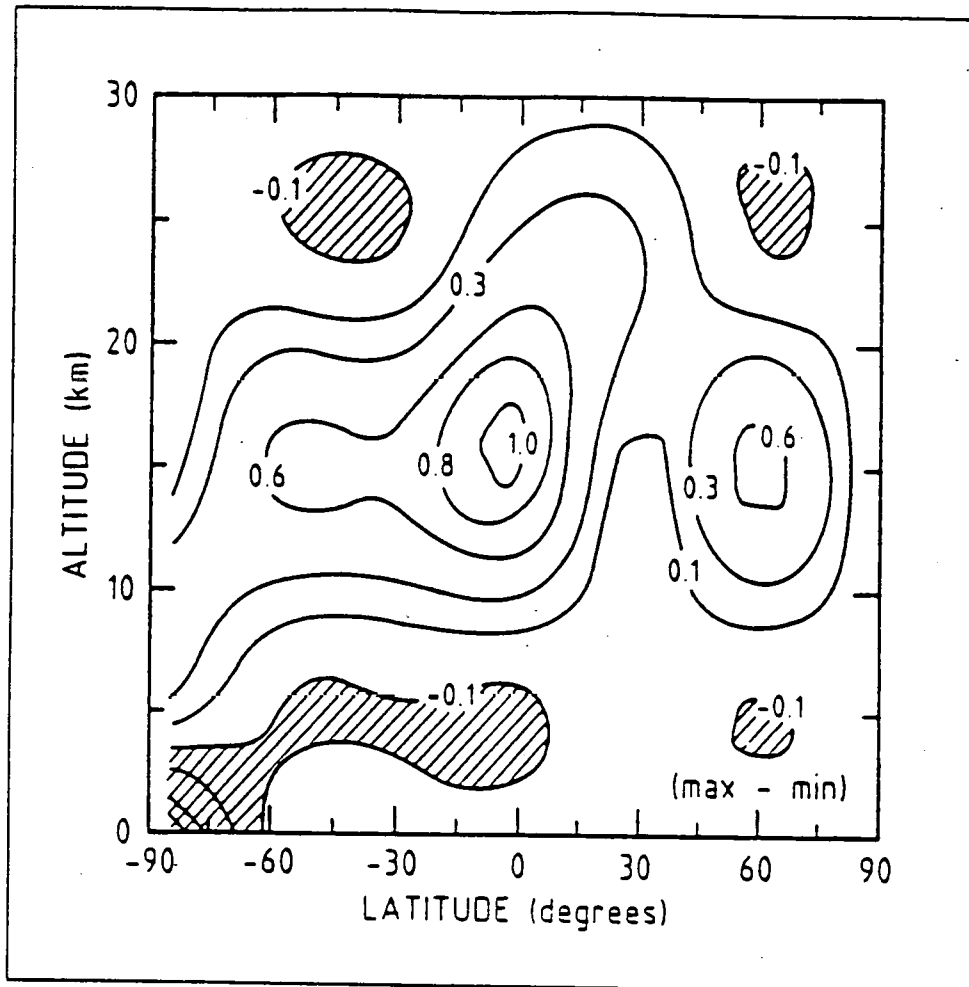
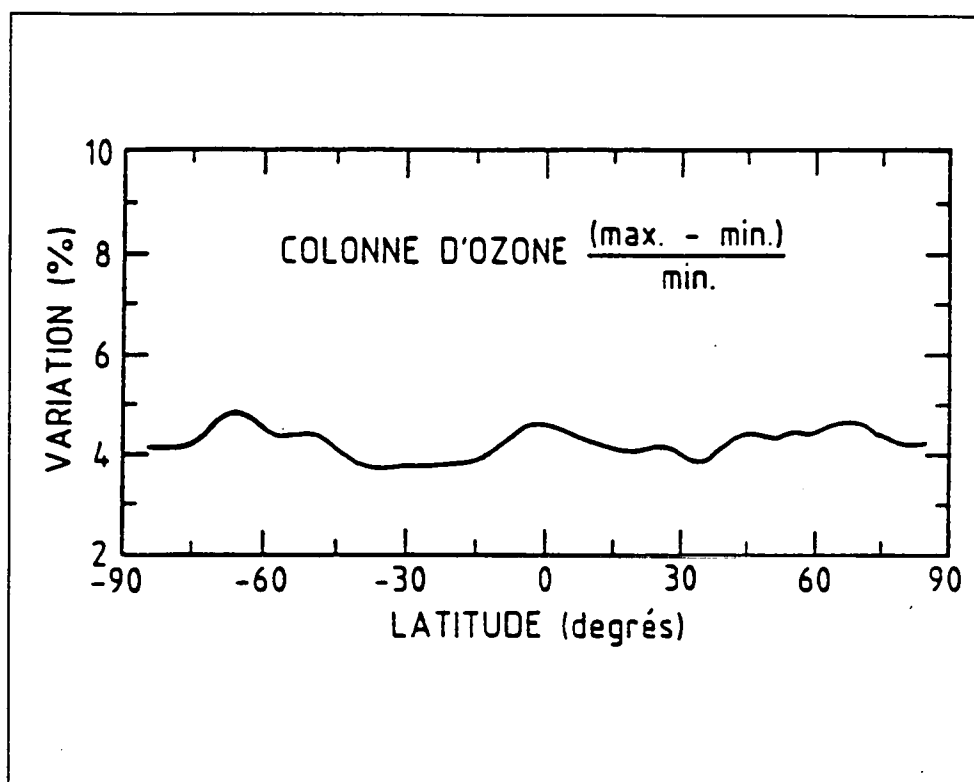


Figure IV.12. Différence absolue de température entre le maximum et le minimum solaire.



**Figure IV.13.** Variation de la colonne totale d'ozone en fonction de la latitude associée au cycle de variabilité solaire de 11 ans.

Pour ce qui est de la composition chimique de l'atmosphère, nous avons étudié la variation de la concentration totale d'ozone. Ce gaz en trace est important car il participe partiellement au chauffage atmosphérique mais produit par photodissociation les atomes d'oxygène dans l'état excité ( $^1D$ ) qui sont essentiels dans la photolyse indirecte de l'eau et donc pour le cycle catalytique actuel des hydrogène non-appariés. La figure IV.13. montre la variation de la colonne totale d'ozone en fonction de la latitude associée au cycle de 11 ans de variabilité solaire. Comme pour la température, la variation est modeste et fluctue légèrement autour de 4.5 pour-cent pour toutes les latitudes.

## c. Effets des tempêtes de poussières sur la structure atmosphérique

### 1. Description du phénomène

L'un parmi les plus surprenants événements météorologiques sur Mars est le développement de tempêtes de poussières (Zurek, 1978, Zurek, 1981; Zurek, 1982; Martin, 1984) à l'échelle de la planète. Ces tempêtes sont principalement originaires de trois régions (Hellespontus, Noachis, et Solis Planum) qui sont des haut-plateaux situés entre 20 et 40 degrés de latitude sud. Les différentes sondes qui ont survolé Mars (cf. annexe 1) ont également montré l'existence d'une multitude de tempêtes locales situées en de nombreux endroits. D'un point de vue temporel, l'observation montre que les tempêtes globales débutent toujours lorsque Mars approche de son périhélie (début de l'été austral), en notant toutefois le caractère non cyclique du phénomène. Certaines années n'ont pas vu le développement de ce type d'événement. On peut caractériser une tempête de poussières par trois phases (Greeley et al., 1981). La première est définie par l'apparition en surface d'une "tache brillante" de 400 kilomètres de diamètre persistant pendant 5 jours.

On connaît encore mal le mécanisme commandant le déclic du phénomène et sa croissance. La turbulence engendrant le processus est sans doute provoquée par la rencontre de deux masses d'air de température différente, mais aussi grâce à la désorption du  $CO_2$  contenu dans le régolite (voir plus loin) qui injecterait des poussières dans l'atmosphère et provoquerait ainsi un réchauffement local de l'atmosphère et une augmentation de la turbulence. Survient ensuite la phase d'expansion de la tempête. Elle s'étend dans le temps sur une durée de 30 à 70 jours et ne semble pas affectée par la topographie accidentée de la surface. C'est durant cette phase que les poussières sont dispersées dans l'atmosphère jusqu'à une altitude maximale comprise entre 40 et 70 kilomètres selon les observations (Blamont et al., 1989; Krasnopolsky et al., 1989). Le mécanisme d'expansion est encore mal connu, cependant deux théories essentielles permettent d'entrevoir un réponse. Selon Golitsyn (1973) et Hess (1973), un nuage atteignant un seuil de taille

critique est capable d'engendrer sa propre source de chaleur par absorption de la radiation solaire. Le gradient thermique ainsi créé aux bords du nuage provoque une ascendance interne qui soulève encore plus de poussières. Le nuage, grâce à ce phénomène, peut alors atteindre des proportions planétaires. Lorsque toute la tempête recouvre la planète, le nuage n'ayant plus de bordure, le mécanisme de croissance cesse, et les poussières commencent à se déposer.

La dernière phase est dite phase de subsidence et dure entre 50 et 100 jours. Durant cette période, les poussières sédimentent, les premières régions s'éclaircissant étant les pôles et les régions topographiquement hautes. Vu l'évolution géologique complexe qu'a subi la surface martienne, il est très difficile de caractériser minéralogiquement les poussières. Le nuage est sans doute composé d'un mélange complexe de minéraux ignés et de leur produit d'altération. Au vu de l'analyse des spectres obtenus durant les précédentes missions spatiales, les minéraux prépondérants sont les argiles (montmorillonite 219b) et de fines particules de basalte pulvérisé. La taille moyenne de ces particules est certainement comprise entre 0.1 et 10 microns ( *Toon et al.*, 1977). La faible taille des poussières est l'un des faits marquants qui ressort des observations. En effet, dans les conditions de pression et de gravité de l'environnement martien actuel, la mise en suspension de si petites particules requiert une vitesse de vent de surface démesurée. Ces vents n'ont pratiquement pas été observés et il faut donc faire appel à d'autres mécanismes susceptibles d'expliquer cette particularité. Un mécanisme probable a été proposé ( *Johnson et al.*, 1975) et met en jeu comme principal moteur de la mise en suspension des petites particules, le cycle d'adsorption et de désorption du  $CO_2$  du régolite martien. Le mécanisme peut se résumer en trois phases. La première est liée directement au flux de  $CO_2$  quittant la surface. En effet, la conséquence d'une sédimentation lente du nuage de poussières est un granoclassement fin de la dernière couche qui se dépose. Cette couche très fine est de part sa structure fortement imperméable et fait donc obstacle au  $CO_2$  qui se désorbe. Lorsque la température de surface augmente au fur et à mesure que la planète approche du périhélie, le  $CO_2$  qui se désorbe va s'accumuler et former une poche à proximité de la surface. Une fois la limite de rupture atteinte, la fracture de cette poche va provoquer une désorption explosive et la mise en suspension de particules très fines dans l'atmosphère. Ces aérosols vont alors absorber l'énergie solaire, augmenter le taux net de réchauffement atmosphérique et ainsi provoquer

une augmentation de la turbulence et une persévérance du mécanisme. La mise en suspension de particules dans l'atmosphère a un impact important sur les processus aéronomiques et radiatifs.

Certaines études ( Zurek, 1978; Zurek, 1981; Haberle et al., 1982; Zurek, 1982; Jakosky and Martin, 1987) montrent que les poussières provoquent une forte augmentation du taux net de réchauffement journalier (de l'ordre de 50 K par jour). L'augmentation de température qui en résulte a un effet direct sur la structure chimique et dynamique de l'atmosphère. La rétroaction sur la chimie ne se fait pas uniquement par l'accroissement de la température (et donc de la vitesse des réactions), mais aussi par une modification sensible de l'efficacité de photodissociation des composés chimiques ainsi qu'un effet lié à la chimie hétérogène se déroulant sur les poussières. L'effet thermique influence également la dynamique par une modification importante des gradients thermiques et donc de la vitesse des vents mais aussi par une modification probable du taux de sublimation du  $CO_2$  aux pôles et par conséquent de la composante méridionale de la circulation générale.

## 2. Impact des poussières sur la structure atmosphérique

### a. Formalisme du modèle radiatif de diffusion multiple

Avant de commencer la description des mécanismes de transfert radiatif, il faut spécifier que nous utilisons le terme "solaire" dans un sens large et que ce terme fait référence à la radiation UV-visible. Lorsque l'épaisseur de l'atmosphère est nettement inférieure au rayon de la planète, ce qui est le cas habituellement des planètes telluriques possédant une atmosphère, la géométrie plane parallèle peut être utilisée dans la plupart des applications. Cette dernière réduit une atmosphère sphérique à une couche uniforme surmontant une surface plane (figure IV.14.).



La direction de référence est le zénith ( $z$ ), la normale au plan de référence. La direction d'incidence (d'émission) est définie par l'angle d'incidence  $\theta_0$  (émission,  $\theta^+$  et  $\theta^-$ ) mesuré par rapport au zénith.

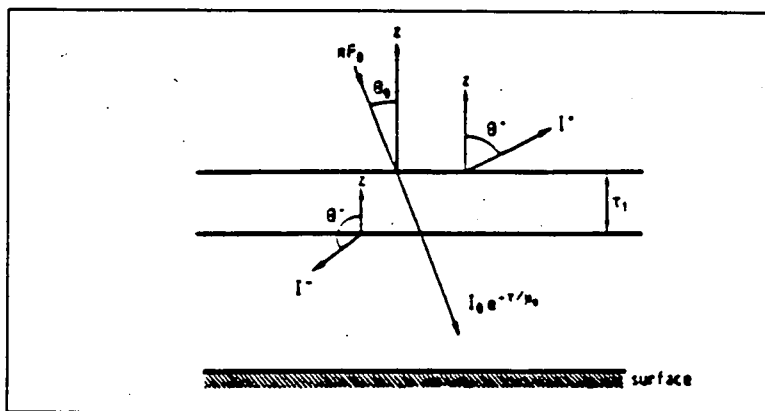


Figure IV.14. Schéma de la géométrie plane parallèle.

Les directions d'incidence et d'émission sont souvent exprimées en fonction de leur cosinus,  $\mu_0 = \cos(\theta_0)$ ,  $\mu = \cos(\theta^{\pm})$ . La seconde direction de référence est l'azimut, la direction dans le plan de la surface (figure IV.15.). L'angle  $\phi_0$  est l'azimut du rayon incident  $\pi f_0$ , et  $\phi$  l'azimut du rayon réfléchi ou transmis. L'angle de diffusion  $\Phi$  est l'angle entre la direction du rayon incident et la direction du rayon diffusé. Il peut être calculé à partir de l'angle zénithal et l'azimut des rayons incidents et diffusés par l'expression suivante:

$$\cos \Phi = \mu \mu_0 + \sqrt{(1 - \mu^2)(1 - \mu_0^2)} \cos(\phi - \phi_0)$$

(IV.1.)

Quant à l'épaisseur optique de l'atmosphère ( $\tau_1$ ), elle est donnée par l'expression suivante:

$$\tau_1 = \int_0^{\infty} dz k(z) \rho(z)$$

(IV.2.)

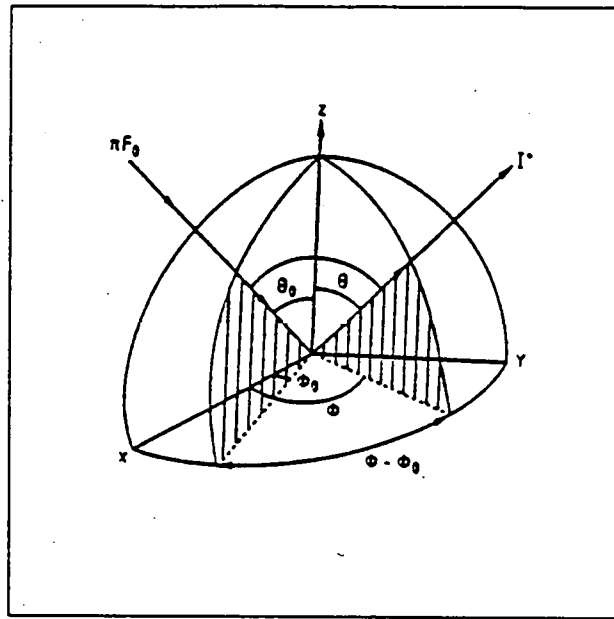


Figure IV.15. Schéma du système de coordonnées.

L'équation générale monochromatique du transfert radiatif pour un milieu plan parallèle contenant des particules diffusantes et en équilibre thermodynamique local est donnée par (Toon et al., 1989):

$$\frac{\partial I_{\nu}}{\partial \tau_{\nu}} = I_{\nu}(\tau_{\nu}, \mu, \phi) - S_{\nu}(\tau_{\nu}, \mu, \phi) - \frac{\omega_0}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 P_{\nu}(\mu, \mu', \phi, \phi') I_{\nu}(\tau_{\nu}, \mu', \phi') \partial \mu' \partial \phi'$$

(IV.3.)

où

- $\nu$  = longueur d'onde
- $\mu$  = cosinus de l'angle zénithal
- $\tau$  = épaisseur optique
- $\omega$  = albédo de simple diffusion
- $P$  = fonction de phase

---

$I$  = intensité

L'équation (IV.3.) est une équation de transport qui peut être résolue en lui appliquant des conditions au sommet et à la base de l'atmosphère. Pour le but que nous nous sommes fixés, c'est à dire de développer un modèle radiatif de diffusion multiple susceptible d'être couplé au modèle bi-dimensionnel martien (*Moreau et al.*, 1991), nous devons trouver une technique de résolution adéquate. De nombreux modèles radiatifs sophistiqués atteignant une précision bien supérieure à 1% sont actuellement disponibles. Toutefois, leur besoin en temps de calcul les rend inutilisables dans les modèles aéronomiques multidimensionnels du type que nous décrivons dans le présent travail. En faisant abstraction de tout schéma numérique, l'un de nos critères de sélection est que le code radiatif ne génère pas une erreur supérieure aux autres sources d'erreur. Ces sources sont notamment l'imprécision sur le flux solaire, et sur les paramètres optiques des particules diffusantes. Il existe dans la littérature de nombreuses publications décrivant et comparant une grande variété de techniques de résolution de l'équation IV.3. (*Lenoble*, 1985). Il n'est pas de notre propos ici de décrire ces techniques; nous nous focaliserons donc sur celles utilisées dans notre modèle et que nous décrivons plus loin. Une analyse critique des techniques permettant de traiter simultanément l'absorption, l'émission et la diffusion par les gaz et les aérosols nous a conduit à choisir les approximations "two-stream" comme technique de résolution de l'équation IV.3.. Les modèles numériques simulant une atmosphère plane parallèle emploient généralement deux équations différentielles du premier ordre permettant de calculer les flux montants et descendants aux limites d'une couche atmosphérique homogène. Pour former ces équations, les intégrations sont souvent faites indépendamment sur les deux hémisphères. Les approximations "two-stream" sont de cette classe et approchent la dépendance angulaire de la radiation diffusée par l'emploi d'un facteur de diffusion (*Lenoble*, 1985).

Donc, si l'on intègre l'équation IV.3. sur l'azimut et l'angle zénithal, nous obtenons l'équation suivante:

$$\begin{aligned} \frac{\partial F_n^\pm}{\partial \tau_n} &= \int_0^1 I_v^\pm(\tau_v, \mu) d\mu \mp \frac{1}{2} \int_0^1 \int_{-1}^{+1} P_v(\mu, \mu') \\ &I_v^\pm(\tau_v, \mu') d\mu d\mu' \mp \int_0^{2\pi} \int_0^1 S_v(\tau_v) d\mu' d\phi' \end{aligned} \quad (\text{IV.4.})$$

où

$F$	= flux
$I$	= intensité
$P$	= fonction de phase
$S$	= fonction source

*Meador et Weaver* (1980) ont montré que cette équation pouvait être réécrite sous la forme suivante, valable pour toutes les approximations two-stream:

$$\begin{aligned} \frac{\partial F_n^+}{\partial \tau_n} &= \gamma_{1n} F_n^+ - \gamma_{2n} F_n^- - S_n^+ \\ \frac{\partial F_n^-}{\partial \tau_n} &= \gamma_{2n} F_n^+ - \gamma_{1n} F_n^- + S_n^+ \end{aligned} \quad (\text{IV.5.})$$

Dans cette relation, les coefficients  $\gamma$  dépendent directement de la forme particulière de l'approximation utilisée. Les fonctions source  $S^+$  and  $S^-$  sont données par (*Toon et al.*, 1989) :

$$\begin{aligned} S^+ &= \gamma_3 \pi F_s \omega_0 e^{-\frac{(\tau_c + \tau)}{\mu_0}} \\ S^- &= \gamma_4 \pi F_s \omega_0 e^{-\frac{(\tau_c + \tau)}{\mu_0}} \end{aligned} \quad (\text{IV.6.})$$

et

$$S^+ = S^- = 2\pi(1-\omega_0)B(\tau)$$

(IV.7.)

pour l'UV-visible et l'infrarouge respectivement (Toon et al., 1989).

Dans notre cas, nous avons besoin d'estimer le flux net (pour calculer le taux net de réchauffement) et l'intensité moyenne diffusée (pour le calcul des coefficients de photodissociation).

Le flux net est défini comme suit:

$$F_{net} = \int I \mu d\Omega$$

(IV.8.)

où  $\Omega$  est l'angle solide et  $\mu$  est le cosinus de l'angle zénithal solaire mesuré par rapport à la normale à la surface. L'intensité moyenne diffusée est calculée grâce à l'expression suivante:

$$J = \frac{1}{4\pi} \int I d\Omega = \frac{(F^+ + F^-) (\gamma_1 - \gamma_2)}{4\pi (1 - \omega_0)}$$

(IV.9.)

Les équations du flux montant et descendant à la limite d'une couche peuvent être mises sous la forme (Toon et al., 1989)

$$\begin{aligned} F_n^+ &= k_{1n} e^{(\lambda_n \tau_n)} + \Gamma_n k_{2n} e^{(-\lambda_n \tau_n)} + C_n^+(\tau) \\ F_n^- &= \Gamma_n k_{1n} e^{(\lambda_n \tau)} + k_{2n} e^{(-\lambda_n \tau)} + C_n^-(\tau) \end{aligned}$$

(IV.10.)

Les coefficients  $k_1$  and  $k_2$  sont déterminés par les conditions aux limites, tandis que  $\Gamma$  and  $\lambda$  dépendent de l'approximation utilisée.

$$\lambda = (\gamma_1^2 - \gamma_2^2)^{\frac{1}{2}}$$

$$\Gamma = \frac{\gamma_2}{(\gamma_1 + \lambda)}$$

(IV.11.)

Pour l'UV-visible, les fonctions C sont données par (Toon et al., 1989):

$$C^+(\tau) = \frac{\omega_0 \pi F_s e^{-\frac{(\tau_0 + \tau)}{\mu_0}} \left( \left( \gamma_1 - \frac{1}{\mu_0} \right) \gamma_3 + \gamma_4 \gamma_2 \right)}{\left( \lambda^2 - \frac{1}{\mu_0^2} \right)}$$

$$C^-(\tau) = \frac{\omega_0 \pi F_s e^{-\frac{(\tau_0 + \tau)}{\mu_0}} \left( \left( \gamma_1 - \frac{1}{\mu_0} \right) \gamma_4 + \gamma_2 \gamma_3 \right)}{\left( \lambda^2 - \frac{1}{\mu_0^2} \right)}$$

(IV.12.)

les coefficients  $\gamma_3$  et  $\gamma_4$  dépendent directement de l'approximation two-stream utilisée. Les fonctions C pour l'infrarouge sont données par

$$C_n^+(\tau) = 2\pi\mu_1 \left( B_{0n} + B_{1n} \left( \tau + \frac{1}{(\gamma_{1n} + \gamma_{2n})} \right) \right)$$

$$C_n^-(\tau) = 2\pi\mu_1 \left( B_{0n} + B_{1n} \left( \tau - \frac{1}{(\gamma_{1n} + \gamma_{2n})} \right) \right)$$

(IV.13.)

Dans ces équations,  $B_{0n}$  est la fonction de Planck au sommet de la couche et  $B_{1n}$  est une fonction de la fonction de Planck au sommet et à la base de la couche.

Les équations décrites plus haut, valables pour une couche homogène peuvent être étendues à une atmosphère hétérogène en divisant l'atmosphère en une série de couches homogènes. Appliquant les conditions aux limites et réorganisant les équations, *Toon et al.* (1989) ont développé un système tridiagonal qui peut dès lors être résolu par les techniques standards.

La matrice à inverser est de la forme suivante:

$$A_l Y_{l-1} + B_l Y_l + D_l Y_{l+1} = E_l$$

$$Y_l = Y_{1n} \quad l = 2n - 1 =$$

$$Y_l = Y_{2n} \quad l = 2n =$$

(IV.14.)

où les coefficients ( A, B, D, E) dépendent des coefficients suivants:

$$e_{1n} = 1 + \Gamma_n e^{-(\lambda_n \tau_n)}$$

$$e_{2n} = 1 - \Gamma_n e^{-(\lambda_n \tau_n)}$$

$$e_{3n} = \Gamma_n + e^{-(\lambda_n \tau_n)}$$

$$e_{4n} = \Gamma_n + e^{-(\lambda_n \tau_n)}$$

(IV.15.)

Cette technique de résolution a le très grand avantage que le temps de calcul croît linéairement avec le nombre de couches. Quand les Y sont déterminés, le flux net et l'intensité moyenne à la base de la couche n sont donnés par:



$$\begin{aligned}
 F_{net} &= Y_{1n} (e_{1n} - e_{3n}) + (e_{2n} - e_{3n}) \\
 &\quad + C_n^+(\tau_n) - C_n^-(\tau_n) - d \\
 4\pi J &= \left(\frac{1}{\mu_1}\right) (Y_{2n} (e_{2n} + e_{4n}) + Y_{2n} (e_{1n} + e_{3n})) \\
 &\quad + C_n^+ + c_n^- + \frac{d}{\mu_0}
 \end{aligned}
 \tag{IV.16.}$$

où pour l'UV-visible

$$d = \mu_0 \pi F_s e^{-\frac{(\tau_c + \tau_n)}{\mu_0}}
 \tag{IV.17.}$$

et pour la radiation infrarouge,

$$d = 0
 \tag{IV.18.}$$

Le taux net de réchauffement/refroidissement est alors estimé en utilisant l'expression suivante

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_i = -\frac{1}{c_p \rho} \frac{F_v(z + \Delta z) - F_v(z)}{\Delta z}
 \tag{IV.19.}$$

où

- $\rho$  est la densité de l'air
- $C_p$  est la chaleur spécifique à pression constante
- $T$  est la température
- $t$  est le temps
- $z$  est l'altitude

Pour la partie ultra-violette et visible du spectre solaire, nous utilisons l'approximation "two-stream" dite d'Eddington (i.e. *Joseph et al.*, 1976) pour résoudre les équations de transfert. Dans ce cas, les coefficients gamma sont donnés par:

$$\gamma_1 = \frac{(7 - \omega_0(4 + 3g))}{4}$$

$$\gamma_2 = \frac{-(1 - \omega_0(4 - 3g))}{4}$$

$$\gamma_3 = \frac{(2 - 3g\omega_0)}{4}$$

$$\gamma_4 = (1 - \gamma_3)$$

(IV.20.)

Dans le domaine infrarouge, comme recommandé par *Toon et al.* (1989), nous utilisons l'approximation dite de la moyenne hémisphérique, et dans ce cas, les coefficients sont donnés par les expressions suivantes:

$$\gamma_1 = 2 - \omega_0(1 + g)$$

$$\gamma_2 = \omega_0(1 - g)$$

(IV.21.)

Dans les expressions précédentes,  $g$  est le paramètre d'asymétrie,  $\omega_0$  est l'albédo de simple diffusion. Comme complément à ces définitions, et pour tenir compte du fait que les aérosols martiens possèdent un pic de diffusion dirigé fortement vers l'avant, les paramètres optiques nécessaires à la résolution des équations décrites plus haut sont transformés comme proposé par *Joseph et al.* (1976):

$$\tau' = (1 - \omega_0 f) \tau$$

$$\omega_0' = \frac{(1 - f) \omega_0}{\omega_0 f}$$

$$g' = \frac{g}{(1 + g)}$$

(IV.22.)

Dans la version actuelle du modèle, les composés gazeux actifs d'un point de vue radiatif sont l'ozone, le dioxyde de carbone et l'oxygène moléculaire. Le modèle inclut comme type d'aérosol, les poussières et les nuages.

L'inhomogénéité verticale est considérée en divisant l'atmosphère en 47 couches homogènes de 1 kilomètre d'épaisseur. L'entière du spectre entre 0.1  $\mu\text{m}$  and 35  $\mu\text{m}$  est divisée en 187 intervalles spectraux avec une résolution de 500  $\text{cm}^{-1}$  entre 0.1  $\mu\text{m}$  and 0.31  $\mu\text{m}$ , 5 nm entre 0.31  $\mu\text{m}$  et 0.645  $\mu\text{m}$ , et 10 nm entre 0.645  $\mu\text{m}$  et 0.735  $\mu\text{m}$ .

Entre 0.735  $\mu\text{m}$  et 35  $\mu\text{m}$  la subdivision suivante est adoptée:

0.735 $\mu\text{m}$	-	0.800 $\mu\text{m}$	
0.800 $\mu\text{m}$	-	1.000 $\mu\text{m}$	
1.000 $\mu\text{m}$	-	2.590 $\mu\text{m}$	
2.590 $\mu\text{m}$	-	2.870 $\mu\text{m}$	CO <sub>2</sub> 2.7 $\mu\text{m}$
2.870 $\mu\text{m}$	-	4.000 $\mu\text{m}$	
4.000 $\mu\text{m}$	-	4.524 $\mu\text{m}$	CO <sub>2</sub> 4.3 $\mu\text{m}$
4.524 $\mu\text{m}$	-	6.000 $\mu\text{m}$	
6.000 $\mu\text{m}$	-	7.000 $\mu\text{m}$	
7.000 $\mu\text{m}$	-	8.000 $\mu\text{m}$	
8.000 $\mu\text{m}$	-	9.000 $\mu\text{m}$	
9.000 $\mu\text{m}$	-	10.00 $\mu\text{m}$	
10.00 $\mu\text{m}$	-	12.00 $\mu\text{m}$	
12.00 $\mu\text{m}$	-	19.23 $\mu\text{m}$	CO <sub>2</sub> 15 $\mu\text{m}$
19.23 $\mu\text{m}$	-	22.00 $\mu\text{m}$	
22.00 $\mu\text{m}$	-	30.00 $\mu\text{m}$	
30.00 $\mu\text{m}$	-	35.00 $\mu\text{m}$	

La transmission du  $CO_2$  est calculée en utilisant la paramétrisation de *Galtsev and Osipov* (1979). Cette paramétrisation a été développée pour les trois bandes fondamentales du  $CO_2$  (15  $\mu\text{m}$ , 2.7  $\mu\text{m}$  and 4.3  $\mu\text{m}$ ). L'épaisseur optique due à la diffusion de Rayleigh en chaque point de l'atmosphère est calculée en utilisant l'expression suivante (*Hansen and Travis*, 1974) :

$$\tau = \frac{8\pi^3 P}{3\lambda^4 L^2 g m} \sum_i n_i (r_i^2 - 1)^2 \frac{(6+3\delta)}{(6-7\delta)} (1+0.013\lambda^{-2})$$

(IV.23.)

où

P	= la pression
L	= le nombre de Loschmidt
g	= la gravité
m	= la masse moléculaire moyenne
$n_i$	= le rapport de mélange du gaz i
$\delta$	= le facteur de dépolarisation
$\lambda$	= la longueur d'onde
$r_i$	= l'indice de réfraction

Le terme en  $\lambda^{-2}$  provient de la dépendance avec la longueur d'onde de l'indice de réfraction du  $CO_2$ . Le facteur de dépolarisation et l'indice de réfraction des principaux composés atmosphériques sont (*Lindner*, 1985):

Molécule	$\delta$	$r_i$
$CO_2$	0.0805	1.000450
$Ar$	0.0300	1.000281
$N_2$	0.0305	1.000300
$CO$	0.0300	1.000300
$O_2$	0.0540	1.000272

**Tableau IV.2.** Facteur de dépolarisation et indice de réfraction pour les constituants majeurs de l'atmosphère martienne (*Lindner, 1985*).

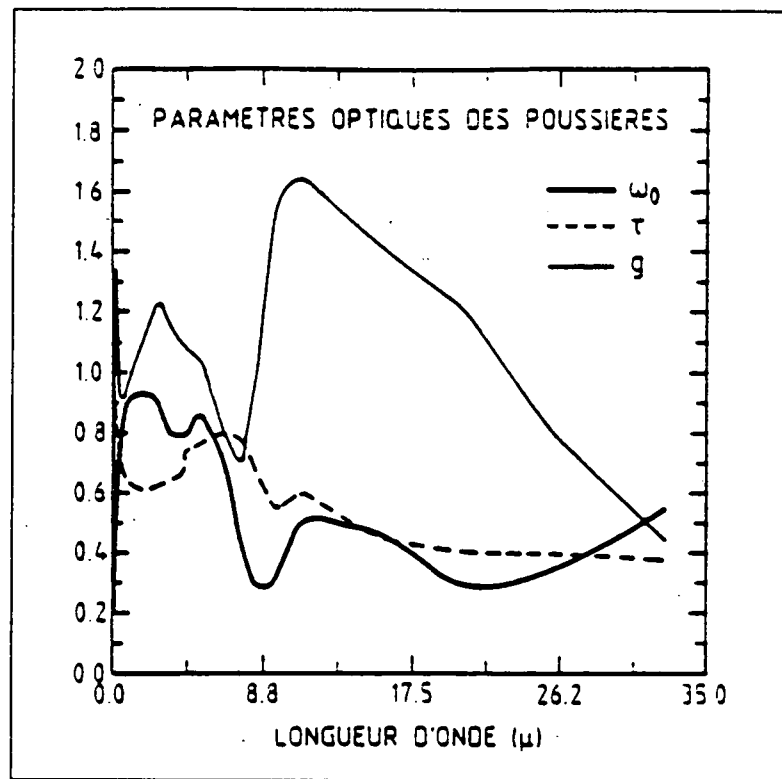
L'épaisseur optique due à l'absorption par les gaz est donnée par l'expression suivante:

$$\tau_a^{ga} = \int_{z_1}^{z_2} \sigma_a(CO_2, \lambda) [CO_2] dz + \int_{z_1}^{z_2} \sigma_a(O_3, \lambda) [O_3] dz + \int_{z_1}^{z_2} \sigma_a(O_2, \lambda) [O_2] dz$$

(IV.24.)

où  $\sigma$  est la section efficace d'absorption et [...] la concentration

Pour les poussières, nous utilisons les paramètres optiques publiés par *Lindner (1985)* et présentés à la figure IV.16.



**Figure IV.16.** Spectres des paramètres optiques des poussières utilisés dans le modèle.

### b. Distribution verticale des poussières

Dans la version actuelle de ce modèle radiatif, nous utilisons plusieurs hypothèses sur la distribution verticale des poussières. Lorsque l'épaisseur optique totale des poussières est supérieure à deux, les poussières sont redistribuées en utilisant la hauteur d'échelle atmosphérique. Lorsque l'épaisseur optique totale est inférieure à deux, le rapport de mélange des poussières possède un profil gaussien:

(IV.25.)

$$n(z) = n_0 e^{\frac{-z^2}{R}}$$

où  $z$  est l'altitude en kilomètres,  $n$  le rapport de mélange et  $n_0$  le rapport de mélange des poussières à la surface, et  $R$  une constante. Dans la section suivante, nous étudierons l'effet de ce dernier paramètre sur la distribution des poussières.

### c. Calcul des paramètres optiques pour une couche atmosphérique

Utilisant ce qui vient d'être développé, l'épaisseur optique totale d'une couche est calculée comme suit (*Lindner, 1985*),

$$\tau_{\text{couche}} = \tau + \tau_a^{ga} + \tau_a^d + \tau_s^n + \tau_s^n \quad (\text{IV.26.})$$

Le paramètre d'asymétrie par l'expression suivante (*Lindner, 1985*),

$$g_{\text{(couche)}} = \frac{(g_d \tau_s^d + g_n \tau_s^n)}{\tau + \tau_s^d + \tau_s^n} \quad (\text{IV.27.})$$

et l'albédo de simple diffusion par l'équation:

$$\omega_{(couche)} = \frac{\tau^r + \tau_s^d + \tau_s^n}{\tau_{(couche)}}$$

(IV.28.)

où dans les trois équations qui précèdent,  $g$  est le paramètre d'asymétrie,  $\omega$  l'albédo de simple diffusion,  $\tau$  l'épaisseur optique. L'indice inférieur  $a$  est pour l'absorption,  $s$  pour la diffusion, l'indice supérieur  $d$  est pour poussières,  $n$  pour nuages et  $g$  pour gaz.

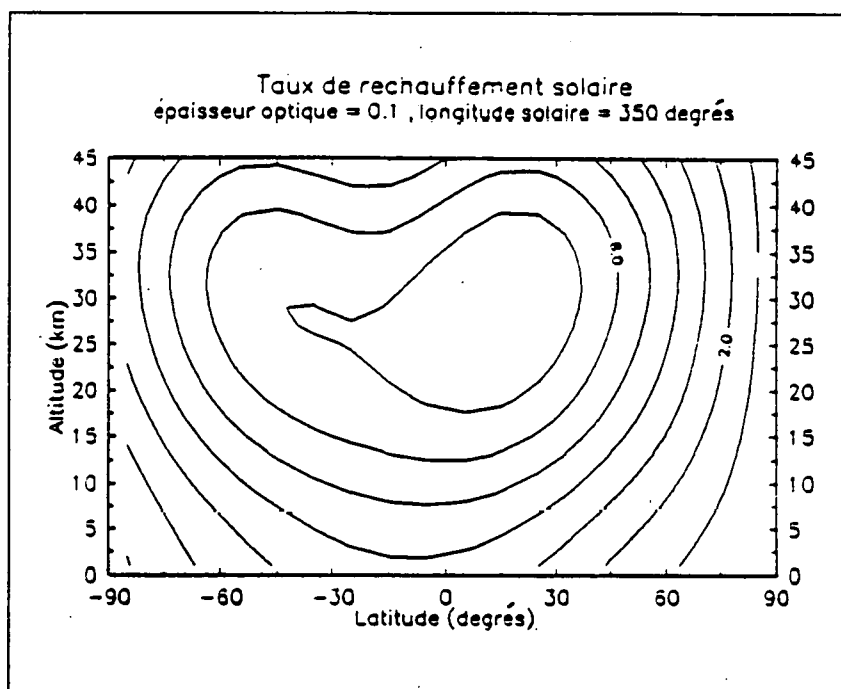
#### d. Résultats

L'une des caractéristiques importante de l'environnement martien actuel est l'apparition certaines années de tempêtes de poussières se développant à l'échelle de la planète. La mise en suspension d'une quantité importante de poussières dans l'atmosphère va alors perturber son bilan radiatif et chimique. Pour analyser la perturbation radiative résultant d'une injection importante de poussières, nous avons développé un modèle radiatif de diffusion multiple nous permettant de calculer précisément le réchauffement atmosphérique lié à l'absorption de l'énergie solaire par les aérosols. Dans ce qui suit, après avoir validé notre modèle, nous étudierons l'effet des poussières sur la photolyse du  $CO_2$  ainsi que l'effet de la distribution verticale des poussières sur le taux de réchauffement. La figure IV.17. présente la répartition méridionale et verticale du taux de réchauffement atmosphérique moyenné sur le jour et calculé par le modèle pour une épaisseur optique totale de 0.1 moyennée sur le spectre solaire. Le taux de réchauffement atteint un maximum de 7 K par jour dans les régions équatoriales vers 30 kilomètres d'altitude. La figure suivante (figure IV.18.) montre la distribution pour une épaisseur optique totale moyennée sur le spectre de 1.2. Dans ce cas, la distribution montre un maximum vers 40 kilomètres d'altitude atteignant 40 K par jour.

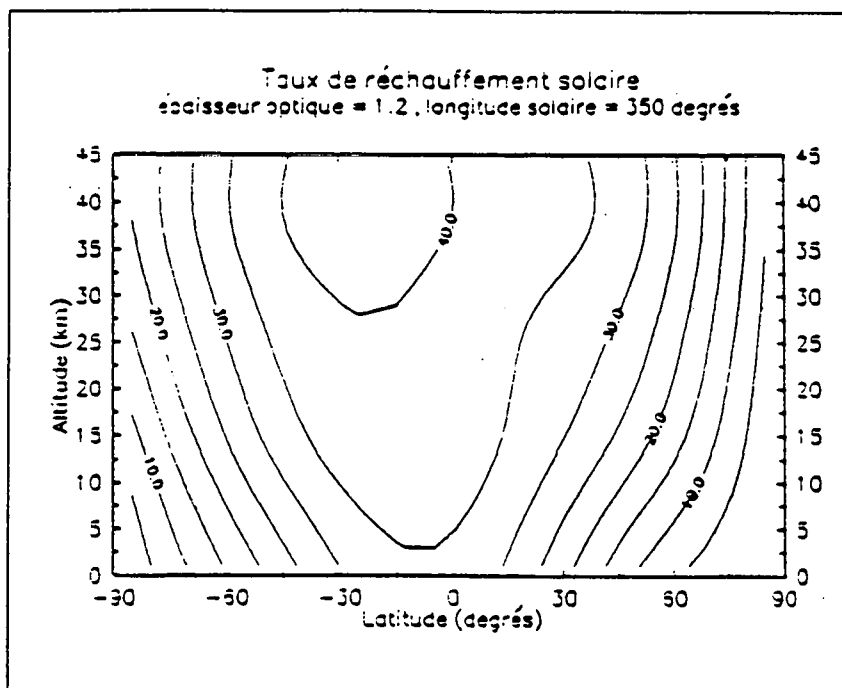
Le fait que les aérosols diffusent fortement vers l'avant explique pourquoi la variation verticale du taux de réchauffement est relativement peu prononcée. Pour



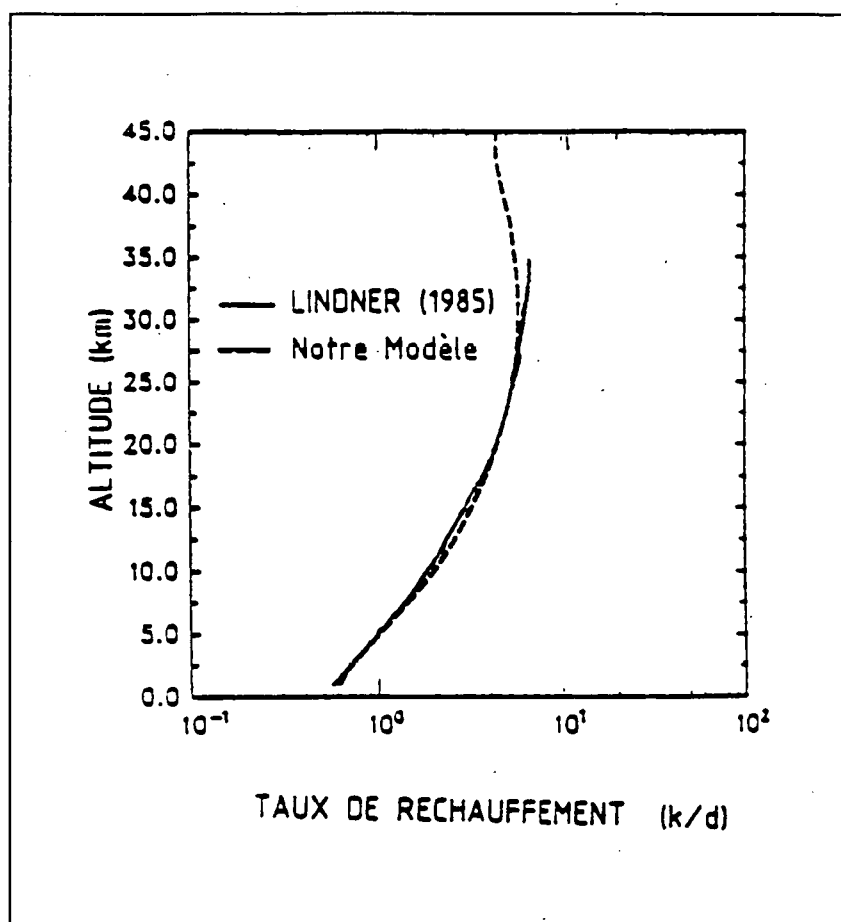
comparer nos résultats avec les études antérieures, la figure IV.19. montre la distribution verticale du taux de réchauffement calculé pour une épaisseur optique totale de 0.2 comparée au profil calculé par *Lindner* (1985). Le profil de *Lindner* a été obtenu avec un modèle radiatif utilisant la technique des ordonnées discrètes pour résoudre les équations de transfert. Ce modèle a l'avantage par rapport au notre de prendre en considération la dépendance angulaire de la radiation diffusée. En fait, le modèle que nous avons développé est un cas limite de cette technique et utilise l'équivalent de deux faisceaux alors que le modèle de *Lindner* en utilise 32. Néanmoins, malgré ces différences, les profils calculés sont pratiquement concordants.



**Figure IV.17.** Distribution verticale et méridionale du taux de réchauffement (K/jour) calculé par le modèle radiatif pour une épaisseur optique totale de 0.1.



**Figure IV.18.** Distribution verticale et méridionale du taux de réchauffement (K/jour) solaire calculé pour une épaisseur optique totale de 1.2.

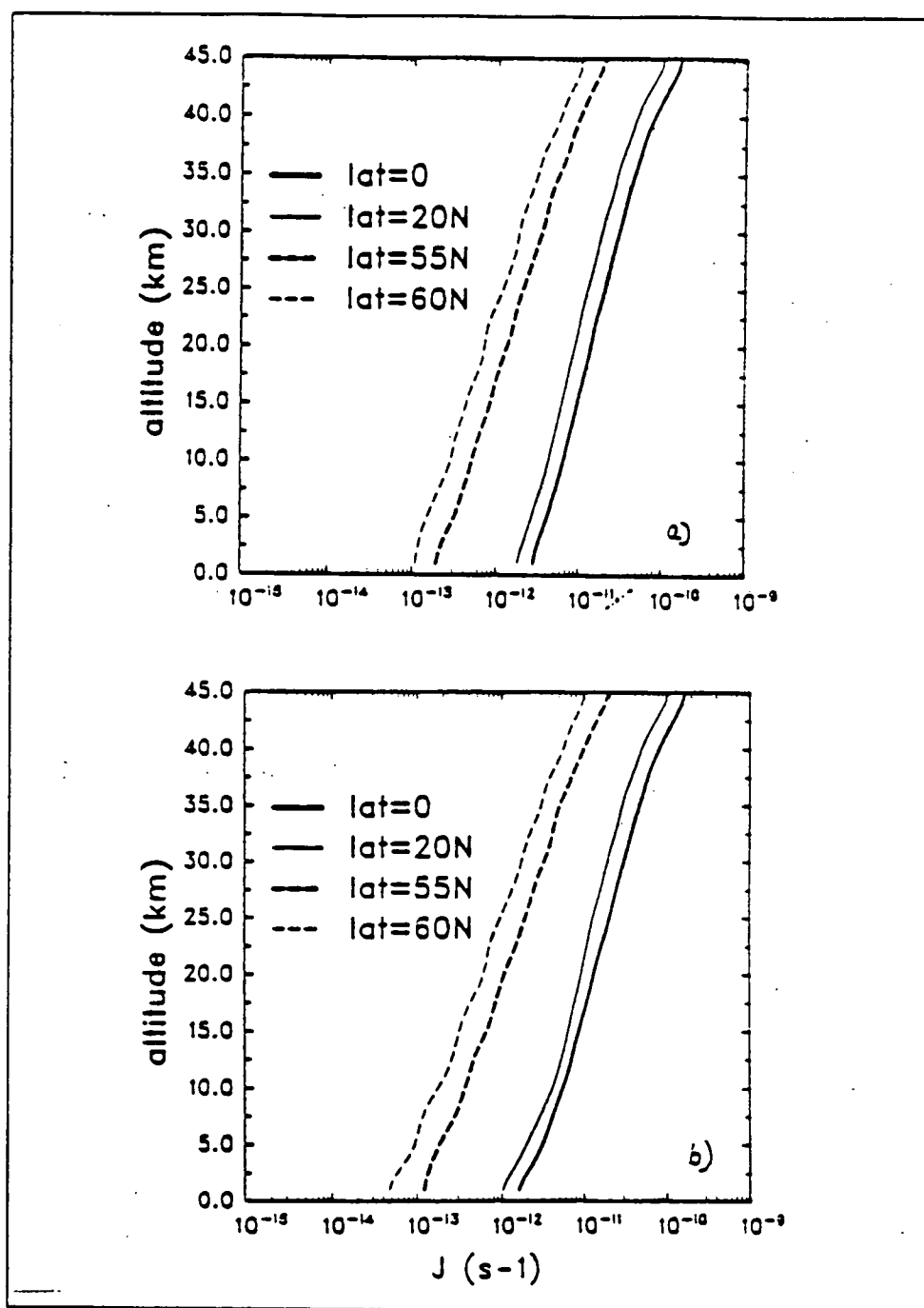


**Figure IV.19.** Comparaison des taux de réchauffement calculés par notre modèle (courbe en tiretés) avec le profil calculé par Lindner (1985).

L a

figure

IV.20. montre la distribution verticale du coefficient de photodissociation du dioxyde de carbone a) pour une atmosphère dépourvue de poussières et b) une épaisseur optique totale de 0.2, et cela pour 4 latitudes. La figure montre que même pour une épaisseur optique faible, le coefficient de photodissociation du  $CO_2$  est fortement modifié. La réduction du coefficient de photodissociation dans la basse atmosphère est plus prononcée à hautes latitudes et ce principalement à cause de l'augmentation des angles zénithaux. En effet, si l'angle zénithal augmente, le chemin optique parcouru est plus grand et l'épaisseur optique relative de l'atmosphère augmente.



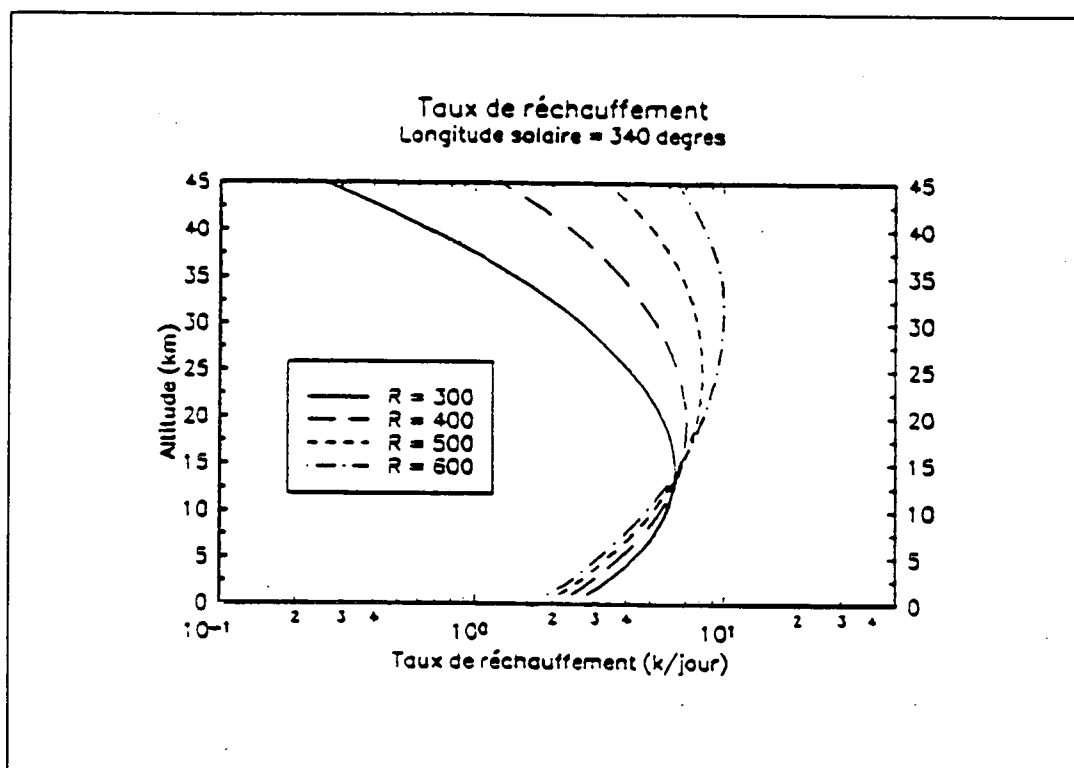
**Figure IV.20.** Coefficient de photodissociation du dioxyde de carbone calculé a) pour une atmosphère claire et b) pour une épaisseur optique de 0.2.

des poussières sur la distribution verticale du taux de réchauffement. Pour rappel, dans notre modèle, lorsque l'épaisseur optique est inférieure à 0.5, nous utilisons une distribution gaussienne:

$$n(z) = n_0 e^{-\frac{z^2}{R}}$$

(IV.29.)

où  $z$  est l'altitude,  $n_0$  le rapport de mélange des poussières à la surface,  $n(z)$  le rapport de mélange des poussières à l'altitude  $z$  et  $R$  une constante. Donc, en faisant varier la valeur de cette constante, on redistribue les poussières dans l'atmosphère. Lorsque  $R$  diminue, la quantité de poussières augmente dans la basse atmosphère et inversement. La figure IV.21. illustre ces effets et montre la variation du profil vertical du taux de réchauffement en fonction de la variation de  $R$ . Comme indiqué, pour un  $R$  petit, la quantité de poussières dans les basses couches de l'atmosphère augmentant, le taux de réchauffement est maximum en dessous de 15 kilomètres. Lorsque  $R$  augmente, la quantité de poussières augmentant dans l'atmosphère moyenne, ces régions atmosphériques se réchauffent plus. Parallèlement à ce réchauffement, l'augmentation de l'épaisseur optique dans l'atmosphère moyenne réduit le flux solaire atteignant les basses couches et contribue donc également à réduire le taux de réchauffement



**Figure IV.21.** Taux de chauffage calculé pour un  $\tau$  de 0.2 à 20 N en fonction de la distribution verticale des poussières. R est exprimé en  $\text{km}^2$ .

Les résultats qui viennent d'être présentés se rapportent uniquement à la partie UV-visible de notre modèle. Pour l'étude du transfert de la radiation infrarouge, nous nous sommes aperçu que l'utilisation de la paramétrisation de *Galtsev et Osipov* (1979) telle quelle dans notre modèle ne donnait pas de résultats suffisants en générant une erreur de plusieurs dizaines de pour-cent. Dès lors, l'incorporation de l'émission infrarouge du  $\text{CO}_2$  dans notre modèle ne pourra se faire que par une représentation de ces transmissions en terme d'une somme d'exponentielles, nous permettant ainsi d'obtenir les paramètres essentiels à la résolution des équations décrites plus haut. Nous avons développé un modèle de ce type, mais, ne calculant pas une solution unique au "fit" d'un ensemble de transmissions, il ne peut être utilisé actuellement et demande un étude de validation supplémentaire.

## 2. Les molécules organiques dans l'atmosphère martienne actuelle?

### a. Présentation du problème

La compréhension de la naissance et de l'évolution de la vie a été et reste un sujet privilégié pour la communauté scientifique. Une approche prometteuse pour cerner cette origine est, bien évidemment, de la chercher dans des environnements dont les caractéristiques physiques, hydrologiques et géochimiques sont favorables (ou ont été favorables) à un tel développement et surtout accessibles à l'observation dans la mesure des moyens actuellement mis à notre disposition. Dans ce contexte, la planète Mars a toujours été présentée comme un planète pouvant abriter ou ayant abrité la vie. Comme la Terre, Mars est la seule planète du système solaire à posséder des conditions de surface compatibles avec la stabilité d'une large gamme de molécules organiques complexes. Grâce à sa proximité, Mars fut la première cible pour la recherche exobiologique in situ. Cette première tentative, réalisée au cours de la mission Viking se solda, malencontreusement, par un échec. En effet, bien que le sol martien ait réagi positivement au cours des expériences concernées, aucune trace de molécule organique ne fut mise en évidence en une quantité suffisante pour pouvoir conclure fermement. Néanmoins, une ambiguïté demeure, celle-ci étant consolidée non seulement par le fait de la non représentativité des sites choisis, mais aussi par le manque de connaissances sur les caractéristiques physico-chimiques de l'environnement martien à l'époque. Depuis cette tentative, une multitude de nouvelles données est venue se greffer aux données existantes et permet maintenant de réenvisager le problème en repartant sur des bases plus concrètes et mieux détaillées. La première question qui vient à l'esprit est de savoir quels seraient les témoins atmosphériques éventuels qui pourraient nous permettre d'apporter, dans un premier temps, un début de réponse. Il est logique de penser que la première attestation viendra de la découverte de composés carbonés simples dans l'atmosphère actuelle.

En relation avec ce problème, de nombreuses études théoriques et expérimentales ont été accomplies (*Hubbard et al.*, 1971; *Tseng and Chang*, 1974; *Bar-Nun and Hartman*, 1978, *Bar-Nun and Chang*, 1983; *Wen et al.*, 1989). Le principal résultat de ces travaux est que la photolyse d'un mélange de  $CO_2$ - $H_2O$ - $CO$ - $O_2$  peut mener à la production de molécules organiques simples, production sans doute supportée par les processus catalytiques se déroulant sur les particules silicatées et/ou sur les oxydes de fer. Actuellement, l'atmosphère de la planète Mars est constituée en majeure partie de dioxyde de carbone et est caractérisée par une faible pression globale permettant aux rayons ultraviolets de pénétrer l'atmosphère jusqu'à la surface. Ceci nous a conduit à imaginer que des processus similaires pourraient se dérouler dans l'atmosphère martienne actuelle. En fait, ce processus de production par catalyse hétérogène n'est pas unique, et la production et la stabilisation des molécules organiques dans l'atmosphère met en jeu un cycle catalytique complexe que nous développerons plus loin. Dans cette section, nous analyserons le schéma photochimique impliquant les molécules organiques pouvant se dérouler dans l'environnement actuel martien.

### 1. Détection du formaldéhyde dans l'atmosphère martienne

La composition chimique de l'atmosphère martienne a été étudiée grâce au spectromètre Auguste durant la mission Phobos en utilisant la technique de l'occultation solaire. Le but initial de cette expérience était de déterminer simultanément la concentration atmosphérique de HDO et de  $H_2O$  et cela à 3.7  $\mu m$  et 1.9  $\mu m$  de longueur d'onde. Au cours de cette mission, 9 séquences d'observations concrètes dans l'infrarouge furent réalisées. Les informations principales sur ces séquences d'observations sont synthétisées dans le tableau IV.3..



---

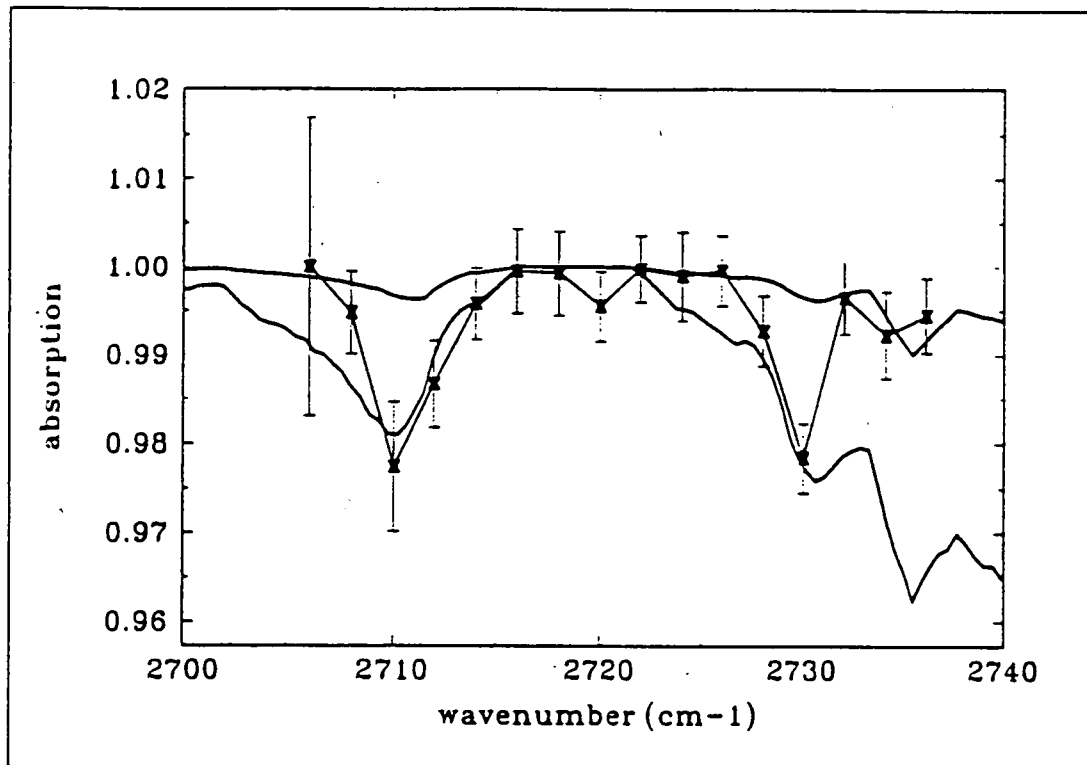
Date	T.U.	$L_s$	Latitude
20-02-89	16:37	1.6	-3
7-03-89	1:04	8.7	6.8
7-03-89	17:17	9.0	7.2
12-03-89	17:37	11.6	10.6
15-03-89	1:48	12.8	12.2
15-03-89	9:50	13.0	12.5
16-03-89	1:53	13.2	12.9
22-03-89	2:19	16.1	17.0
26-03-89	21:41	18.5	20.3

---

**Tableau IV.3** Informations sur les séquences d'observations

Le spectre moyen de ces séquences d'observations, obtenu après une série de corrections bien décrite dans *Korablev et al.* (1993) est présenté à la figure IV.15.. Ce spectre est le résultat de la synthèse des 9 séquences d'observations (une centaine de spectres) pour une altitude tangentielle moyenne égale à 17 kilomètres. Le spectre moyen présenté à la figure IV.15. montre deux bandes d'absorption: une située au-dessus de  $2729 \text{ cm}^{-1}$  et une autre située à  $2710 \text{ cm}^{-1}$ . Ces deux structures spectrales sont confirmées dans tous les spectres observés en-dessous de 20-25 kilomètres d'altitude. Après une analyse fine, le formaldéhyde peut être considérée comme un candidat potentiel pour expliquer ces absorptions.

Dans le but d'analyser et d'interpréter ce spectre moyen, deux spectres synthétiques ont été calculés pour une altitude tangentielle de 17 kilomètres et pour une concentration de 0.3 et 1 ppmv en utilisant un modèle radiatif "raie par raie" et la banque de données spectroscopiques HITRAN. Ces deux spectres sont comparés au spectre moyen observé à la figure IV.22.. Les deux spectres synthétiques reproduisent d'une manière plus que satisfaisante le spectre moyen observé sauf au-dessus de  $2730 \text{ cm}^{-1}$ . L'absorption faible située à  $2720\text{-}2723 \text{ cm}^{-1}$  est produite par l'absorption due à HDO. Toutefois, cette absorption, inférieure à 0.5 %, se situe dans la barre d'erreur mais permet d'attester les conditions extrêmes de sécheresse typiques de l'atmosphère équatoriale à cette époque. La limite supérieure pour la

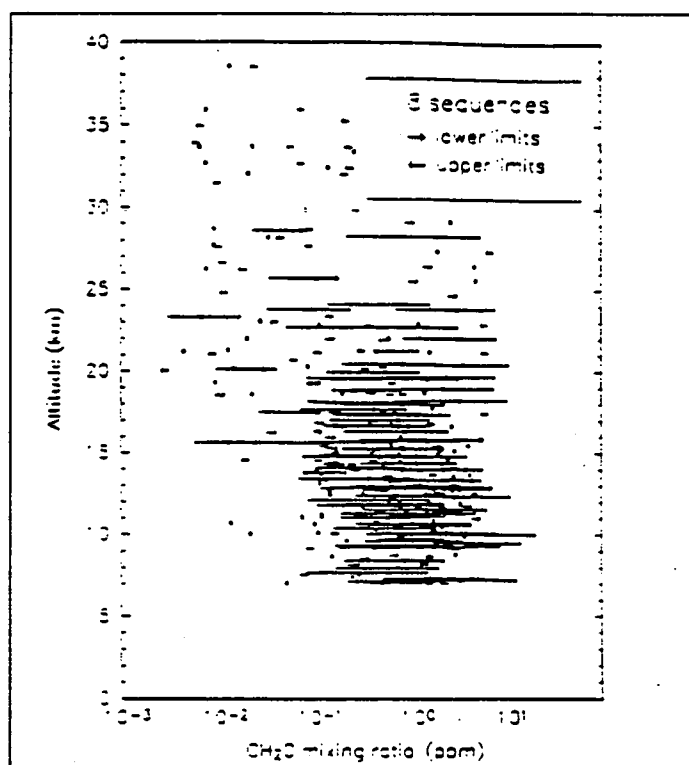


**Figure IV.22.** Transmittance moyenne observée (symboles) comparée à deux spectres synthétiques du formaldéhyde calculés pour un rapport de mélange de 0.3ppmv et 1 ppmv.

concentration de HDO déduite de ce spectre moyen ( $< 5 \cdot 10^{-4}$  en rapport de mélange) est en bon accord avec les observations réalisées par Owen *et al.* (1988) juste avant la mission Phobos. Dans cette gamme spectrale, le méthane possède un spectre d'absorption similaire à celui du formaldéhyde. Cependant, la distance entre les deux bandes d'absorption est inférieure à celle du formaldéhyde et, par conséquent, le méthane ne peut certainement pas être l'absorbant atmosphérique responsable des spectres observés. D'autres constituants mineurs de l'atmosphère martienne absorbent également dans cette gamme spectrale ( $O_3$ ,  $N_2O$ , isotopes du  $CO_2$ ), mais ne possèdent pas les caractéristiques spectrales observées et ne peuvent donc pas être invoqués pour expliquer les observations.

## 2. Distribution verticale observée

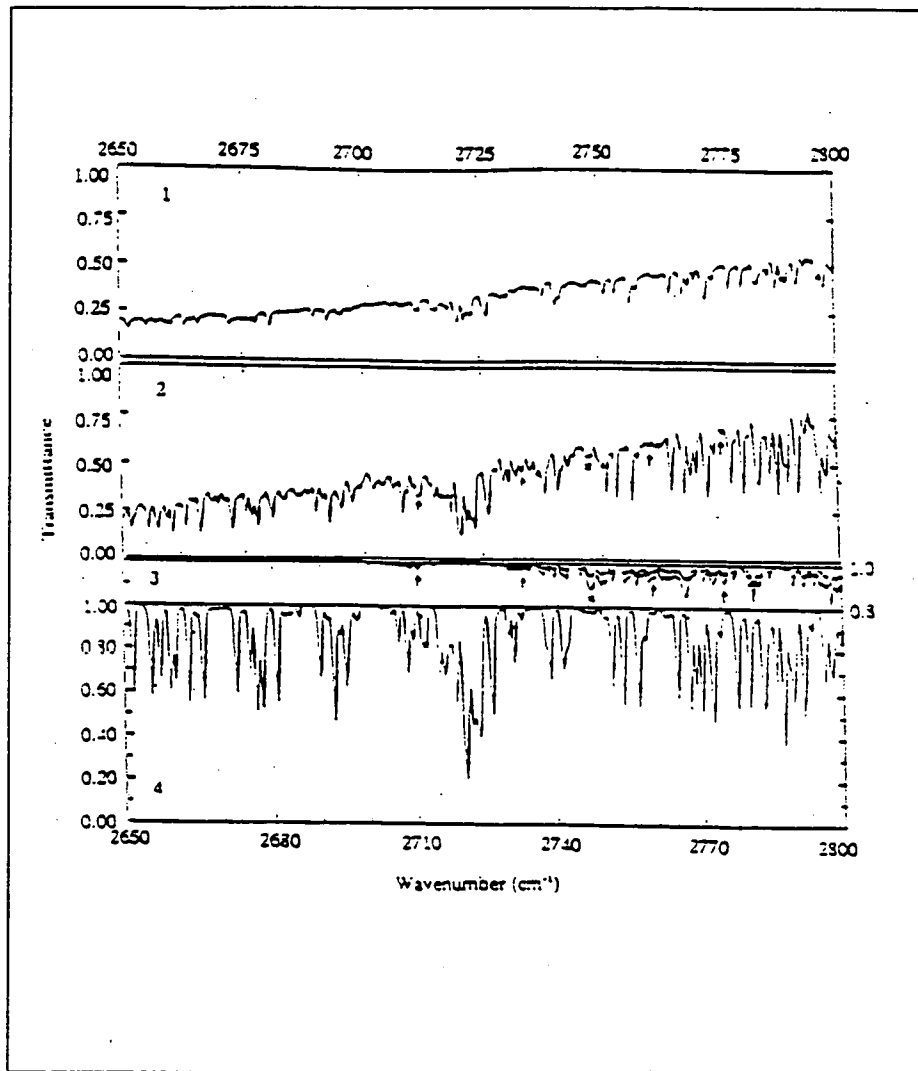
La figure IV.23. présente la distribution verticale des limites inférieures et supérieures déduites des spectres observés par *Korablev et al.* (1992). L'absorbant atmosphérique a donc été détecté principalement en-dessous de 25 kilomètres d'altitude avec une concentration comprise entre 0.1 ppmv et 2 ppmv. Le profil moyen varie de 0.15 ppmv à 25 kilomètres à 1 ppmv en dessous de 15 kilomètres d'altitude.



**Figure IV.23.** Limites inférieures et supérieures observées par Auguste pour les 8 séquences d'observations.

### 3. Premières observations potentielles

En 1971, *Beer et al.* ont mesuré le spectre de Mars à partir de l'Observatoire McDonald entre 2500 et 3500  $\text{cm}^{-1}$  avec une résolution de 0.58  $\text{cm}^{-1}$  et ont mis en évidence, dans certains cas, des absorptions non-identifiées. A cette époque, les banques de données spectroscopiques permettant l'interprétation de ces spectres n'existant pas encore, la nature de ces absorptions ne fut par conséquent pas comprise. En comparant le spectre moyen de Mars obtenu par *Beer et al.* (1971) avec un spectre synthétique de Mars combinant les effets de l'absorption de l'atmosphère terrestre et de l'atmosphère martienne ainsi que pour une atmosphère martienne contenant du formaldéhyde (figure IV.24.), *Korablev et al.* (1993) arrivent à la conclusion que certaines des absorptions non-identifiées par *Beer et al.* (1971) à l'époque peuvent être attribuées au formaldéhyde. La comparaison avec les spectres synthétiques donne une estimation du rapport de mélange à l'époque de l'ordre de 0.3 ppmv, ce qui est en bon accord avec les résultats obtenus par *Korablev et al.* (1993). Toutefois, les raies d'HDO sont bien visibles dans les spectres de *Beer et al.* (1971), ce qui s'interprète facilement par une atmosphère plus humide lors de l'observation de Beer.



**Figure IV.24.** Spectre de l'atmosphère martienne observé depuis la Terre par Beer et al. (1971) (courbe 2). La courbe 1 représente le spectre de référence. La courbe 3 représente, à la même échelle le spectre du formaldéhyde obtenu pour un rapport de mélange de 1 ppmv et 10 ppmv. La courbe 4 représente le spectre synthétique de l'atmosphère terrestre. Les flèches indiquent les absorption non-identifiées par Beer et al. (1971) et coïncidant avec les raies du formaldéhyde. La croix marque un absorption forte à  $2747\text{ cm}^{-1}$  qui peut également être attribuée au formaldéhyde.

### b. Schéma photochimique introduit dans le modèle 2D

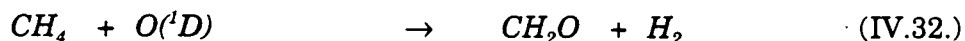
Molécule	Nom
$CH_4$	méthane
$CH_3$	radical méthyl
$CH_2O$	formaldéhyde
$CH_3O$	oxyde de méthyl
$CH_3OH$	méthanol
$CH_3OOH$	peroxyde de méthyl
$CH_3O_2$	dioxyde de méthyl
$HCO$	radical formyle

Tableau IV.4. Liste des composés organiques introduits dans le modèle 2D

Le méthane est le constituant organique le plus stable dans les conditions martiennes actuelles. Ce constituant est d'une importance majeure dans l'atmosphère terrestre, car il influence directement la photochimie des composés oxygénés et est un constituant important dans la détermination de la structure thermique de l'atmosphère terrestre. Le méthane est principalement détruit par réaction avec le radical hydroxyle:



par réaction avec l'oxygène atomique dans l'état excité ( $^1D$ ):



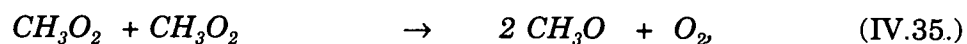
ainsi que par réaction avec l'atome de chlore:



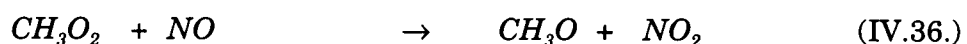
La destruction du méthane s'accompagne d'une production directe de radicaux méthyle qui dans les basses couches de l'atmosphère réagissent directement avec l'oxygène moléculaire pour former  $CH_3O_2$ :



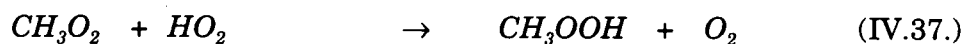
Dans l'atmosphère martienne, le radical peroxy méthyle réagit rapidement avec lui-même pour former  $CH_3O$ :



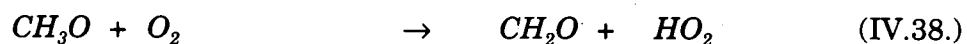
mais aussi avec le monoxyde d'azote et  $HO_2$  pour également former dans le premier cas l'oxyde de méthyle:



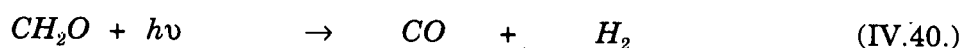
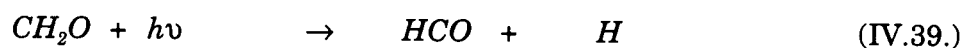
et dans l'autre cas  $CH_3OOH$ :



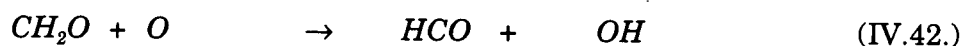
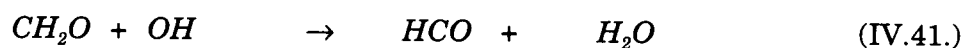
$CH_3O$  est à son tour détruit par réaction avec l'oxygène moléculaire pour former du formaldéhyde



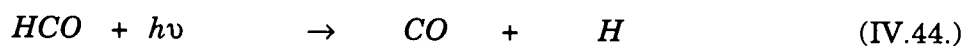
Le formaldéhyde est détruit surtout par photodissociation:



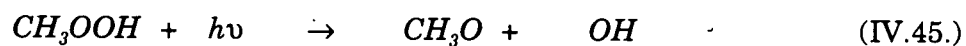
et par



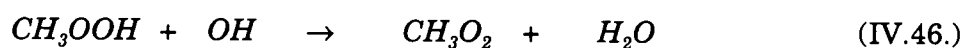
Le radical *HCO* formé lors de la destruction du formaldéhyde réagit rapidement avec l'oxygène moléculaire ou est rapidement photolysé et forme alors du monoxyde de carbone:



*CH<sub>3</sub>OOH* est principalement détruit par photolyse



et par réaction avec les radicaux hydroxyles:





La figure IV.25. résume ce qui vient d'être décrit et présente le schéma réactionnel des composés carbonés.

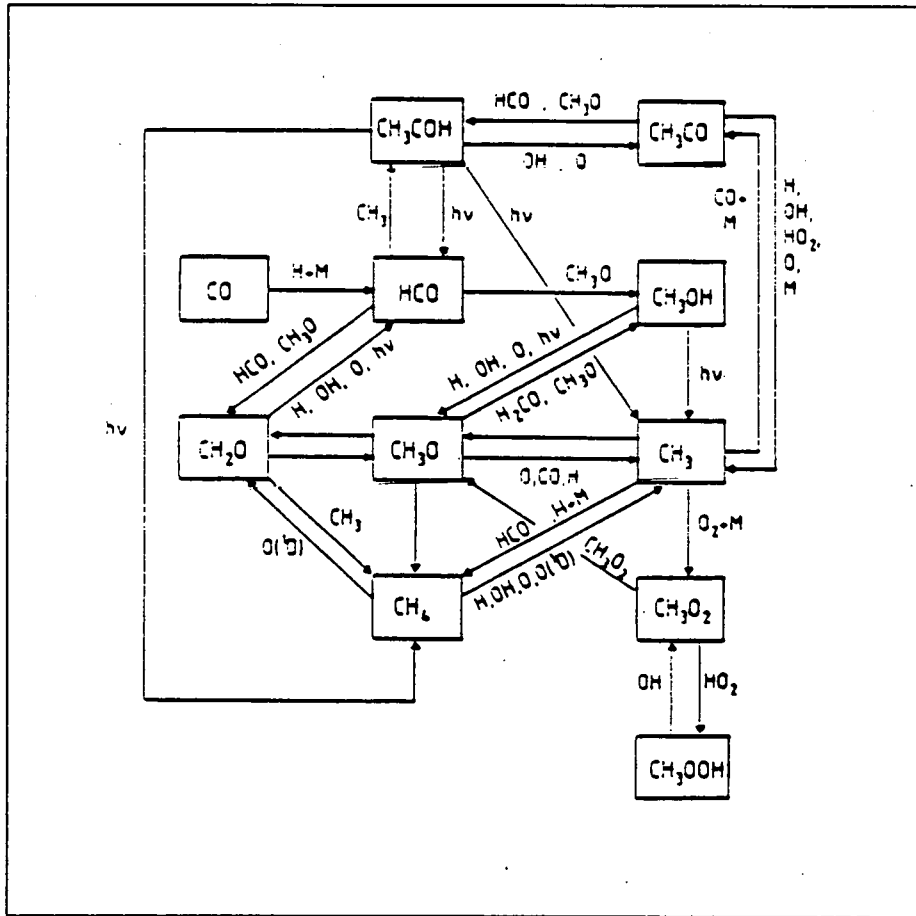


Figure IV.25. Schéma réactionnel des composés organiques

H <sub>2</sub> CO + hv	→	H <sub>2</sub> + CO	(240-360 nm)
H <sub>2</sub> CO + hv	→	H + HCO	(240-360 nm)
CH <sub>4</sub> + hv	→	H + CH <sub>3</sub>	(< 170 nm)
CH <sub>3</sub> OH + hv	→	H + CH <sub>3</sub> O	(210-360 nm)
CH <sub>3</sub> OH + hv	→	OH + CH <sub>3</sub>	(210-360 nm)
H + CO + M	→	HCO + M	4.0x10 <sup>-33</sup> e <sup>-8500/T</sup>
CH <sub>3</sub> + O <sub>2</sub> + M	→	CH <sub>3</sub> O <sub>2</sub> + M	4.5 10 <sup>-31</sup> (300/T) <sup>2</sup>
CH <sub>2</sub> O + H	→	H <sub>2</sub> + HCO	3.64 10 <sup>-16</sup> e <sup>-15500/T</sup> t <sup>1.77</sup>
CH <sub>2</sub> O + H	→	CH <sub>3</sub> O	6.0 10 <sup>-16</sup>
CH <sub>2</sub> O + OH	→	HCO + H <sub>2</sub> O	1.1 10 <sup>-11</sup>
CH <sub>2</sub> O + CH <sub>3</sub> O	→	HCO + CH <sub>3</sub> OH	1.7 10 <sup>-13</sup> e <sup>-15000/T</sup>
CH <sub>2</sub> O + O	→	HCO + OH	3.4 10 <sup>-11</sup> e <sup>-16000/T</sup>
CH <sub>2</sub> O + Cl	→	HCl + HCO	8.1 10 <sup>-11</sup> e <sup>-3000/T</sup>
CH <sub>3</sub> O + H	→	CH <sub>2</sub> O + H <sub>2</sub>	3.3 10 <sup>-11</sup>
CH <sub>3</sub> O + OH	→	CH <sub>2</sub> O + H <sub>2</sub> O	3.0 10 <sup>-11</sup>
CH <sub>3</sub> O + H	→	CH <sub>3</sub> + OH	1.6 10 <sup>-10</sup>
CH <sub>3</sub> O + CH <sub>3</sub> O	→	CH <sub>2</sub> O + CH <sub>3</sub> OH	4.0 10 <sup>-11</sup>
CH <sub>3</sub> O + O	→	CH <sub>3</sub> + O <sub>2</sub>	2.2 10 <sup>-11</sup>
CH <sub>3</sub> O + O	→	CH <sub>2</sub> O + OH	3.0 10 <sup>-12</sup>
CH <sub>3</sub> O + HO <sub>2</sub>	→	CH <sub>2</sub> O + H <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	5.0 10 <sup>-13</sup>
CH <sub>3</sub> O + O <sub>2</sub>	→	CH <sub>2</sub> O + HO <sub>2</sub>	3.9 10 <sup>-14</sup> e <sup>-9000/T</sup>
CH <sub>3</sub> OH + H	→	CH <sub>3</sub> O + H <sub>2</sub>	3.524 10 <sup>-17</sup> t <sup>2.1</sup> e <sup>-24500/T</sup>
CH <sub>3</sub> OH + OH	→	CH <sub>3</sub> O + H <sub>2</sub> O	3.08 10 <sup>-11</sup> e <sup>-7980/T</sup>
CH <sub>3</sub> OH + O	→	CH <sub>2</sub> O + OH	6.44 10 <sup>-19</sup> e <sup>-15500/T</sup> t <sup>2.5</sup>
CH <sub>3</sub> OH + Cl	→	CH <sub>3</sub> O + HCl	5.7 10 <sup>-11</sup>
CH <sub>3</sub> + O	→	CH <sub>2</sub> O + H	1.1 10 <sup>-10</sup>
CH <sub>4</sub> + O	→	CH <sub>3</sub> + OH	1.7 10 <sup>-15</sup> t <sup>1.5</sup> e <sup>-43300/T</sup>
CH <sub>4</sub> + H	→	CH <sub>3</sub> + H <sub>2</sub>	3.73 10 <sup>-20</sup> t <sup>3</sup> e <sup>-44060/T</sup>
CH <sub>4</sub> + OH	→	CH <sub>3</sub> + H <sub>2</sub> O	3.2 10 <sup>-19</sup> t <sup>2.4</sup> e <sup>-10600/T</sup>
CH <sub>4</sub> + O( <sup>1</sup> D)	→	CH <sub>3</sub> + OH	1.4 10 <sup>-10</sup>
CH <sub>4</sub> + O( <sup>1</sup> D)	→	CH <sub>2</sub> O + H <sub>2</sub>	1.4 10 <sup>-11</sup>
CH <sub>4</sub> + Cl	→	CH <sub>3</sub> + HCl	1.1 10 <sup>-11</sup> e <sup>-14000/T</sup>
CH <sub>3</sub> O <sub>2</sub> + HO <sub>2</sub>	→	R1 ( O <sub>2</sub> + CH <sub>3</sub> OOH ) + ( 1 - R1 ) ( CH <sub>2</sub> O + H <sub>2</sub> O + O <sub>2</sub> )	3.8 10 <sup>-13</sup> e <sup>8000/T</sup>
CH <sub>3</sub> O <sub>2</sub> + CH <sub>3</sub> O <sub>2</sub>	→	R2 ( 2 CH <sub>3</sub> O + O <sub>2</sub> ) + ( 1 - R2 ) ( CH <sub>2</sub> O + CH <sub>3</sub> OH + O <sub>2</sub> )	2.5 10 <sup>-13</sup> e <sup>1900/T</sup>
CH <sub>3</sub> OOH + OH	→	R3 ( H <sub>2</sub> O + CH <sub>3</sub> O <sub>2</sub> ) + ( 1 - R3 ) ( CH <sub>2</sub> O + OH + H <sub>2</sub> O )	3.8 10 <sup>-12</sup> e <sup>2000/T</sup>
CH <sub>3</sub> O <sub>2</sub> + NO	→	NO <sub>2</sub> + CH <sub>3</sub> O	4.2 10 <sup>-12</sup> e <sup>1800/T</sup>

R1 = 0.9

R2 = 1/(1+(e<sup>(11300/T)</sup>)/19)

R3 = 0.7

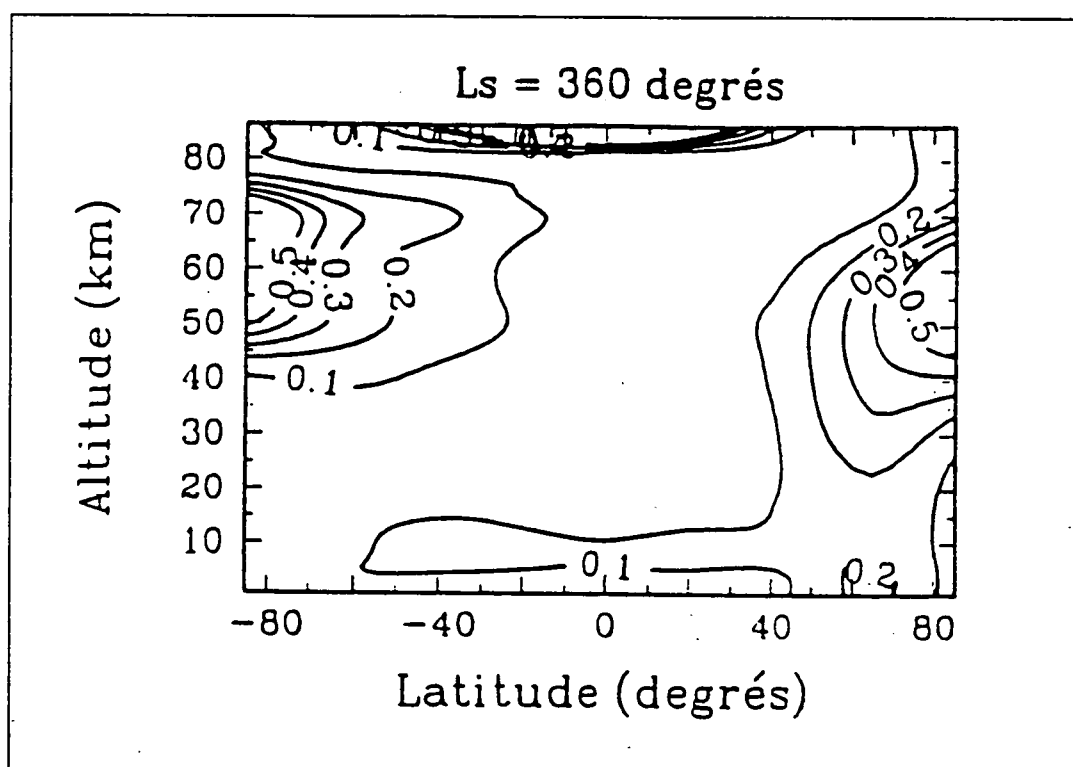
Tableau IV.3. Liste des réactions organiques introduites dans le modèle 2D

Le tableau IV.3. détaille les réactions chimiques que nous avons introduites dans le modèle. Dans le cas des réactions impliquant les composés carbonés, les constantes de réaction ne figurant pas dans la compilation de *DeMore et al.* (1987) ont été extraites de *Bar-Nun and Hartman* (1978), *Atkinson et al.* (1982), *Bar-Nun and Chang* (1983), *Atkinson et al.* (1984), *Tseng and Chang* (1974) et *Wen et al.* (1989).

**c. Impact de la présence de molécules organiques dans l'atmosphère martienne sur nos connaissances de l'environnement atmosphérique et géologique de la planète.**

Les observations réalisées durant la mission Phobos par la technique de l'occultation solaire (expérience Auguste) ont fourni des spectres dans l'ultraviolet, le visible et l'infrarouge qui ont mis en lumière un nouveau problème aéronomique considérable. En effet, le spectre moyen découlant de ces observations révèle des absorptions non-identifiées précédemment qui, après analyse, conduisent à la déduction que le meilleur candidat est le formaldéhyde (*Korablev et al.*, 1993). Nous avons dès lors tenté de modéliser le comportement de ce type de molécule dans l'atmosphère martienne actuelle. Par analogie avec l'atmosphère terrestre, dans le schéma photochimique que nous avons introduit dans le modèle, la quantité de méthane détermine automatiquement la concentration des autres espèce carbonées. Le méthane, qui est le constituant carboné le plus stable sous les conditions thermodynamiques actuelles de l'atmosphère martienne, n'a pas encore été détecté à ce jour. Ceci est avant tout justifié par le fait que les observations télescopiques terrestres sont difficiles à réaliser à cause de la perturbation des spectres par le méthane tellurique, ainsi que des inconvénients à l'observer dans le domaine des micro-ondes. L'unique tentative d'observation du méthane dans l'atmosphère martienne (*Horn et al.*, 1972) mena à la détermination d'une limite supérieure pour la concentration de 3.7 ppmv. Il est indispensable de le signaler car cette limite sur la concentration du méthane est la contrainte majeure au schéma photochimique des espèces carbonées que nous avons introduit dans le modèle. Dans les conditions actuelles, le méthane n'est pas produit photochimiquement dans l'atmosphère car l'énergie requise pour sa formation est énorme. Dans l'environnement terrestre, ses sources extra-atmosphériques dominantes sont la biosphère et la lithosphère. Le temps de résidence d'une molécule de  $CH_4$  étant très élevé (300 ans), le rapport de mélange en volume ne varie ni avec l'altitude, ni avec la latitude. Les simulations réalisées grâce à notre modèle ont fait apparaître que le deuxième constituant carboné le plus abondant est le formaldéhyde. La figure IV.17. montre la distribution de la concentration du formaldéhyde calculée pour une longitude solaire de  $360^\circ$  en utilisant la limite supérieure de 3.7 ppm de méthane (*Horn et al.*, 1972).

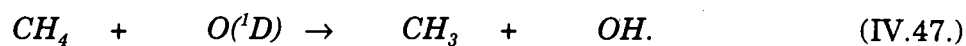
Le modèle calcule trois maxima de concentration de  $CH_2O$ . Le plus important est localisé dans l'hémisphère Sud vers 60 kilomètres d'altitude et atteint 0.5 ppm en volume. Le second est situé dans les régions polaires nord vers 50 kilomètres d'altitude. Enfin, un petit maximum apparaît dans les régions tropicales de l'hémisphère sud vers 10 kilomètres d'altitude. En fait, ce qui ressort de nos simulations, et comme observé dans l'environnement terrestre, est que le formaldéhyde est l'un des maillons de la chaîne d'oxydation du méthane.



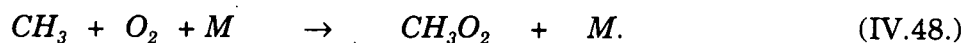
**Figure IV.26.** Distribution du rapport de mélange de  $CH_2O$  en ppmv calculée pour une limite supérieure pour le méthane de 3.7 ppmv.

La production chimique de  $CH_2O$  est gouvernée par des réactions catalytiques rapides impliquant les autres composés carbonés simples et les constituants en traces présents dans l'atmosphère ( $HO_x$ ,  $O_x$  et  $NO_x$ ).

Ce cycle catalytique conduisant à la production du formaldéhyde est compliqué et contient en fait trois branches dominantes. Le cycle débute avec la réaction du méthane et de l'oxygène atomique dans l'état excité ( $^1D$ ):

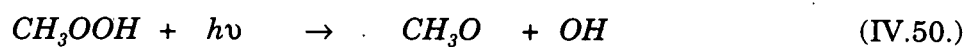
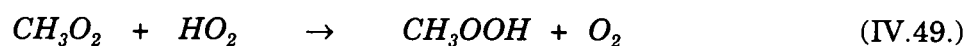


Ce processus est aussitôt suivi par la réaction trois-corps impliquant le radical méthyle produit et l'oxygène moléculaire:

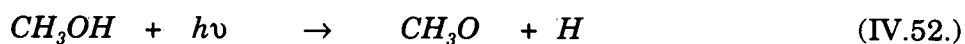
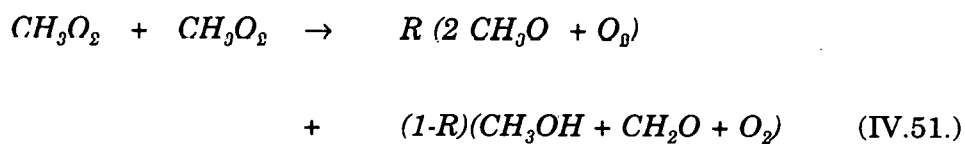


Lorsque  $\text{CH}_3\text{O}_2$  est formé, le cycle se poursuit par trois circuits distincts pour former  $\text{CH}_3\text{O}$ :

**Branche 1:**

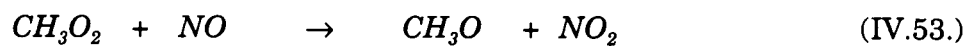


**Branche 2:**



où R est défini à la page 186

**Branche 3: \_\_\_\_\_**



Lorsque  $CH_3O$  est produit, il réagit rapidement et localement avec l'oxygène moléculaire pour former le formaldéhyde:

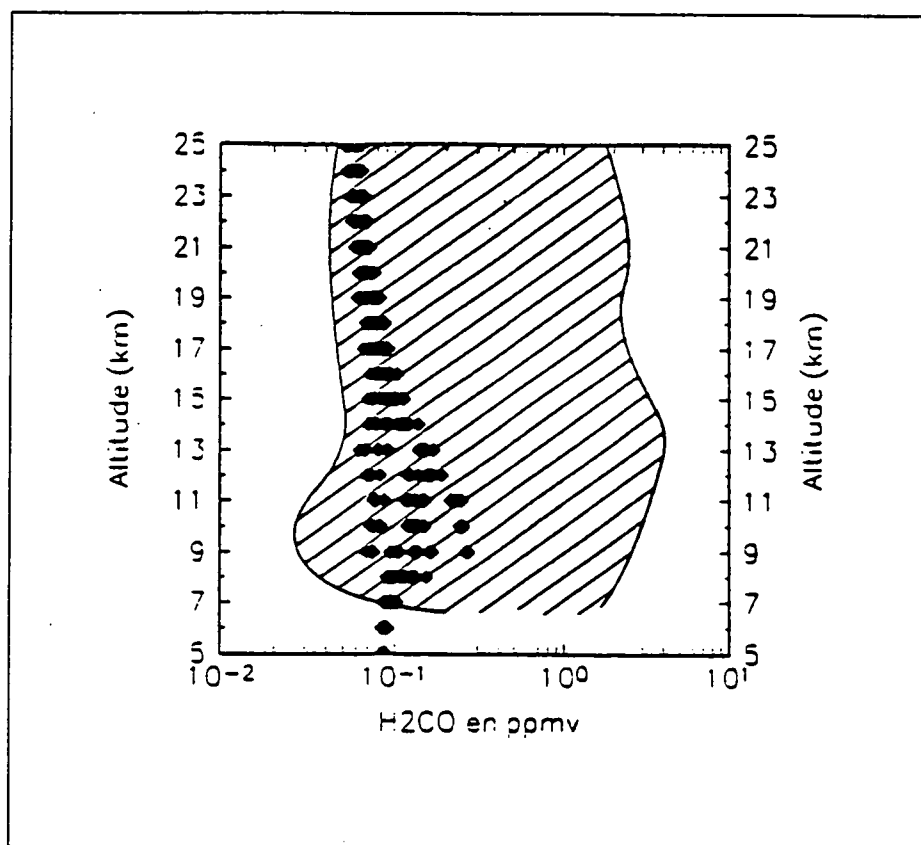


Les différents maxima présentés dans la figure IV.17. découlent d'une compétition entre la perte photolytique du formaldéhyde et le cycle catalytique de production détaillé plus haut. Dans les régions polaires de l'hémisphère d'hiver (hémisphère Nord), le maximum dans l'atmosphère moyenne et près du sol provient avant tout d'une réduction du coefficient de photodissociation provoquée par un accroissement des angles zénithaux. De plus, dans l'atmosphère moyenne d'hiver, l'augmentation de la concentration de  $O(^1D)$  associée au maximum d'ozone augmente l'efficacité de la photodissociation indirecte du méthane qui produit plus de radicaux méthyle qui alimentent alors le cycle catalytique décrit plus haut. Par conséquent, si l'on diminue la perte principale du formaldéhyde et que, simultanément, la production augmente, il est naturel que la concentration à l'équilibre croisse. Au voisinage de la surface, l'accroissement de pression, de la concentration du monoxyde d'azote et les faibles températures augmentent l'efficacité du cycle catalytique et expliquent le petit maximum calculé. Dans l'atmosphère supérieure de l'hémisphère Sud, l'augmentation de la concentration du formaldéhyde est liée à l'accroissement de la photolyse du dioxyde de carbone, de l'oxygène moléculaire et de l'ozone qui produit des atomes d'oxygène atomique dans l'état excité ( $^1D$ ), atomes qui réagissent directement avec le méthane pour produire les radicaux méthyle. Dans cette région de l'atmosphère, c'est donc une augmentation de production par photodissociation indirecte du méthane qui produit le maximum de concentration du formaldéhyde. Le maximum de formaldéhyde calculé dans la basse atmosphère tropicale d'été vers 10 kilomètres d'altitude est le résultat d'un compromis entre les mécanismes décrits plus haut avec une contribution non-négligeable de la deuxième branche du cycle catalytique. Comme nous l'avons souligné plus haut, quelques données ont été recueillies par le spectromètre infrarouge Auguste à bord de la sonde Phobos. La figure IV.23. montre la courbe enveloppe des différentes distributions verticales de la concentration du formaldéhyde déduite de ces observations comparée avec une compilation des distributions théoriques obtenues par le modèle pour la même gamme de conditions spatio-temporelles et une limite

supérieure pour la concentration du méthane de 3.7 ppmv. De nouveau, le modèle montre sa capacité à reproduire les observations, et la concordance entre les profils théoriques et les profils observés tend à démontrer la justesse de l'hypothèse sur la concentration de méthane, ce qui contribue en conséquence à valider l'hypothèse que le formaldéhyde observé pourrait provenir effectivement de l'oxydation du méthane. Comme nous l'avons précisé plus haut, le méthane n'est certainement pas produit photochimiquement dans l'atmosphère actuelle, il est donc essentiel de déceler sa source extra-atmosphérique potentielle. Par comparaison avec les travaux réalisés dans le cadre de l'étude de l'environnement terrestre, il existe trois sources extra-atmosphériques envisageables pour les molécules carbonées simples: (1) l'émission dans l'atmosphère lors de phénomènes volcaniques, (2) la production chimique par réactions catalytiques sur des aérosols (silicatés et ferreux) et (3) l'émission liée au métabolisme de populations microbiennes.

### 1. Hypothèse volcanique

Il existe à la surface martienne de nombreuses régions attestant l'évidence d'une altération hydrothermale de la surface. Bien qu'il soit certain que l'activité volcanique sur Mars ait diminué considérablement au cours de son histoire géologique, il existe aujourd'hui deux observations qui pourraient attester de la persistance du volcanisme aujourd'hui sur Mars. Luchitta (1987, 1990) a étudié les régions sombres dans la vallée Mariner. L'analyse de la couleur et de l'albédo de ces structures permet de penser qu'elles sont constituées de matériel volcanique. Les études stratigraphiques et géomorphologiques de ces structures permettent de penser qu'elles ne sont pas plus vieilles qu'un siècle. La deuxième évidence vient de l'analyse de la météorite de Shergotty. Cette dernière, provenant probablement de Mars, est d'origine volcanique et sa datation permet d'avancer des âges de cristallisation de l'ordre de quelques centaines de millions d'années.



**Figure IV.27.** Comparaison entre une compilation des distributions verticales théoriques du formaldéhyde calculées (symboles) et les observations (hachuré).

De plus, des observations récentes de Mars dans l'infrarouge réalisées par l'instrument ISM à bord de la sonde Phobos-2 (*Titov et al.*, 1993) ont fourni des informations sur une anomalie du contenu en eau de l'atmosphère au-dessus des volcans de la région de Tharsis. *Titov et al.* (1993) favorisent l'idée que cette anomalie est connectée directement aux volcans eux-mêmes et excluent la possibilité que l'anomalie observée reflète en fait l'état d'hydratation de la surface. L'une des hypothèses de *Titov et al.* (1993) pour expliquer ces observations est un dégazage volcanique provenant de l'intérieur de la planète. Par conséquent, la région de Tharsis continue peut-être aujourd'hui d'être un site volcanique et hydrologique actif. Partant de ces faits et en acceptant l'hypothèse que la planète Mars pourrait être encore géologiquement active, nous nous sommes intéressés à la possibilité d'une émission de composés carbonés réduits associée à ces possibles phénomènes volcaniques. Comme nous l'avons écrit plus haut, l'analyse morphologique des cônes volcaniques martiens a permis de montrer une grande similitude de ces volcans avec



les volcans terrestres de type hawaïen. Partant de cette similitude, nous avons recherché dans la littérature les gaz susceptibles d'être émis par ce type de volcanisme et ses phénomènes hydrothermaux associés. Les gaz les plus abondamment émis par les cônes volcaniques (en activité ou non) sont le dioxyde de carbone et l'eau. Par contre, les phénomènes hydrothermaux associés aux volcans hawaïens, et notamment les fumerolles, peuvent émettre en faible quantité du méthane. Le tableau IV.4. présente quelques résultats d'analyses des gaz émis par des fumerolles (*Graig et al.*, 1978; *Matsuo et al.*, 1974; *Kusakabe*, 1969; *Heald et al.*, 1963; *Mizukani*, 1962; *Matsuo*, 1961).

	Japon		Kilauea		Lassen
	1	2	3	4	5
$H_2O$	99.8	99.7	91.3	96.7	--
$CO_2$	0.03	0.11	2.20	2.20	99.0
$H_2S$	8E-4	0.12	--	0.03	--
$N_2$	--	0.02	5.40	0.50	0.9
$CH_4$	8E-3	3E-3	0.05	0.03	5E-3
$SO_2$	8E-3	0.03	0.09	1E-3	--

**Tableau IV.4.** Emissions gazeuses des fumerolles en %.

## 2. production par catalyse hétérogène sur les poussières

Une autre source potentielle de molécules carbonées simples est la production par catalyse hétérogène sur les poussières silicatées. De nombreuses études théoriques et expérimentales ont été accomplies dans ce domaine (*Hubbard et al.*, 1971; *Tseng et Chang*, 1974; *Bar-Nun et Hartmann*, 1978; *Bar-Nun et Chang*, 1983; *Wen et al.*, 1989). Ces travaux montrent que l'irradiation ultraviolette d'un mélange gazeux composé de  $CO_2$ , de  $H_2O$  et de  $CO$ , en présence de catalyseur silicatés et/ou ferreux, peut produire des molécules carbonées simples et notamment du formaldéhyde. L'environnement atmosphérique martien possède toutes les conditions favorables pour que ces mécanismes puissent être effectifs. Une possible attestation

de la validité de cette hypothèse est venue de *Abadi et al.* (1977). En analysant les spectres des nuages de poussières observés lors de la mission Viking, *Abadi et al.* (1972) concluent que certaines bandes d'absorption peuvent être attribuées à une large gamme de molécules organiques. Cependant, lors des observations Phobos, la teneur en poussières de l'atmosphère était faible. De plus, il n'existe pas réellement de corrélation évidente entre le profil vertical des poussières et les profils verticaux observés du formaldéhyde. Finalement, nous pouvons également ajouter que des expériences de chimie hétérogène récemment conduites en Russie et reproduisant les conditions de l'atmosphère martienne ne montrent pas de production de formaldéhyde par ces processus (*A.P. Koscheev*, 1992).

### 3. Production par activité microbienne

Pour terminer, la dernière source potentielle de composés carbonés simples est la production associée aux processus métaboliques de populations microbiennes. A cause des faibles pressions régnant actuellement sur Mars, l'eau liquide ne peut exister sur la planète et les rayons UV dévastateurs pour les organismes vivants peuvent atteindre la surface. Par conséquent, la surface martienne contemporaine semble tout à fait inhospitalière pour la vie. Donc, si Mars possède une activité géothermique profonde, celle-ci pourrait fournir l'eau liquide et l'énergie nécessaire à un écosystème microbien potentiel. Les évidences géochimiques de l'analyse des météorites du type SNC ainsi que les évidences géomorphologiques d'un volcanisme récent supportent l'idée que des niches profondes protégées, associées à une activité géothermique, auraient pu continuer à supporter des systèmes microbiens, même après que les conditions de surface soient devenues inhospitalières. Les systèmes anaérobies utilisant le dioxyde de carbone comme source primaire de carbone semblent donc les plus adéquats pour Mars. Une analyse complète et détaillée de cette hypothèse a été publiée récemment par *Boston et al.*, (1992). Partant d'une étude des populations microbiennes récemment découvertes sur Terre dans des environnements anaérobies profonds et des évidences d'une possible activité volcanique contemporaine de la planète, *Boston et al.* (1992) soutiennent l'hypothèse selon laquelle des colonies anaérobies de microorganismes pourraient se développer sous la surface martienne à proximité des poches magmatiques actives. Les poches

---

magmatiques, en réchauffant l'encaissant, permettraient à la glace présente dans le régolite de fondre et produirait alors l'eau liquide nécessaire au développement de ce type d'organisme. Ils suggèrent comme type de microorganismes possibles, les bactéries acétogènes, méthanogènes et les bactéries basées sur la chimie du soufre. Le méthane nécessaire à la production de formaldéhyde pourrait donc également provenir de ce type de processus. Pour compléter cette analyse, nous pouvons rappeler que la texture du régolite pourrait permettre une profondeur de diffusion pouvant atteindre 16 kilomètres.

Pour résumer les trois hypothèses qui viennent d'être brièvement exposées, la figure IV.28. présente un schéma simplifié du cycle catalytique théorique et des différentes sources des espèces carbonées qui pourraient se développer actuellement dans l'atmosphère martienne.

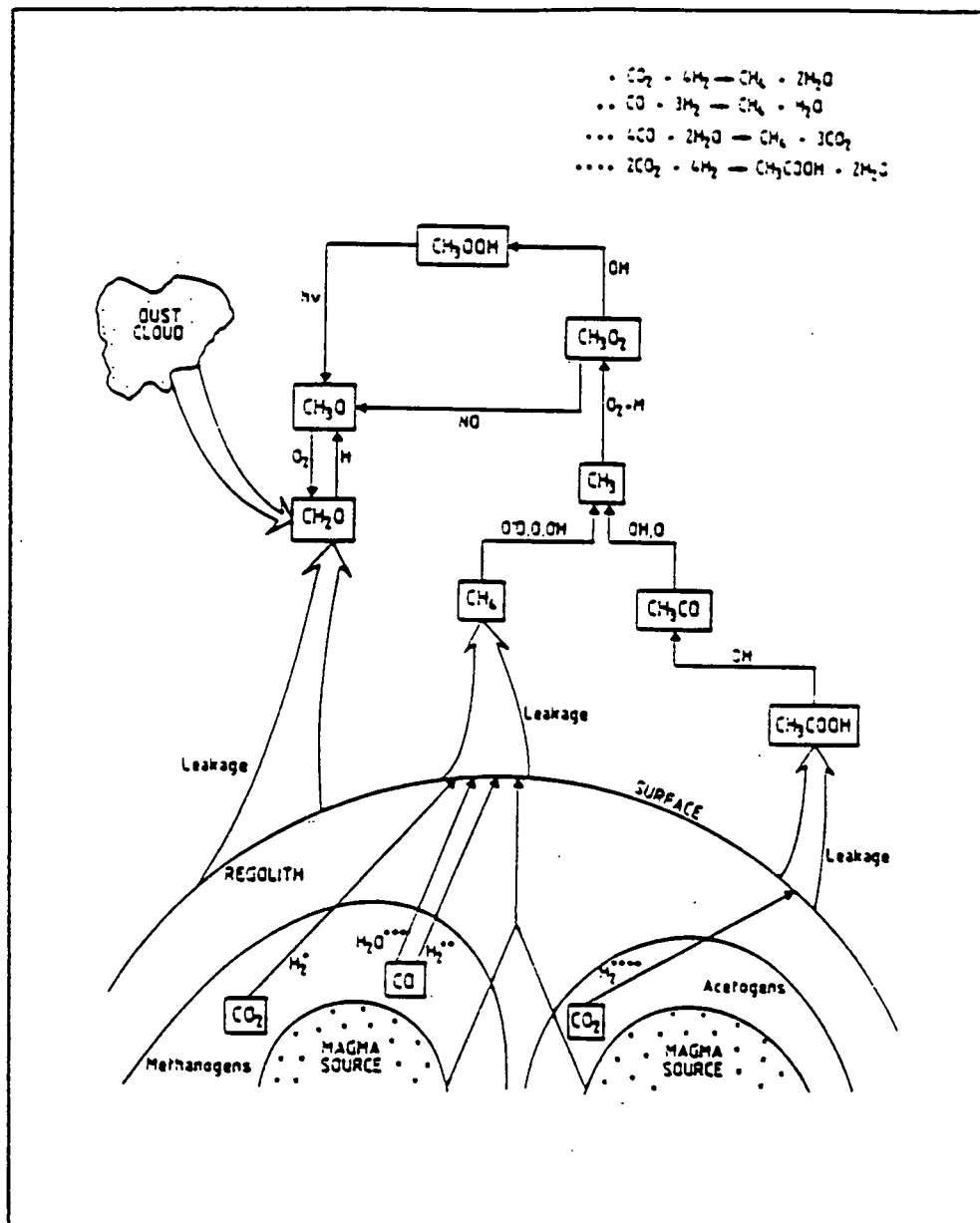


Figure IV.28. Schéma simplifié et hypothétique des processus impliquant les composés carbonés dans l'atmosphère martienne actuelle.

#### d. Discussion

Nous aurions pu clôturer la discussion à ce niveau vu l'apparente cohérence entre les résultats théoriques et les observations Phobos. En fait, dans le but de confirmer nos simulations et les observations Phobos, nous avons mis au point une nouvelle campagne d'observations télescopique du formaldéhyde mais cette fois dans une gamme spectrale différente (Moreau *et al.*, 1992b). Les observations dans le domaine des micro-ondes ont été réalisées au radiotélescope de l'IRAM en Andalousie en mars et décembre 1992. Malheureusement, le formaldéhyde n'a pas été détecté, et la seule information que nous ayons retiré de ces observations est une limite supérieure pour la concentration du formaldéhyde deux ordres de grandeur plus faible que les concentrations déduites par Korablev *et al.* (1993). Comme la détection de la signature organique par Phobos ne peut certainement pas être remise en question, nous nous trouvons donc en présence d'un réel problème et il est essentiel de trouver au moins un début d'explication. Différentes hypothèses peuvent être avancées pour expliquer ces faits et observations. La première, et la plus évidente, est qu'il pourrait exister une variabilité inter-annuelle du formaldéhyde, les observations Phobos ayant été réalisées en 1989 et nos observations un an et demi martien plus tard. Cependant, si l'on admet que le schéma photochimique introduit dans notre modèle est correct et que la production du formaldéhyde provient effectivement de l'oxydation du méthane, l'hypothèse de la variation inter-annuelle semble peu probable dans le cadre d'une distribution globale de méthane dans l'atmosphère martienne. En effet, le temps de résidence atmosphérique d'une molécule de méthane étant extrêmement élevé, on imagine difficilement que la quantité de méthane, si il est uniformément distribué, qui aurait été présente en 1989 pour produire le  $CH_2O$  puisse diminuer de plus d'un ordre de grandeur en un an. Ceci nous amène donc à reconsidérer non seulement à la baisse notre condition limite globale sur la concentration du méthane. Nous avons donc resimuler l'atmosphère, mais cette fois, la condition limite sur la concentration du méthane a été ramenée à 0.1 ppmv. La figure IV.25. montre les distributions verticales et méridionales du logarithme du rapport de mélange du formaldéhyde obtenues avec cette condition limite. Pour les conditions de solstice, les concentrations maximales sont calculées vers 60 kilomètres d'altitude dans l'hémisphère d'été. Dans la basse atmosphère, la concentration diminue fortement à mesure que l'on se rapproche de

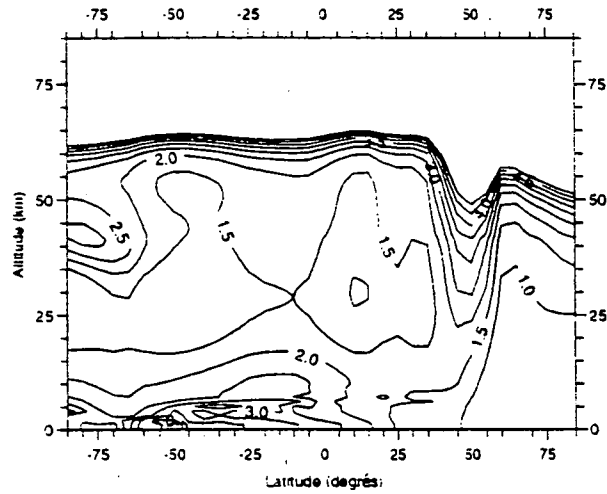
la surface avec cependant une légère augmentation du rapport de mélange dans les premiers kilomètres d'altitude dans l'hémisphère d'été. Pour les conditions d'équinoxe, on retrouve la même structure avec un maximum vers 60 kilomètres d'altitude dans l'hémisphère d'automne. Nous voyons donc, qu'avec une concentration limite de 0.1 ppmv de méthane, nous nous approchons de la limite supérieure définie lors de nos observations. Néanmoins, l'hypothèse du méthane comme précurseur du formaldéhyde ne peut certainement pas être totalement rejetée, mais nos observations nous invitent à penser que la production du formaldéhyde a été un phénomène local peut être lié à un dégazage de la surface relié à une activité volcanique sous-jacentes.

La deuxième hypothèse que nous pouvons avancer pour expliquer cette contradiction entre les deux campagnes d'observations est que l'interprétation des spectres observés réalisée par *Korablev et al.* (1993) est erronée. On peut imaginer que la sonde Phobos ait en fait détecté une autre molécule organique ou un mélange des deux, ce qui expliquerait partiellement l'absence de détection lors de nos campagnes d'observations télescopiques dans le domaine des micro-ondes. Plusieurs molécules organiques absorbent dans le domaine spectral investigué par l'expérience Auguste, notamment certains acides organiques faibles tels l'acide formique et l'acide acétique. Dans les conditions thermodynamiques martiennes actuelles, l'acide formique, si il était produit, condenserait rapidement et totalement. Reste alors l'acide acétique qui semble, pour le moment, un autre candidat potentiel pour expliquer les observations Phobos. En omettant pour le moment le problème de la source, l'oxydation de l'acide acétique pourrait en effet apporter une cohérence aux différentes observations effectuées récemment. En phase gazeuse, l'acide acétique est uniquement oxydé par les radicaux hydroxyles et pourrait, après une série de réactions catalytiques, alimenter en radicaux méthyles le cycle catalytique présenté plus haut. Lorsque la quantité en vapeur d'eau de l'atmosphère est élevée, la concentration de radicaux  $HO_x$  augmentant, le temps de vie d'une molécule d'acide acétique décroît et par conséquent sa concentration à l'équilibre pourrait diminuer. Si par contre l'on se souvient de la discussion sur nos tentatives d'observation du peroxyde d'hydrogène, nous avons alors conclu qu'une explication possible à la non-détection était une quantité de vapeur d'eau atmosphérique sans doute plus faible d'un facteur 2-3 que la quantité présente pendant la mission Phobos. La variabilité inter-annuelle de la vapeur d'eau d'un facteur 2-3 étant observée (*Clancy et al.*,

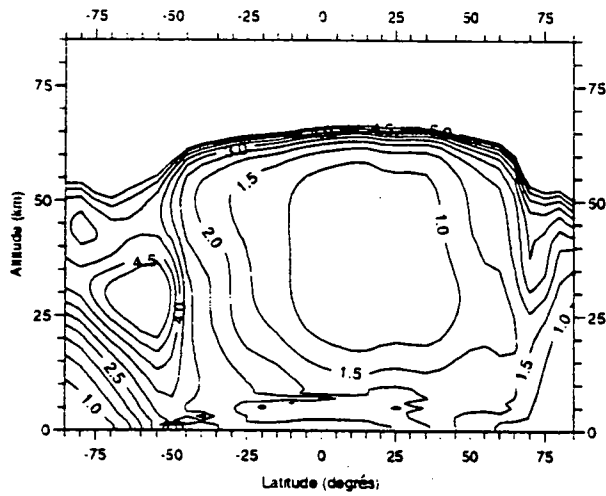
1992), cette possible diminution de la quantité d'eau aurait pu réduire la quantité de  $OH$ , allonger le temps de vie de  $CH_3COOH$ , réduire la quantité de radicaux méthyle et par conséquent la concentration de formaldéhyde. Ce scénario pourrait expliquer pourquoi nous n'avons pas observé le formaldéhyde. De plus, comme ces deux constituants ont des spectres d'absorption extrêmement similaires dans la fenêtre spectrale utilisée pour la détection, l'hypothèse de l'observation d'un mélange reste plausible. Aujourd'hui, la seule source potentielle, par comparaison avec les études de l'environnement terrestre, est l'émission en surface résultant d'une activité microbienne profonde telle celle suggérée par *Boston et al.* (1992). Cependant, le manque de connaissances de l'environnement géologique et minéralogique de la surface martienne nous empêche aujourd'hui de nous arrêter à cette seule hypothèse. En conclusion, on peut dire aujourd'hui que Phobos a détecté la signature spectrale d'une molécule ou d'un mélange de molécules, probablement de type carboné, qui pourrait (1) être du formaldéhyde produit par la chaîne d'oxydation du méthane, ce dernier ne pouvant avoir qu'une origine volcanique ou (2) être un mélange  $CH_2O-CH_3COOH$  dont le rapport pourrait varier interannuellement en fonction de la quantité totale d'eau présente dans l'atmosphère. La réalité est certainement beaucoup plus complexe que ce scénario, mais celui-ci a le mérite de rendre les différentes observations cohérentes. Quant à la source de l'acide acétique pour la deuxième hypothèse, il serait trop prématuré de conclure à la source biogénique, nos connaissances du régolite martien, des processus géologiques de la planète et surtout des processus de catalyse hétérogène sur aérosols silicatés sont beaucoup trop incomplètes pour pouvoir conclure.

## Formaldéhyde ( $\text{CH}_2\text{O}$ )

a)  $L_s = 270$  degrés



b)  $L_s = 360$  degrés



**Figure IV.29.** Distributions méridionales et verticales de la concentration du formaldéhyde (en pptv) calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés.



### **3. Réponse de l'atmosphère à une éventuelle injection de dioxyde de soufre et d'acide chlorhydrique**

#### **a. Le volcanisme martien**

##### **1. Introduction**

L'analyse des images renvoyées par les sondes Mariner et Viking a permis de mettre en évidence une multitude de morphologies volcaniques (e.g., Carr, 1973; Greeley, 1973, Schaber, 1982; Hodges and Moore, 1993). L'approche la plus évidente pour comprendre ces structures morphologiques a bien entendu consisté à les comparer avec les structures observées sur Terre. Bien que triviale, cette approche pourrait masquer les caractéristiques propres à la planète Mars ainsi que des caractéristiques de mise en place radicalement différentes. Comparativement à la Terre et en raison de l'absence d'une tectonique de plaques, le volcanisme de rift et de subduction n'existent pas sur Mars. Néanmoins, il subsiste deux types de volcanisme caractéristiques: le volcanisme sur points chauds et le volcanisme de type trappe. Le volcanisme de points chauds est similaire à celui observé sur Terre, notamment dans la région de Hawaï avec comme seule différence majeure la taille des édifices. Cette différence de taille ne provient pas uniquement d'une différence de gravité, mais d'une plus grande stabilité des sources magmatiques et de la croûte martienne. La quasi uniformité de la taille des volcans correspondrait donc à un stade d'équilibre entre la pression interne de la planète et la rigidité de la lithosphère.

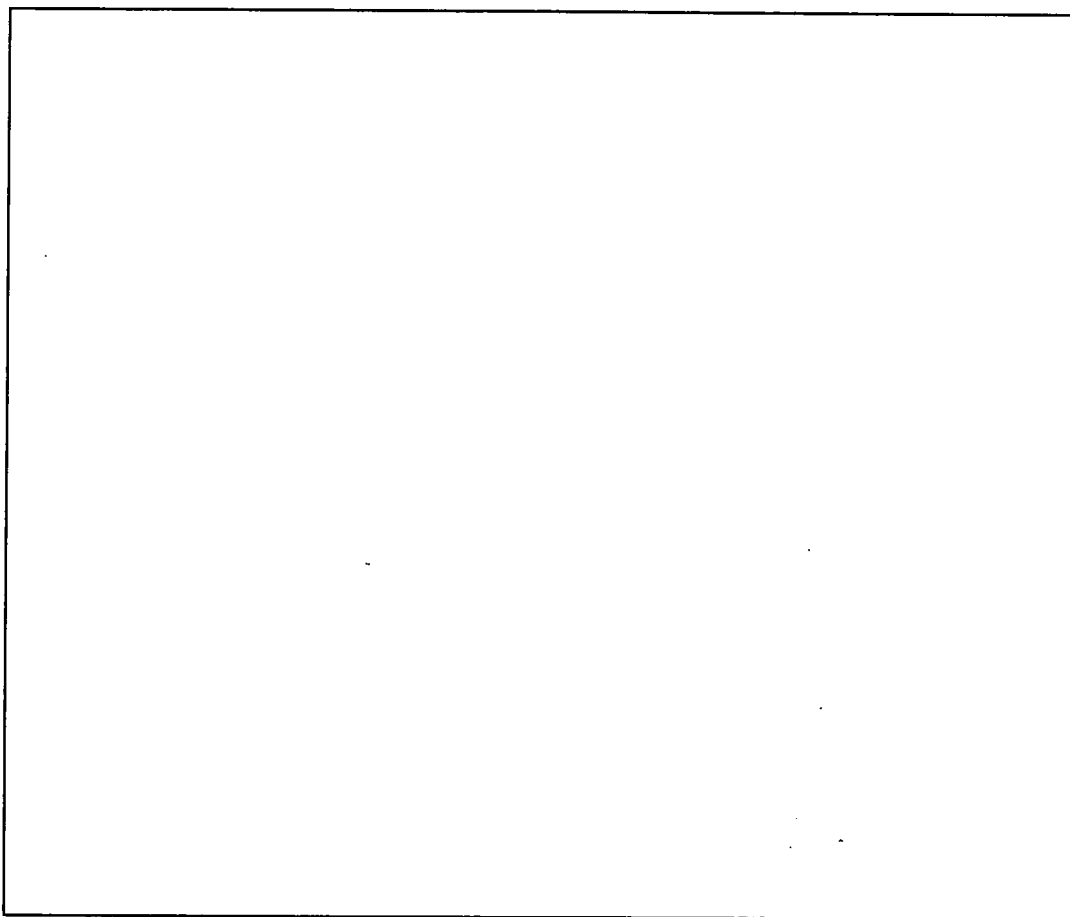
## 2. Production et mise en place des magmas

Un magma est produit par la fusion partielle de la croûte et il tend à progresser vers la surface tant que le contraste de densité avec l'encaissant reste important. Comme pour la Terre, cette mise en place peut se faire par étape, où à chacune d'elle il peut évoluer chimiquement soit par cristallisation fractionnée soit par contamination par fusion de l'encaissant et ainsi produire différents produits éruptifs ayant des caractéristiques chimiques et rhéologiques propres. L'estimation de la composition des dépôts surfaciques volcaniques martiens a été entreprise en suivant différentes approches. Premièrement, les caractéristiques générales de la planète ont permis de déterminer la composition mantélique de Mars qui est supposée contenir 2 à 3 fois plus de fer que son analogue terrestre. Deuxièmement, les observations par les sondes et les analyses de laboratoire ont permis de mettre en évidence des unités basaltiques caractérisées par des degrés divers d'oxydation (*Adams and McCord, 1969*). Troisièmement, l'analyse chimique in situ du sol réalisée au cours de la mission Viking ne permet pas d'analogie directe avec un homologue terrestre et a été interprétée comme un matériel fortement modifié par des gaz volcaniques (*Settle, 1979*). Quatrièmement, l'analyse des caractéristiques des flots de lave dans les régions volcaniques a permis de mettre en évidence le caractère basaltique de ces laves. Finalement, la dernière approche est l'analyse des météorites SNC qui sont supposées avoir une origine martienne. Ces météorites sont très similaires aux roches basaltiques terrestres et peuvent, dans certain cas, être classifiées comme Komatiitiques (*Baird and Clark, 1981*), menant à la conclusion que le volcanisme ultrabasique est plus important sur Mars qu'il ne l'est sur la Lune ou sur la Terre actuellement (*Treiman, 1986*). Sur base de l'analyse des caractéristiques chimiques de ces météorites, *Dreibus et Wanke (1984)* ont déduit également que le manteau martien devait avoir un rapport Fe/Mg plus élevé que son équivalent terrestre.

### 3. Interaction du magma avec le permafrost

Il existe de nombreuses évidences de la présence d'eau et de glace dans le régolite martien. La présence d'eau et de glace va influencer fortement la structure de la croûte supérieure, remplissant les vides et causant une altération de la minéralogie crustale par production d'argiles et de carbonates, mais aussi en étendant la porosité du régolite jusqu'à des profondeurs pouvant atteindre 16 kilomètres (Squyre et al., 1992). Lorsqu'un magma progresse dans cette croûte, il peut interagir avec l'encaissant de trois manières différentes: (1) former de larges réservoirs sous la surface, (2) se mettre en place dans la croûte sous la forme de dykes et de sills ou (3) atteindre la surface et s'y répandre. Dans le premier cas, la déperdition de chaleur du réservoir peut modifier le gradient géothermique local. Un simple calcul montre qu'un réservoir d'un diamètre de 10 kilomètres se mettant en place à une profondeur de 10 kilomètres peut produire une augmentation de 10 pour-cent de la température dans un rayon de 12 kilomètres et que le réservoir se refroidi pendant 1 million d'années avant de retrouver la température ambiante. Le choc thermique produit par la mise en place d'une chambre magmatique de cette taille peut faire fondre la glace dans un rayon de 25 kilomètres ce qui pourrait produire notamment des structures de collapses en surface. Un cas plus complexe est la mise en place d'un dyke ou d'un sill dans un permafrost. Le refroidissement de ce type de structure est beaucoup plus lent que dans le cas d'un épanchement en surface et produit une plus grande fraction d'eau liquide ou de vapeur et une perte de chaleur en surface plus grande. En se mettant en place, il va interagir avec l'eau et la glace, changer le gradient géothermique, va provoquer la fusion de la glace et, surtout, une désorption massive d'eau en surface. Néanmoins, la faible gravité martienne ainsi que la faible pression atmosphérique font que le dégazage des magmas se déroule le plus souvent à plus grande profondeur sur Mars. Comme la solubilité de  $CO_2$  est plus faible que celle de l'eau dans les magmas silicatés, le  $CO_2$  est largement dégazé des magmas martiens qui résident un certain temps dans la croûte. En surface, cela va se traduire par différents types d'éruptions: les éruptions effusives et explosives. L'origine de l'activité volcanique explosive connectée au dégazage des volatiles magmatiques (strombolien, hawaïen, plinien, ignimbritique) et l'interaction d'un magma avec les volatiles présents dans le régolite (péléen) sont schématisées dans la figure IV.30.. Dans le cas d'une effusion magmatique, la

déperdition de chaleur du magma qui s'épanche fait qu'il n'y a pas de différences notables au niveau de la texture des coulées de lave avec celles observées sur Terre, mis a part que la faible densité martienne permettra aux coulées de lave d'être plus longues (a peu près un facteur 6) et aux dykes d'être plus larges. C'est cette particularité qui a permis la construction de très larges volcans sur Mars (de l'ordre de 400 à 700 kilomètres de diamètre). Le nuage d'éruption (composé d'un mélange des gaz atmosphériques, de pyroclastes et de volatiles magmatiques) peut atteindre une altitude maximale 5 fois supérieure à celle observée sur Terre.



**Figure IV.30.** Schéma montrant les différents styles d'éruption sur Mars.

L'ensemble volcanique le plus spectaculaire de Mars est l'ensemble des Monts Tharsis. Les volcans principaux le constituant sont du type hawaïen et sont caractérisés par des structures coniques surbaissées produites par l'effusion de lave fluide. Le plus grand volcan est le Mont Olympe qui culmine aux environs de 25 kilomètres d'altitude. Les autres édifices volcaniques composant la dorsale Tharsis sont plus petits (Ceraunius Tholus et Uranus Tholus) mais culminent également au dessus de 20 kilomètres. Mars possède d'autres régions volcaniques, telles Elysium Planitia, Alba Patera, Hadriaca Patera et Amphitrites Thyrrenum, qui sont caractérisées par des volcans plus petits. Sur Terre, les volcans injectent de grandes quantités de gaz dans l'atmosphère (eau, dioxyde de carbone, dioxyde de soufre, composés halogénés) et il est évident que cela a été le cas pour Mars. Le dégazage ne se fait donc pas uniquement par les cônes volcaniques, mais aussi, entre les périodes d'éruption, par diffusion au travers du système de fractures de la croûte martienne. La libération de dioxyde de soufre dans l'atmosphère lors d'une éruption aurait pu former des aérosols sulfatés, modifier la structure physico-chimique de l'atmosphère supérieure (*Settle, 1979*) et ainsi permettre une distribution globale des ces aérosols, ce qui expliquerait la fraction de soufre (3 à 4 % en poids) observée dans les deux sites d'atterrissage des landers Viking. *Potawsko et Kuhn (1986)* ont étudié les effets d'un dégazage d'eau et de dioxyde de soufre sur l'atmosphère primitive de Mars. Leur conclusion est que, à cause de son grand pouvoir d'absorption de la radiation solaire, les effets d'une injection de dioxyde de soufre auraient permis un réchauffement substantiel de l'atmosphère et par conséquent une désorption massive de l'eau du régolite. Outre le dégazage direct par les structures volcaniques et les poches magmatiques, la mise en place de chambre magmatiques dans le permafrost martien aurait pu également libérer de grandes quantités de vapeur d'eau. *Allen (1979)* et *Hodges et Moore (1979)* ont en effet suggéré que la morphologie de certaines structures de surface ressemblait à celle observée en Islande et qui provient d'une interaction entre un magma basaltique et de la glace. L'étude géomorphologique du matériel constituant le Mont Olympe a également été décrite comme ayant une origine sub-glaciaire (*Hodges et Moore, 1979*) ou une origine pyroclastique (*King et Riehle, 1974*). *Greeley et Spudis (1981)* et *Greeley et Crown (1990)* ont également proposé une origine phréatomagmatique pour la région de Tyrrhena Patera.

Enfin, les meilleures évidences des interactions entre magma et le régolite viennent du très grand nombre de réseaux fluviaux existant dans la région des Mont Elysium (*Mouginis-Mark*, 1985) ainsi que dans la région de Hadriaca Patera (*Squyre et al.*, 1987).

De nos jours, les composés sulfurés et chlorés n'ont pas encore été détectés dans l'atmosphère martienne. L'étude que nous avons décidé d'entreprendre est surtout la conséquence d'un rapprochement entre les diverses observations sur la composition chimique et minéralogique de la surface martienne obtenues pendant les missions spatiales et les résultats d'expériences d'irradiation U.V. de sulfates mises au point dans le cadre de la mission internationale Mars 94. En effet, l'observation des bandes d'absorption dans l'infrarouge des roches martiennes montre la présence des sulfates (*Pollack et al.*, 1991). Les expériences d'irradiation quant à elles consistent simplement à irradier dans l'ultraviolet et le visible des minéraux sulfatés et d'analyser ensuite les produits éventuellement dégazés. Les résultats préliminaires de ces expériences montrent surtout un dégazage persistant de dioxyde de soufre. En conséquence, comme les poussières constituant le régolite proviennent d'une pulvérisation fine des roches de surface et que ces poussières sont quasi périodiquement injectées dans l'atmosphère pour de longues périodes, on peut envisager l'hypothèse d'une libération de  $SO_2$  dans l'atmosphère par les poussières durant les tempêtes locales et globales. Il n'existe pas actuellement d'observations directes de composés sulfurés et chlorés dans l'atmosphère martienne. Toutefois, même si les limites supérieures extraites des observations micro-ondes (*Encrenaz et al.*, 1991) sont très strictes, les effets de la chimie des composés sulfurés sur la structure chimique actuelle pourraient être importants.

## b. Schéma photochimique des composés du sulfurés et chlorés

Le tableau IV.7. présente les réactions chimiques et photochimiques impliquant les composés sulfurés et chlorés que nous avons introduites dans le modèle.

SO + hv	→	S + O	(190-235 nm)
SO <sub>2</sub> + hv	→	SO + O	(200-230 nm)
HCl + hv	→	H + Cl	(140-220 nm)
ClO + hv	→	Cl + O	(230-310 nm)
S + O <sub>2</sub>	→	SO + O	2.3 10 <sup>-12</sup>
SO + O <sub>2</sub>	→	SO <sub>2</sub> + O	1.4 10 <sup>-13</sup> e <sup>(-2275/t)</sup>
SO + O <sub>3</sub>	→	SO <sub>2</sub> + O <sub>2</sub>	4.5 10 <sup>-12</sup> e <sup>(-1170/t)</sup>
SO + OH	→	SO <sub>2</sub> + H	8.6 10 <sup>-11</sup>
SO + HO <sub>2</sub>	→	SO <sub>2</sub> + OH	2.8 10 <sup>-11</sup>
SO + NO <sub>2</sub>	→	SO <sub>2</sub> + NO	1.4 10 <sup>-11</sup>
Cl + O <sub>3</sub>	→	ClO + O <sub>2</sub>	2.9 10 <sup>-11</sup> e <sup>(-260/t)</sup>
Cl + H <sub>2</sub>	→	HCl + H	3.7 10 <sup>-11</sup> e <sup>(-2300/t)</sup>
Cl + H <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	→	HCl + HO <sub>2</sub>	1.1 10 <sup>-11</sup> e <sup>(-980/t)</sup>
Cl + HO <sub>2</sub>	→	HCl + O <sub>2</sub>	1.8 10 <sup>-11</sup> e <sup>(170/t)</sup>
HCl + OH	→	Cl + H <sub>2</sub> O	2.6 10 <sup>-12</sup> e <sup>(-350/t)</sup>
ClO + O	→	Cl + O <sub>2</sub>	3.0 10 <sup>-11</sup> e <sup>(70/t)</sup>
ClO + NO	→	Cl + NO <sub>2</sub>	6.4 10 <sup>-12</sup> e <sup>(290/t)</sup>

**Tableau IV.7.** Liste des réactions chimiques et photochimiques impliquant les composés chlorés et sulfurés introduites dans le modèle 2D. t est la température.

Le principal constituant sulfuré pouvant être émis dans l'atmosphère durant une éruption volcanique et ses phénomènes associés ou par irradiation ultraviolette du régolite et des poussières est le dioxyde de soufre. La figure IV.31. présente la distribution méridionale et verticale du dioxyde de soufre calculée par le modèle pour une longitude solaire de 360 degrés. Dans le modèle, nous avons introduit une limite supérieure pour la concentration des composés sulfurés non-appariés (SO<sub>x</sub>) de 0.01 ppmv (Encrenaz, 1991). La concentration maximale de SO<sub>2</sub> est calculée au voisinage de la surface où la concentration de l'oxygène moléculaire, de l'ozone et de NO<sub>2</sub> est maximale.

$\text{SO}_2$  est principalement détruit par photolyse:



Donc, lorsque l'on s'élève en altitude, les processus photolytiques gagnant en efficacité, la concentration du dioxyde de soufre diminue rapidement. La photolyse du dioxyde de soufre produit du monoxyde de soufre qui subit directement une photolyse



ou réagit avec l'oxygène moléculaire



avec les hydrogènes impairs



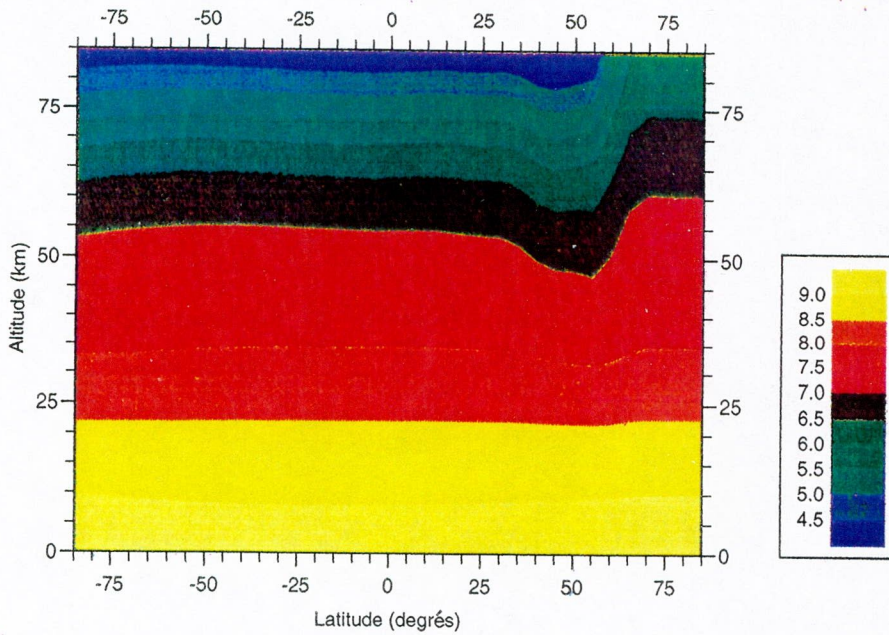
avec l'ozone



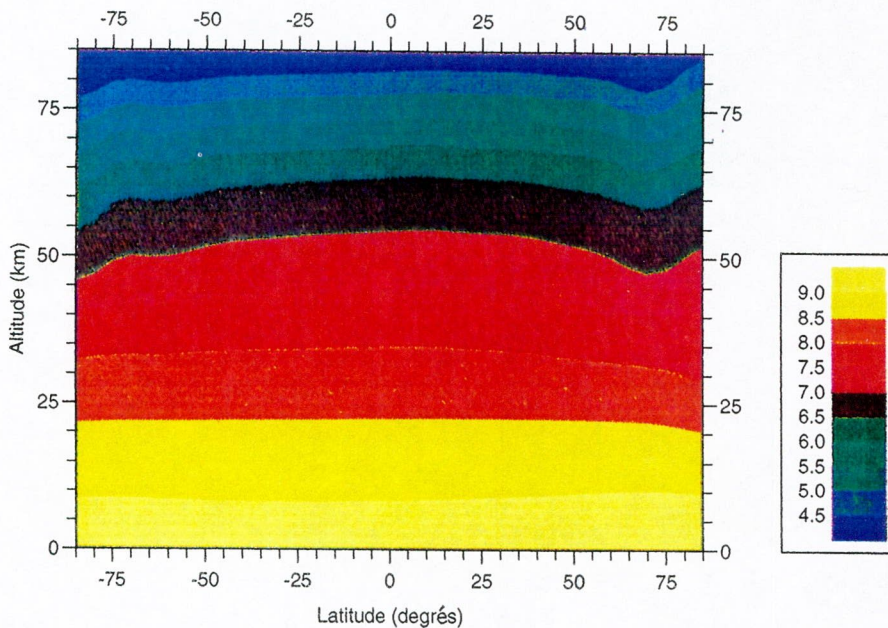


### Dioxyde de soufre ( $SO_2$ )

a)  $L_s = 270$  degrés



b)  $L_s = 360$  degrés



**Figure IV.31.** Distributions méridionales et verticales du logarithme de la concentration du dioxyde de soufre (en  $cm^{-3}$ ) calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés.

et avec le dioxyde d'azote



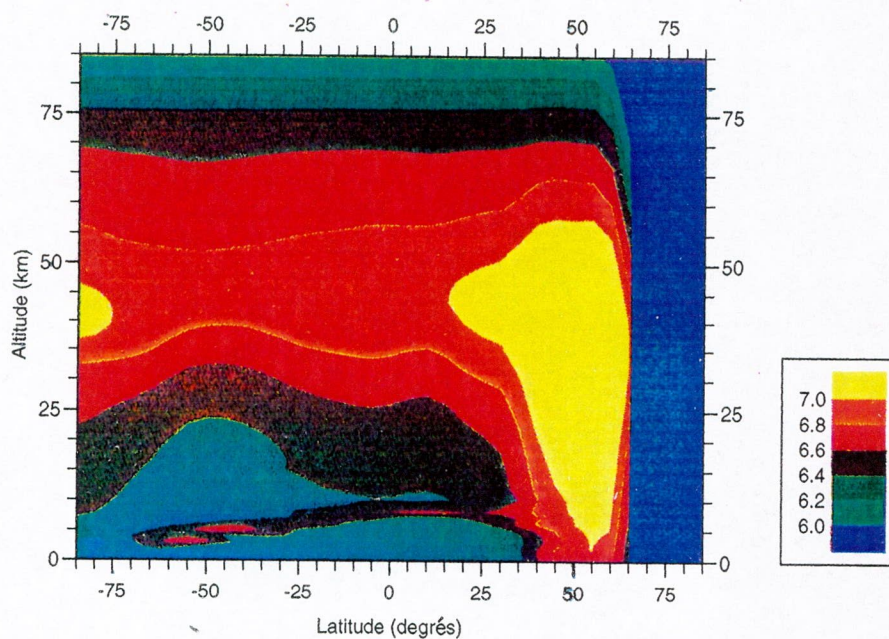
La figure IV.32. présente les distributions verticales et méridionales du monoxyde de soufre pour différentes conditions saisonnières. Pour les différentes saisons, il se forme une couche de  $SO$  vers 45 kilomètres d'altitude. Pour les conditions de solstice, le modèle calcule un maximum de concentration au dessus des régions polaires d'hiver. Ces maxima sont surtout le résultat d'une diminution de la perte photolytique due à un accroissement des angles zénithaux. Dans la basse atmosphère, la concentration diminue au fur et à mesure que l'on se rapproche de la surface principalement à cause de l'augmentation de la concentration de l'oxygène moléculaire. Au dessus de 40 kilomètres d'altitude, l'augmentation de l'efficacité des processus photolytiques explique la diminution rapide de la concentration de  $SO$ . Dans la nuit polaire (latitudes supérieures à 65N dans la figure IV.32.a), la photolyse de  $SO_2$  étant nulle, le monoxyde de soufre disparaît complètement. Dans tous les cas, ces dernières réactions reforment du dioxyde de soufre. L'atome de soufre, formé lors de la photolyse du monoxyde de soufre réagit très rapidement avec l'oxygène moléculaire pour reformer  $SO$ . La figure IV.33. montre les distributions verticales et méridionales de l'atome de soufre pour différentes conditions saisonnières. L'atome de soufre réagissant très rapidement et localement, sa concentration à l'équilibre est très faible. Sa distribution verticale reflète principalement l'augmentation avec l'altitude de la photolyse de  $SO_2$  et de  $SO$  et sa destruction dans les basses couches atmosphériques par réaction avec l'oxygène moléculaire. Comme il n'y a pas de monoxyde de soufre dans la nuit polaire (figure IV.33.a), la concentration du soufre atomique est nulle.



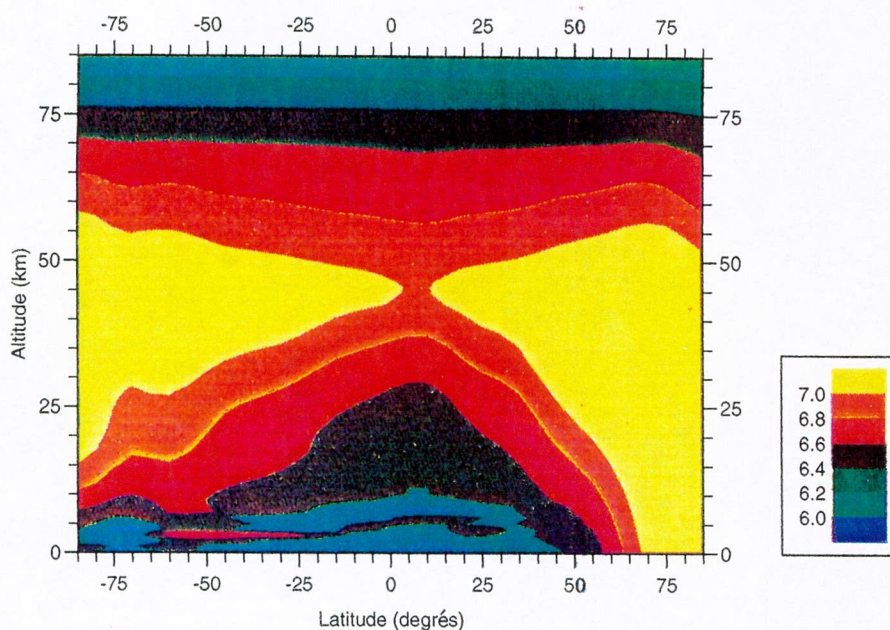


## Monoxyde de soufre (SO)

a)  $L_s = 270$  degrés



b)  $L_s = 360$  degrés

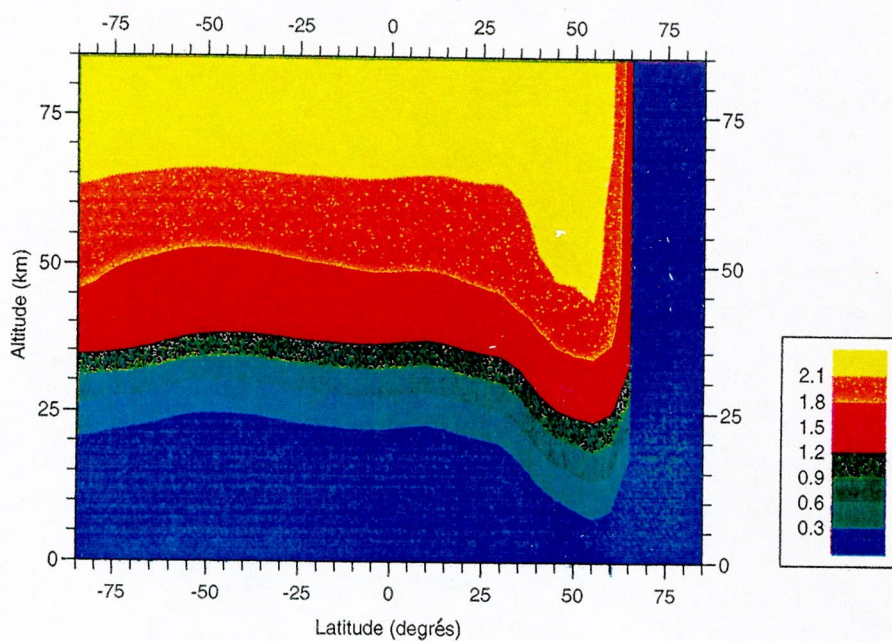


**Figure IV.32.** Distributions méridionales et verticales du logarithme de la concentration du monoxyde de soufre (en  $\text{cm}^{-3}$ ) calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés.

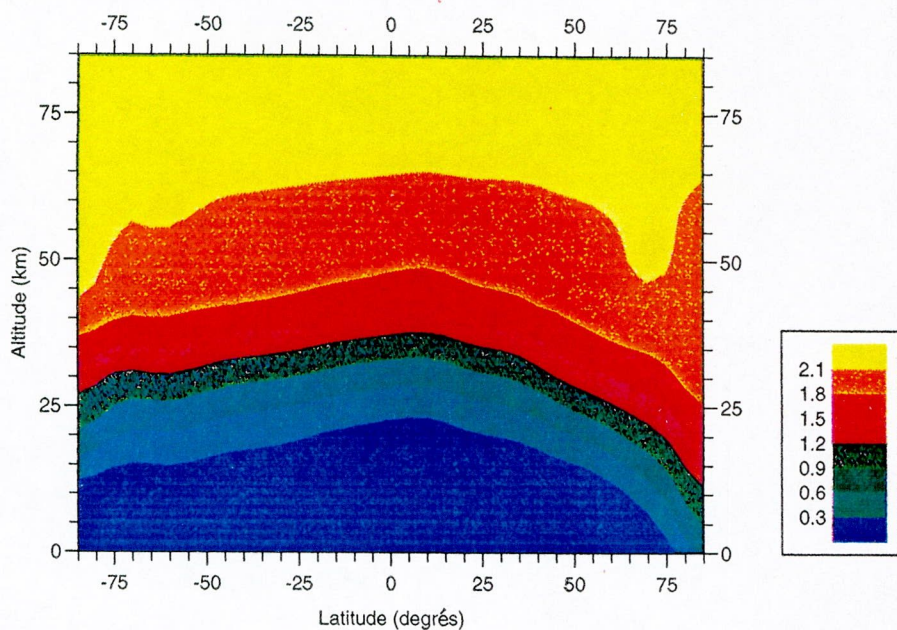


## Soufre atomique (S)

a)  $L_s = 270$  degrés



b)  $L_s = 360$  degrés



**Figure IV.33.** Distributions méridionales et verticales du logarithme de la concentration du soufre atomique (en  $\text{cm}^{-3}$ ) calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés.

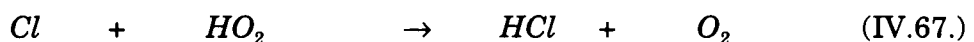
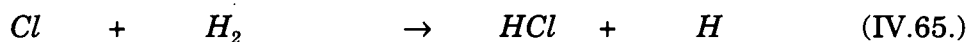
Tout comme les composés sulfurés, les composés du chlore n'ont pas encore été détectés dans l'atmosphère martienne. Le constituant chloré principal susceptible d'être émis dans l'atmosphère au cours d'une éruption volcanique est l'acide chlorhydrique. Celui-ci est détruit principalement par réaction avec le radical hydroxyle et l'oxygène atomique:



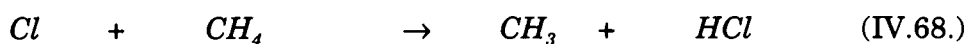
et par photolyse pour des longueurs d'ondes inférieures à 220 nm



La figure IV.34. montre la distribution méridionale et verticale de *HCl* calculée par le modèle pour une longitude solaire de 360 degrés. Les concentrations maximales calculées se situent dans les basses couches de l'atmosphère. Plus on s'élève en altitude, les processus photolytiques gagnant en efficacité, la concentration de *HCl* diminue rapidement. Dans la basse atmosphère, l'atome de chlore produit par la photolyse de *HCl* réagit très rapidement avec les hydrogènes pairs et impairs pour reformer l'acide chlorhydrique:



Dans l'atmosphère terrestre, *HCl* étant fortement soluble dans l'eau, il est lessivé de l'atmosphère par les pluies. Dans le cas martien, la pression globale étant à la limite du point triple de l'eau, la phase liquide pour l'eau n'existe pas et ce processus ne joue donc pas. L'acide chlorhydrique est également produit par réaction de l'atome de chlore avec le méthane et le formaldéhyde par:

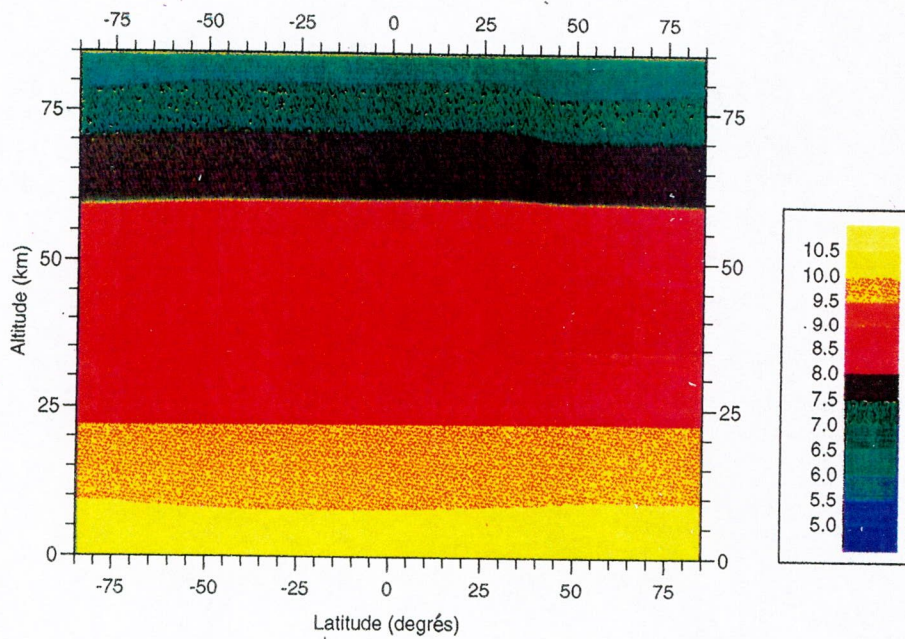




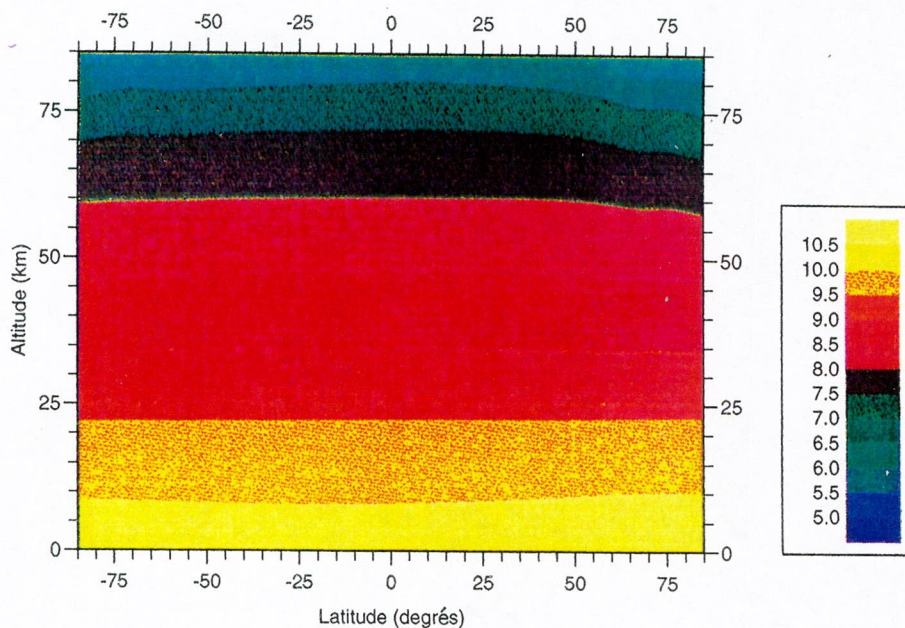


## Acide chlorhydrique (HCl)

a)  $L_s = 270$  degrés



b)  $L_s = 360$  degrés



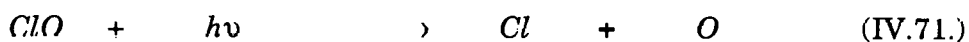
**Figure IV.34.** Distributions méridionales et verticales du logarithme de la concentration de l'acide chlorhydrique (en  $\text{cm}^{-3}$ ) calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés.



Le monoxyde de chlore (cf. figure IV.35.) est principalement produit par réaction d'un atome de chlore avec l'ozone:



Au dessus de 40 kilomètres d'altitude, la variabilité latitudinale de la concentration de ClO est inexistante. Sa concentration diminue rapidement avec l'altitude non seulement à cause de l'augmentation de la photodissociation:



mais aussi de l'augmentation de la concentration de l'oxygène atomique et du monoxyde d'azote. Dans les basses couches de l'atmosphère, la distribution méridionale de ClO reflète la distribution d'ozone.

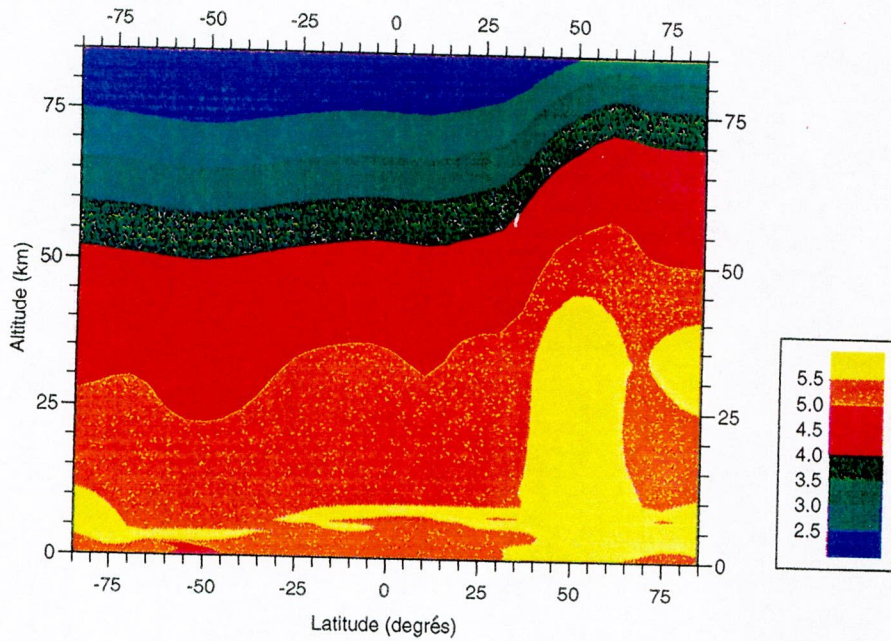


Dans les basses couches de l'atmosphère, la distribution méridionale de ClO reflète la distribution d'ozone. Pour les conditions de solstice, le maximum de concentration de ClO calculé par le modèle se situe dans les hémisphères d'hiver où l'ozone est abondant. Pour les conditions d'équinoxe (figure IV.35.b), le maximum de concentration calculé par le modèle dans les régions équatoriales vers 10 kilomètres d'altitude correspond avec le maximum d'ozone calculé par le modèle pour les mêmes conditions saisonnières. La figure IV.36. présente les distributions verticale et méridionale de la concentration du chlore atomique calculées pour les mêmes conditions saisonnières que la figure précédente. Les concentrations minimales sont calculées au voisinage de la surface. Dans ces régions atmosphériques, l'augmentation de la concentration des hydrogènes pairs ( $H_2$ ), des hydrogènes impairs ( $H_2O_2$  et  $HO_2$ ) et de l'ozone favorise la perte chimique de Cl.

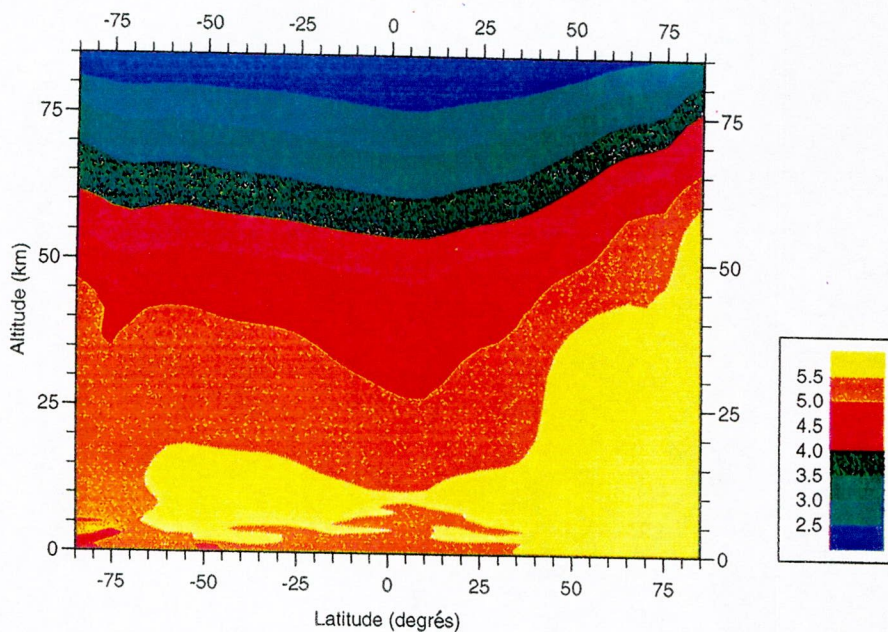


## Monoxyde de chlore (ClO)

a)  $L_s = 270$  degrés



b)  $L_s = 360$  degrés

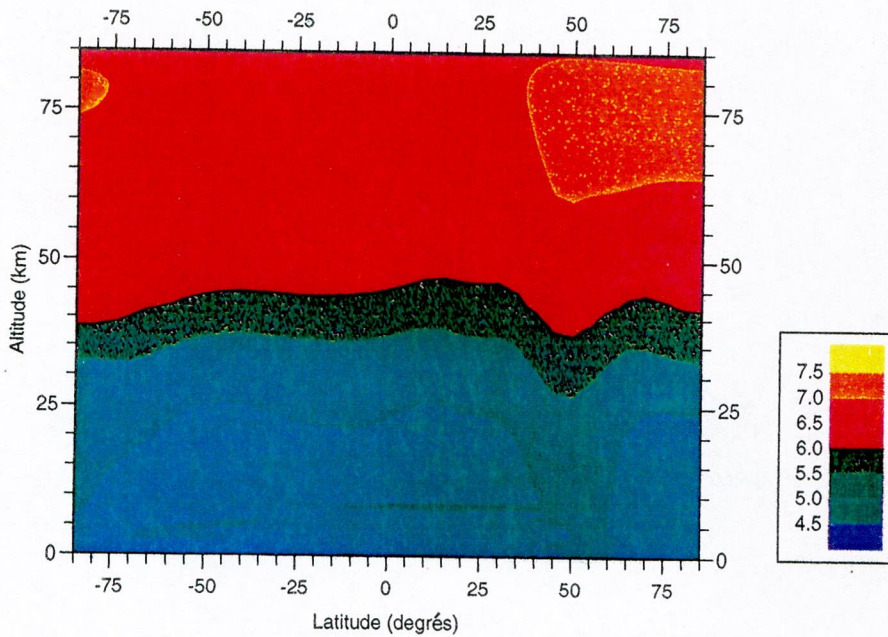


**Figure IV.35.** Distributions méridionales et verticales du logarithme de la concentration du monoxyde de chlore (en  $\text{cm}^{-3}$ ) calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés.

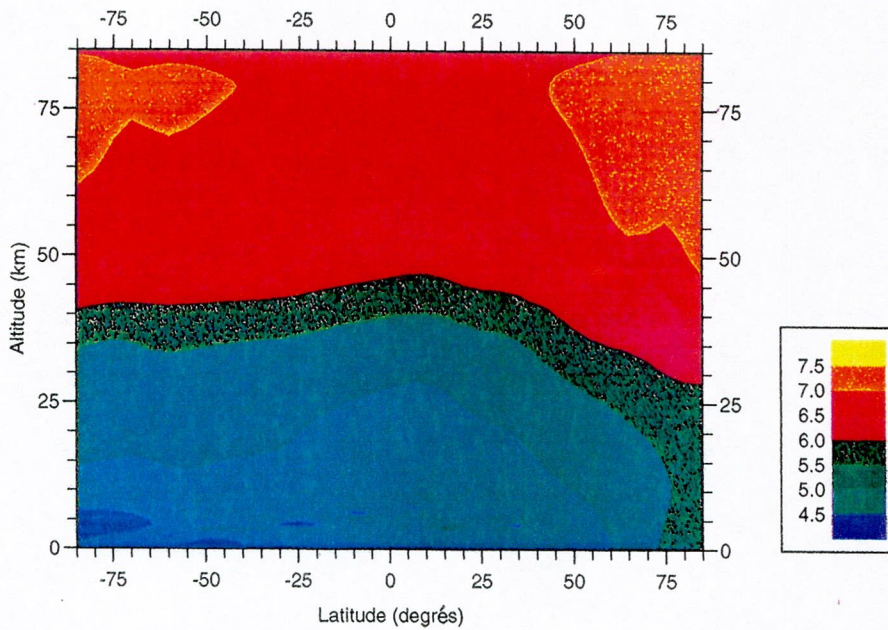


## Chlore atomique (Cl)

a)  $L_s = 270$  degrés



b)  $L_s = 360$  degrés



**Figure IV.36.** Distributions méridionales et verticales du logarithme de la concentration du chlore atomique (en  $\text{cm}^{-3}$ ) calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés.

Lorsque l'on s'élève en altitude, la production de *Cl* par photodissociation de l'acide chlorhydrique augmentant, la concentration du chlore atomique croît rapidement pour atteindre  $10^7$  molécules par  $\text{cm}^{-3}$  vers 80 kilomètres d'altitude. La variabilité méridionale de *Cl* est très peu marquée, avec cependant une légère augmentation de la concentration dans l'hémisphère d'hiver liée à la condensation des hydrogènes impairs.

La figure IV.37. présente le schéma photochimique des composés chlorés et du soufre.

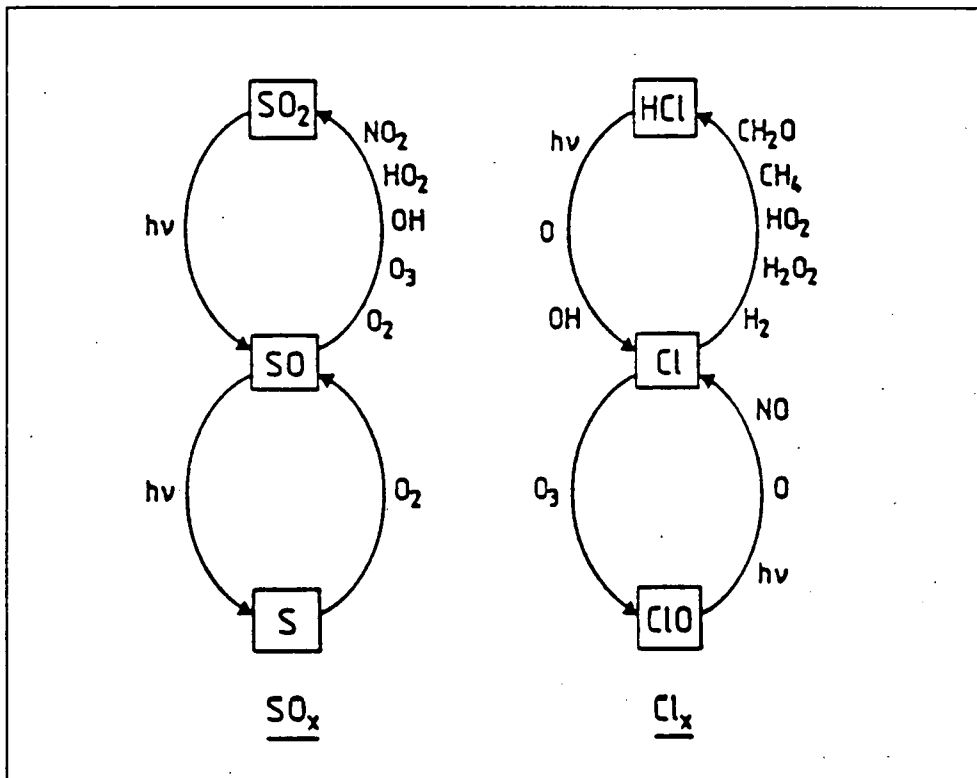


Figure IV.37. Schéma réactionnel des composés du soufre et du chlore

## **Chapitre V.**

# **CONCLUSIONS**



## V. Conclusions

Au cours des trois dernières décennies, notre connaissance de la composition chimique de l'atmosphère martienne s'est considérablement affinée, principalement grâce au développement des techniques de spectroscopie. De multiples questions restent cependant encore sans réponses. Avant tout, il existe pour l'instant un nombre très restreint d'observations sur les processus physico-chimiques de la basse et de la moyenne atmosphère martienne. L'objectif principal de la thèse était de combler partiellement cette lacune en développant un outil théorique original, suffisamment sophistiqué et maniable pour étudier les processus aéronomiques se déroulant dans l'atmosphère martienne actuelle. Les modèles chimiques unidimensionnels disponibles à ce jour et qui ont été surtout développés pour préparer les missions spatiales et interpréter les données recueillies sont désormais trop rudimentaires pour simuler correctement la complexité de l'atmosphère martienne. L'outil théorique que nous avons mis au point traite interactivement les processus chimiques, dynamiques et radiatifs dans un domaine s'étendant de la surface jusque 85 km d'altitude avec une résolution verticale de 1 km et entre les deux pôles avec une résolution de 5 degrés. Pour essayer d'approcher le mieux possible la complexité de l'environnement atmosphérique martien actuel, nous avons introduit dans notre modèle la chimie la plus complète (incluant les composés azotés, sulfurés et chlorés), un calcul précis du champ radiatif (taux de réchauffement atmosphérique, etc) ainsi qu'un calcul détaillé de la dynamique (modélisation des effets des ondes de gravité et de Rossby). Il est fatalement difficile de récapituler en quelques pages la multitude de résultats obtenus lors de nos simulations, la flexibilité de cet outil est telle que nous pouvons simuler toutes les conditions spatio-temporelles désirées.

### a Validation du modèle

Pour valider notre modèle, nous avons généralement simulé les conditions saisonnières nous permettant de confronter nos résultats avec les observations (télescopiques et autres) disponibles. Dans sa version actuelle, le modèle simule convenablement le profil thermique observé par la sonde Mariner 9 (*Conrath, 1981*). Toutefois, les températures calculées par le modèle sont légèrement inférieures aux observations.



Mis à part les problèmes instrumentaux rencontrés lors des mesures, cette différence entre le calcul théorique et le profil observé peut aisément être expliquée par le fait que ces données ont été perturbées par les aérosols silicatés mis en suspension dans l'atmosphère après une tempête globale. Ces particules ont dès lors chauffés l'atmosphère en absorbant une fraction de l'énergie solaire, ce qui justifie la sous-estimation du champ thermique par notre modèle. Un résultat essentiel obtenu par notre modèle est une simulation correcte des maxima de températures observés dans les régions polaires d'hiver (*Deming et al.*, 1986). Nous avons pu montrer l'origine purement dynamique de ces maxima qui sont en fait associés à la déposition d'énergie provoquée par la dissipation des ondes de gravité et non provoqués par l'absorption de la radiation solaire par l'ozone et la vapeur d'eau comme supposé précédemment. Nous avons aussi comparé nos profils thermiques théoriques avec les observations Phobos. Dans ce cas, l'accord est remarquable, les températures calculées ne s'écartent des observations que de quelques degrés seulement. Comme nos simulations ont été réalisées pour une atmosphère claire et que l'atmosphère martienne actuelle est dépourvue de poussières (*Korablev et al.*, 1993a, 1993b), la concordance ne pouvait être que supérieure comparativement au cas Mariner 9. Une autre quantité dynamique importante, calculée explicitement par notre modèle, est le coefficient vertical de diffusion turbulente. Une estimation correcte de ce paramètre est capitale pour obtenir une modélisation convenable des processus de transport des espèces chimiques à longue durée de vie. Dans notre modèle, ce paramètre est calculé interactivement et fluctue dans le temps en fonction de l'évolution de la structure dynamique de l'atmosphère. Les résultats obtenus pour ce paramètre sont de nouveau en très bon accord avec les estimations récentes réalisées par *Khan* (1989) et *Chassefiere et al.* (1992).

En ce qui concerne la chimie atmosphérique, il existe actuellement quelques données disparates qui nous ont permis de valider notre code chimique. Le seul constituant en trace, mise à part l'eau, à avoir été mesuré est l'ozone. Tout comme sur terre, l'ozone absorbe une fraction de l'énergie solaire et modifie ainsi le bilan radiatif de l'atmosphère. Même si le réchauffement induit par l'ozone est faible, il n'est cependant pas négligeable. Le problème majeur auquel nous avons été confronté est l'anticorrélation évidente existant entre l'état d'hydratation de l'atmosphère et la quantité totale d'ozone.

La modélisation du cycle de l'eau dans l'atmosphère martienne requiert actuellement une modélisation précise du transfert d'énergie dans le régolite martien. Nous ne disposons pas actuellement d'un modèle adéquat nous permettant de simuler théoriquement ce cycle, ce qui nous a obligés à formuler des hypothèses sur la distribution verticale de la vapeur d'eau. Pour ce faire, nous utilisons les cartes de la colonne totale d'eau mesurée lors des missions Viking. La quantité totale d'eau mesurée est alors redistribuée en faisant varier la hauteur d'échelle. Malgré cette limitation, nous avons, semble t'il, trouvé le bon compromis pour cette hauteur d'échelle (5 km), compromis qui fut corroboré plus tard par les observations Phobos (*Krasnopolsky*, 1992). Utilisant cette hypothèse, nous avons comparé les calculs de la colonne totale d'ozone obtenue par le modèle avec la colonne d'ozone mesurée par la sonde Mariner 9. De nouveau, le modèle a montré sa capacité à reproduire tant qualitativement que quantitativement les observations.

## **b. Applications du modèle**

Partant sur l'hypothèse que notre modèle permettait de reproduire d'une manière plus que satisfaisante les conditions atmosphériques martiennes actuelles, nous avons alors décidé d'analyser les facteurs physiques et astronomiques pouvant modifier profondément l'équilibre atmosphérique actuel.

### **1. Modification de l'obliquité de la planète**

A l'échelle des temps géologiques, la perturbation la plus importante du système climatique martien est induite par les variations de l'obliquité de la planète. En effet, les conditions atmosphériques peuvent passer d'une atmosphère claire et ténue (quelques dixièmes de millibars en période de faible obliquité) à une atmosphère poussiéreuse et dense (quelques centaines de millibars à large obliquité). Les simulations de l'atmosphère réalisées avec le modèle pour une faible obliquité (12 degrés) ont montré que qualitativement, la structure thermique de l'atmosphère était similaire mais plus froide globalement de 20 degrés. De plus, malgré une modification radicale de la composition chimique de l'atmosphère, l'ozone reste en constituant en trace important et est même plus abondant pour une faible obliquité de la planète.

## 2. Variation de l'irradiance due au cycle solaire de 11 ans

A l'échelle pluriannuelle, la variabilité naturelle de l'irradiance solaire peut jouer. Néanmoins, notre modèle a montré une très légère modification de la structure thermique (de l'ordre de 1 degré dans l'atmosphère moyenne) et de la colonne totale d'ozone (de l'ordre de 5 %).

## 3. Effets des poussières

A l'échelle quasi saisonnière, les perturbations majeures sont induites par une modification du contenu en aérosols de l'atmosphère. Pour quantifier ce phénomène, nous avons développé un modèle calculant le transfert de la radiation solaire dans un milieu diffusant et absorbant. Ce modèle a permis de montrer que, même pour un contenu faible en poussières (une épaisseur optique de l'ordre de 0.1), le chauffage atmosphérique résultant pouvait atteindre plusieurs dizaines de kelvin par jour. L'utilisation de ce modèle a également montré les effets importants de la modification des distributions verticales des poussières sur la distribution verticale du taux de réchauffement.

## 4. Modélisation du minimum de CO

Comme nous l'avons précisé plus haut, il existe peu d'information sur la structure physico-chimique de l'atmosphère martienne. La plus récente des missions spatiales en date (Phobos) a soulevé plus de questions qu'elle n'en a résolues. Par exemple, les données recueillies par Phobos ont montré une diminution du rapport de mélange du monoxyde de carbone d'un facteur 3 au-dessus des grands édifices volcaniques (vers 25 kilomètres d'altitude), alors que l'on s'attendrait à trouver un rapport de mélange quasiment uniforme. Les modèles théoriques unidimensionnels existants indiquent en effet que le temps de résidence atmosphérique de CO dans la basse et moyenne atmosphère est de plusieurs années. Les simulations réalisées par notre modèle ont permis de montrer l'origine photochimique probable du phénomène et ainsi de tempérer l'hypothèse d'une diminution induite par les processus de catalyse hétérogène susceptibles de se dérouler sur les aérosols silicatés. La diminution du rapport de mélange de CO au voisinage de la surface simulée par notre modèle est probablement provoquée par la compétition entre les

processus de diffusion de cette molécule dans l'atmosphère et ses processus de perte chimique par réaction avec le radical hydroxyle. Quantitativement, nous sommes loin du facteur trois observé par Phobos. Toutefois, nous avons la conviction que le trou de CO pourrait être amplifié par un dégazage massif de vapeur d'eau provenant des cônes volcaniques (Titov *et al.*, 1992) ou d'une désorption massive du régolite.

## 5. Modélisation des processus de chimie organique dans l'atmosphère actuelle

Un autre problème important soulevé par Phobos est l'existence dans l'atmosphère martienne de processus chimiques impliquant des composés organiques. La planète Mars est considérée comme une planète où des processus de chimie organique similaires à ceux rencontrés sur Terre ont pu se développer. Comme la Terre, Mars est une planète du système solaire possédant des conditions physiques, géochimiques et hydrologiques compatibles avec la stabilité d'une large gamme de molécules organiques complexes. Cependant, aucune molécule organique ne fut mise en évidence au cours des expériences Viking. L'explication actuellement retenue est une activité chimique abiotique induite par des minéraux fortement oxydants comme l'hématite. L'ambiguïté subsiste néanmoins, renforcée par l'insuffisance de notre connaissance des processus physico-chimiques de l'environnement martien à l'époque de la mission, et par le fait que les sites choisis pour les sondes Viking étaient peu représentatifs de la surface martienne. Depuis l'expérience Viking, de nouveaux éléments sont venus s'ajouter aux données existantes. Les observations obtenues par Phobos par la technique d'occultation solaire (expérience Auguste) ont notamment fourni des spectres dans l'ultraviolet, le visible et l'infrarouge, qui révèlent des bandes d'absorption attribuables pour l'instant au formaldéhyde ( $\text{CH}_2\text{O}$ ). Le modèle bidimensionnel de l'atmosphère martienne que nous avons développé a permis de mettre en évidence les cycles catalytiques conduisant à la production et à la destruction des molécules organiques simples. Toutefois, le travail accompli a montré que des études plus détaillées de la chimie organique dans les conditions martiennes étaient nécessaires pour lever les incertitudes entre les différents ensembles de données théoriques et expérimentales du formaldéhyde. Il faut en particulier déterminer la source des composés organiques précurseurs du formaldéhyde, en l'absence d'observations d'autres types de molécules carbonées. Trois sources potentielles ont été proposées, qui sont (1) le

---

dégazage volcanique d'hydrocarbures tels que le méthane ou le benzène, (2) la production par réactions catalytiques hétérogènes à la surface et dans les structures cristallines des argiles constituant le régolite martien et (3) la production bactérienne (*Boston et al.*, 1992). Les observations que nous avons conduites dans le domaine des micro-ondes nous ont permis de déterminer une limite supérieure deux ordres de grandeur en dessous des estimations de *Korablev et al.* (1993a). L'analyse de cette divergence dans les observations nous autorise à conclure provisoirement à la détection de la signature spectrale d'une molécule ou d'un mélange de molécules organiques. Les résultats obtenus par nos simulations nous permettent, aujourd'hui, d'avancer trois hypothèses pour expliquer l'origine de cette détection: (1) le formaldéhyde serait produit par l'oxydation de méthane d'origine volcanique; (2) le formaldéhyde pourrait provenir de l'oxydation de l'acide acétique, et (3) cette détection ne serait qu'un artéfact lié à une erreur instrumentale. En éliminant cette dernière hypothèse, l'observation Phobos pourrait être interprétée comme un mélange de formaldéhyde et d'acide acétique dont le rapport de mélange changerait en fonction de l'état d'oxydation de l'atmosphère.

---

**VI. Liste des tableaux**

<b>I.1.</b>	Caractéristiques astronomiques de la planète Mars. . . . .	10
<b>I.2.</b>	Durée des saisons dans l'hémisphère nord martien. . . . .	10
<b>I.3.</b>	Composition chimique de l'atmosphère martienne. . . . .	18
<b>I.4.</b>	Liste des limites supérieures pour les constituants mineurs non encore détectés dans l'atmosphère martienne. Source: <i>Horn et al. (1972)</i> . . . . .	19
<b>II.1.</b>	Liste des constituants chimiques traités dans le modèle 2D . . . . .	34
<b>II.2.</b>	Liste des réactions photochimiques introduites dans le modèle. (1) Voir <i>Brasseur and Solomon (1981)</i> . . . . .	38
<b>II.3.</b>	Liste des réactions trois-corps introduites dans le modèle. . . . .	39
<b>II.4.</b>	Liste des réactions deux-corps introduites dans le modèle. . . . .	40
<b>II.5.</b>	Paramètres d'onde utilisés dans la paramérisation des ondes de gravité ( <i>Lindzen, 1981</i> ). . . . .	58
<b>II.6.</b>	Paramètres physiques et astronomiques introduits dans le modèle 2D. . . . .	64
<b>II.7.</b>	Conditions aux limites introduites dans le modèle. (1) cf. introduction; (2) <i>Lindner (1985)</i> ; (3) <i>Yung et al., 1972</i> . . . . .	65
<b>IV.1.</b>	Conditions initiales introduites dans le modèle pour la simulation de l'atmosphère en période de faible obliquité. . . . .	173

<b>IV.2.</b>	Facteur de dépolarisation et indice de réfraction pour les constituants majeurs de l'atmosphère martienne. . . . .	207
<b>IV.3.</b>	Informations sur les séquences d'observations du formaldéhyde . . . .	219
<b>IV.4.</b>	Liste des composés organiques introduits dans le modèle 2D. . . . .	224
<b>IV.5.</b>	Liste des réactions organiques introduites dans le modèle 2D. . . . .	228
<b>IV.6.</b>	Emissions gazeuses des fumerolles en %. . . . .	235
<b>IV.6.</b>	Liste des réactions chimiques et photochimiques impliquant les composés chlorés et sulfurés introduites dans le modèle 2D. . . . .	249
<b>A.1.</b>	Liste des missions spatiales envoyées vers Mars. . . . .	293

## VII. Liste des figures

I.1.	Variation de la distance héliocentrique en fonction de la longitude solaire. ....	11
I.2.	Variation de la constante solaire en fonction de la longitude solaire. ....	11
I.3.	Variation méridionale et saisonnière de l'eau atmosphérique observée par l'instrument MAWD à bord de Viking. Les contours sont en microns précipitables, les régions hachurées sont les régions sans observations, les lignes représentent les limites de la nuit polaire et les flèches la période des tempêtes de poussières. ....	15
I.4.	Colonne totale d'ozone (en $\mu\text{m-atm}$ ) observée au dessus de la calotte polaire nord par la sonde Mariner 7 ( <i>Barth et Hord, 1971</i> ). ....	16
I.5.	Colonne totale d'ozone (en $\mu\text{m-atm}$ ) observée par la sonde Mariner 9 ( <i>Barth, 1985</i> ). ....	17
I.6.	Distribution verticale de la pression mesurée par le lander Viking 1 ( <i>Seiff and Kirk, 1977</i> ). ....	20
I.7.	Pressions moyennes journalières à la surface mesurées par les landers Viking ( <i>Hess et al., 1980</i> ). ....	21
I.8.	Profils thermiques des atmosphères martienne et terrestre ( <i>Louchet, 1988</i> ). ....	22
II.1.	Distribution verticale et méridionale de l'eau pour une longitude solaire de 351 degrés dans le cas du modèle 1 de distribution (voir texte). ....	32



<b>II.2.</b>	Sections efficaces d'absorption du $CO_2$ pour deux températures. . . . .	43
<b>II.3.</b>	Schéma représentant l'extension des calottes polaires en fonction de la saison . . . . .	45
<b>II.4.</b>	Schéma du modèle bi-dimensionnel . . . . .	61
<b>II.5.</b>	Flux solaire moyen utilisé dans le modèle 2D . . . . .	66
<b>III.1.</b>	Cycle majeur d'oxydation de l'atmosphère martienne. . . . .	76
<b>III.2.</b>	Taux net de chauffage calculé par le modèle 2D pour une longitude solaire de $270^\circ$ . . . . .	83
<b>III.3.</b>	Distributions méridionales et verticales de la fonction courant calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) $270^\circ$ et b) $360^\circ$ . . . . .	86
<b>III.4.</b>	Distributions méridionales et verticales du vent zonal (en $m\ s^{-1}$ ) calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) $270^\circ$ et b) $360^\circ$ . . . . .	89
<b>III.5.</b>	Distribution verticale et méridionale du vent zonal (en $m\ s^{-1}$ ) calculée par le modèle 2D de <i>Haberle et al.</i> (1982). . . . .	91
<b>III.6.</b>	Distribution de la vitesse du vent méridional calculée par le modèle 2D pour une longitude solaire de $270^\circ$ . . . . .	93
<b>III.7.</b>	Distributions méridionales et verticales du vent vertical (en $cm\ s^{-1}$ ) calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) $270^\circ$ et b) $360^\circ$ . . . . .	95

---

<b>III.8.</b> Distributions méridionales et verticales du logarithme du coefficient vertical de diffusion turbulente (en $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ) calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés. ....	97
<b>III.9.</b> Distributions méridionales et verticales de la température (en Kelvin) calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés. ....	101
<b>III.10.</b> Distribution méridionale et verticale de la température mesurée lors de la mission Mariner 9. ....	103
<b>III.11.</b> Comparaison du profil thermique mesuré lors de la mission Phobos et celui calculé par le modèle 2D pour les mêmes conditions spatio-temporelles. ....	104
<b>III.12.</b> Courbe de récession de la calotte polaire Sud calculée par le modèle de surface. Les données proviennent de <i>James and Lumme</i> (1982). ....	105
<b>III.13.</b> Distributions méridionales et verticales du logarithme de la concentration du radical hydroxyle (en $\text{cm}^{-3}$ ) calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés. ....	109
<b>III.14.</b> Distributions méridionales et verticales du logarithme du rapport de mélange du peroxyde d'hydrogène calculé par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés. ....	113
<b>III.15.</b> Distributions méridionales et verticales du logarithme de la concentration ( $\text{cm}^{-3}$ ) de l'oxygène atomique calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés. ....	117

<b>III.16.</b> Distributions méridionales et verticales de la concentration de $O(^1D)$ calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés. ....	121
<b>III.17.</b> Distribution méridionale et verticale du logarithme de la concentration d'ozone calculée par le modèle 2D pour une longitude solaire de 360°. ....	125
<b>III.18.</b> Comparaison de la colonne totale d'ozone calculée par le modèle en fonction de la saison avec la colonne totale de vapeur d'eau utilisée pour nos simulations. ....	129
<b>III.19.</b> Comparaison de la colonne totale d'ozone calculée par le modèle avec les données recueillies par la sonde Mariner 9. ....	131
<b>III.20.</b> Distributions méridionales et verticales du logarithme de la concentration de l'azote atomique (en $cm^{-3}$ ) calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés. ....	133
<b>III.21.</b> Distributions méridionales et verticales du logarithme de la concentration du monoxyde d'azote calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés. ...	137
<b>III.22.</b> Distributions méridionales et verticales du logarithme de la concentration du dioxyde d'azote (en $cm^{-3}$ ) calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés. ....	139
<b>III.23.</b> Distributions méridionales et verticales du logarithme de la concentration de l'acide nitrique (en $cm^{-3}$ ) calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés. ....	143

---

<b>III.24.</b> Distributions méridionales et verticales du logarithme de la concentration de l'acide nitreux (en $\text{cm}^{-3}$ ) calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés. ....	145
<b>III.25.</b> Distributions méridionales et verticales du logarithme de la concentration de l'hémipentoxyde d'azote (en $\text{cm}^{-3}$ ) calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés. ....	149
<b>III.26.</b> Distributions méridionales et verticales du logarithme du rapport de mélange de l'oxyde nitreux calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés. ....	151
<b>III.27.</b> Schéma réactionnel des espèces azotées. ....	153
<b>III.28.</b> Distributions méridionales et verticales du logarithme du rapport de mélange de CO calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés. ....	159
<b>III.29.</b> Effet d'une injection de vapeur d'eau dans l'atmosphère sur la distribution verticale du rapport de mélange du monoxyde de carbone. ....	161
<b>IV.1.</b> Variation de la pression atmosphérique martienne en fonction de l'obliquité ( <i>Fanale et al.</i> , 1982). ....	169
<b>IV.2.</b> Distributions des composés atmosphériques martiens calculées pour une faible obliquité ( <i>Lindner</i> , 1985). ....	171
<b>IV.3.</b> Schéma représentant les conditions martiennes pour (a) une faible obliquité et (b) une large obliquité. ....	172

<b>IV.4.</b> Distribution verticale et méridionale de la température calculée par le modèle pour une obliquité de 12 degrés et une longitude solaire de 360 degrés .....	175
<b>IV.5.</b> Distribution verticale et méridionale du vent zonal ( $m s^{-1}$ ) calculée par le modèle pour une obliquité de 12 degrés et une longitude solaire de 360 degrés .....	177
<b>IV.6.</b> Distribution verticale et méridionale du vent vertical ( $cm s^{-1}$ ) calculée par le modèle les mêmes conditions que la figure précédentes. ....	179
<b>IV.7.</b> Distribution verticale et méridionale du logarithme de la concentration d'ozone calculée par le modèle les mêmes conditions que la figure précédentes. ....	181
<b>IV.8.</b> Distribution verticale et méridionale du logarithme de la concentration de O calculée par le modèle les mêmes conditions que la figure précédentes. ....	183
<b>IV.9.</b> Distribution verticale et méridionale de la concentration de $O(^1D)$ calculée par le modèle les mêmes conditions que la figure précédentes. ....	185
<b>IV.10.</b> Distribution verticale et méridionale du logarithme de la concentration d'OH calculée par le modèle les mêmes conditions que la figure précédentes. ....	187
<b>IV.11.</b> Variabilité solaire introduite dans le modèle. ....	190
<b>IV.12.</b> Différence absolue de température entre le maximum et le minimum solaire. ....	191

<b>IV.13.</b> Variation de la colonne totale d'ozone en fonction de la latitude associée au cycle de variabilité solaire de 11 ans. ....	192
<b>IV.14.</b> Schéma de la géométrie plane parallèle. ....	196
<b>IV.15.</b> Schéma du système de coordonnées. ....	197
<b>IV.16.</b> Spectres des paramètres optiques des poussières utilisés dans le modèle. ....	20
<b>IV.17.</b> Distribution verticale et méridionale du taux de réchauffement solaire calculé par le modèle radiatif pour une épaisseur optique totale de 0.1. ....	211
<b>IV.18.</b> Distribution verticale et méridionale du taux de réchauffement solaire calculé pour une épaisseur optique totale de 1.2. ....	212
<b>IV.19.</b> Comparaison des taux de réchauffement calculés par notre modèle (courbe en tirets) avec le profil calculé par <i>Lindner</i> (1985). ....	213
<b>IV.20.</b> Coefficient de photodissociation du dioxyde de carbone calculé a) pour une atmosphère claire et b) pour une épaisseur optique de 0.2. ....	214
<b>IV.21.</b> Variation du profil vertical du taux de réchauffement pour une épaisseur optique de 0.2. et une latitude de 20 N en fonction de la distribution verticale des poussières. ....	216
<b>IV.22.</b> Transmittance moyenne observée (symboles) comparée à deux spectres synthétiques du formaldéhyde calculés pour un rapport de mélange de 0.3 ppmv et 1 ppmv. ....	220

---

<b>IV.23.</b> Limites inférieures et supérieures observées par Auguste pour les 8 séquences d'observations .....	221
<b>IV.24.</b> Spectre de l'atmosphère martienne observé depuis la Terre par <i>Beer et al.</i> (1971) (courbe 2). La courbe 1 représente le spectre de référence. La courbe 3 représente, à la même échelle le spectre du formaldéhyde obtenu pour un rapport de mélange de 1 ppmv et 10 ppmv. La courbe 4 représente le spectre synthétique de l'atmosphère terrestre. Les flèches indiquent les absorptions non identifiées par <i>Beer et al.</i> (1971) et coïncidant avec les raies du formaldéhyde. La croix marque une absorption forte à $2747\text{ cm}^{-1}$ qui peut également être attribuée au formaldéhyde. ....	223
<b>IV.25.</b> Schéma réactionnel des composés organiques. ....	227
<b>IV.26.</b> Distribution du rapport de mélange de $\text{CH}_2\text{O}$ calculée pour une limite supérieure pour le méthane de 3.7 ppmv. ....	230
<b>IV.27.</b> Comparaison des distributions verticales théoriques du formaldéhyde avec les observations recueillies durant la mission Phobos ( <i>Rodin</i> , 1993). ....	234
<b>IV.28.</b> Schéma simplifié et hypothétique des processus impliquant les composés carbonés dans l'atmosphère martienne actuelle. ....	238
<b>IV.29.</b> Distributions méridionales et verticales du logarithme du rapport de mélange du formaldéhyde calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés. ....	242

---

<b>IV.30.</b> Schéma montrant les différents styles d'éruption sur Mars .....	246
<b>IV.31.</b> Distributions méridionales et verticales du logarithme de la concentration du dioxyde de soufre (en $\text{cm}^{-3}$ ) calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés. ....	251
<b>IV.32.</b> Distributions méridionales et verticales du logarithme de la concentration du monoxyde de soufre (en $\text{cm}^{-3}$ ) calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés. ....	255
<b>IV.33.</b> Distributions méridionales et verticales du logarithme de la concentration du soufre atomique (en $\text{cm}^{-3}$ ) calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés. ....	257
<b>IV.34.</b> Distributions méridionales et verticales du logarithme de la concentration de l'acide chlorhydrique (en $\text{cm}^{-3}$ ) calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés. ....	261
<b>IV.35.</b> Distributions méridionales et verticales du logarithme de la concentration du monoxyde de chlore (en $\text{cm}^{-3}$ ) calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés. ....	265
<b>IV.36.</b> Distributions méridionales et verticales du logarithme de la concentration du chlore atomique (en $\text{cm}^{-3}$ ) calculées par le modèle 2D pour une longitude solaire de a) 270 degrés et b) 360 degrés. ....	267
<b>IV.37.</b> Schéma réactionnel des composés du soufre et du chlore. ....	269





## **ANNEXES**



## 1. Liste chronologique des missions spatiales envoyées vers Mars

Mission	Pays	Lancement	Arrivée
Mars-1	USSR	1.11.62	19. 6.63
Mariner-3	USA	5.11.64	---
Mariner-4	USA	28.11.64	15. 7.65
Zond-2	USSR	30.11.64	--. 8.65
Zond-3	USSR	18. 7.65	--
Mariner-6	USA	24. 2.69	30. 7.69
Mariner-7	USA	27. 3.69	4. 8.69
Mariner-8	USA	8. 5.71	---
Kosmos-419	USSR	10. 5.71	---
Mars-2	USSR	19. 5.71	27.11.71
Mars-3	USSR	28. 5.71	2.12.71
Mariner-9	USA	30. 5.71	14.11.71
Mars-4	USSR	21. 7.73	--. 3.74
Mars-5	USSR	25. 7.73	2. 2.74
Mars-6	USSR	5. 8.73	--. 3.74
Mars-7	USSR	9. 8.73	--. 3.74
Viking-1	USA	20. 8.75	19. 6.76
Viking-2	USA	9. 9.75	7. 8.76
Phobos-1	USSR	7. 7.88	---
Phobos-2	USSR	12. 7.88	29. 1.89

**Tableau A.1.** Liste des missions spatiales envoyées vers Mars.

Le tableau A.1. à été réalisé en partie grâce aux données provenant de la compilation réalisée par *Vercheval* (1992). Dans ce tableau, la non-spécification des dates reflète une perte de la sonde soit au cours de son transfert Terre-Mars soit lors de sa mise sur orbite.

**2. Compilation des articles scientifiques sur les resultats  
des missions spatiales martiennes**

**a. Missions Mariner**

*Science*,  
volume 149, No. 3689, 1965

*Journal of geophysical Research*,  
volume 76, No. 2, 1971  
volume 78, No. 20, 1973  
volume 79, No. 26, 1974

*Icarus*,  
volume 12, No. 1, 1970  
volume 17, No. 2, 1972  
volume 22, No. 3, 1974

**b. Missions Viking**

*Science*,  
volume 193, No. 4255, 1976  
volume 194, No. 4260, 1976  
volume 194, No. 4271, 197  
volume 204, No. 4395, 1979

*Journal of Geophysical Research*,  
volume 82, No. 28, 1977  
volume 84, No. B6, 1979  
volume 84, No. B14, 1979

*Icarus,*

volume 16, No. 1, 1972

volume 34, No. 3, 1978

volume 45, No. 1, 1981

volume 45, No. 2, 1981

**c. Missions Mars et Phobos**

*Space Science Revue*

volume 19, 1976

*Nature*

volume 341, No. 6243, 1989

*Planetary and Space Science*

volume 39, No. 1 et 2, 1991

### 3. Description du modèle développé pour le calcul de la température de surface

Le calcul de la température de surface se fait grâce à la résolution d'une équation simple de balance d'énergie que l'on applique à la surface:

$$F_s + F_{ar} + F_c + F_{cv} + F_{cl} - \epsilon \sigma T^4 = 0$$

(A.3.1.)

Dans cette équation,  $F_s$  est la quantité de radiation solaire absorbée par le régolite,  $F_{ar}$  le taux de radiation infrarouge atteignant la surface,  $F_{cv}$  la chaleur transportée de l'atmosphère vers la surface,  $F_c$  le taux de conduction de chaleur dans le régolite,  $F_{cl}$  le taux de chaleur latente de condensation du  $CO_2$ ,  $\epsilon$  représente l'émissivité de la surface,  $\sigma$  la constante de Stefan-Boltzmann et  $T_s$  la température de surface. Les deux premiers termes de cette équation ( $F_s$  et  $F_{ar}$ ) sont calculés grâce au modèle radiatif décrit dans le chapitre II. Le taux de conduction de chaleur dans le régolite martien ( $F_c$ ) est calculé en fonction de la latitude grâce à la paramérisation développée par *Briggs* (1974):

$$(a) \quad F_c = 9.3 \sin^2(\phi)$$

$$(b) \quad F_c = 1.4 + 2.7 \cos(\phi)$$

(A.3.2.)

où l'équation (a) calcule le taux de réchauffement en  $cal \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$  avant la condensation de la calotte polaire et l'équation (b) le taux de réchauffement juste après la formation de la calotte polaire. La chaleur transmise de l'atmosphère vers la surface est calculée par la relation empirique suivante:

$$F_{cv} = \rho C_p C_d V [T_a - T_c]$$

(A.3.3.)

où  $\rho$  représente la densité atmosphérique à la surface,  $C_p$  la chaleur spécifique,  $C_d$  le coefficient de drag,  $V$  la vitesse du vent à la surface,  $T_a$  la température de l'atmosphère à la surface et  $T_c$  la température de condensation. Le taux de chaleur latente de condensation/sublimation est évalué par l'expression suivante (Briggs, 1974):

$$F_{cl} = M_{CO_2} L_h \quad (\text{A.3.4.})$$

où  $M_{CO_2}$  est la masse de  $CO_2$  qui condense et  $L_h$  la chaleur latente de condensation. Dans ce modèle simple, la condensation du dioxyde de carbone à la surface débute lorsque le taux de réchauffement de la surface est inférieur au taux de refroidissement par émission infrarouge. La température de condensation du  $CO_2$  ( $T_c$ ) dépend directement de la pression et par conséquent est fonction de la topographie martienne. Cette température de condensation est obtenue par l'expression suivante (James and North, 1982):

$$T_c = 149.2 + 6.48 \ln(0.135P) \quad (\text{A.3.5.})$$

où  $P$  représente la pression de surface exprimée en *mb*.

La pression de surface en fonction de la latitude est calculée en utilisant le profil topographique moyen publié par Mutch et al. (1981). Pour une surface dépourvue d'une couverture neigeuse, nous utilisons dans le modèle un albédo de 0.242. Lorsque le processus de condensation des calottes polaires débute, nous faisons l'hypothèse que l'albédo croît linéairement jusqu'à une valeur maximale de 0.65. Cette limite est atteinte lorsque la quantité de  $CO_2$  solide est égale à 5 grammes par  $cm^2$ . Lorsque le processus de régression de la calotte polaire est amorcé, la valeur de l'albédo commence à décroître linéairement à partir d'une quantité de glace sèche égale à 50 grammes par  $cm^2$  et ce jusqu'à la valeur correspondant à un sol nu (0.242).



---

#### 4. Liste des modèles de circulation générale (GCM) publiés.

**Leovy, C. B., and Y. Mintz**, Numerical simulation of the atmospheric circulation and climate on Mars, *J. Atmos. Sci.*, 26, 1167-1190, 1969.

##### Caractéristiques:

Domaine: global  
Résolution verticale: Deux couches  
Lat x Long: 7° x 9°  
Radiation: dioxyde de carbone, pas de poussières  
pas d'orographie

**Mass, C., and C. Sagan**, A numerical circulation model with topography for the Martian summer hemisphere, *J. Atmos. Sci.*, 33, 1418--1430, 1976.

##### Caractéristiques:

Domaine: 35° S - 90° S  
Résolution verticale: Deux couches  
Lat x Long: stéréographique, proj. 33 x 27 points  
Radiation: dioxyde de carbone, pas de poussières  
tient compte de l'orographie

**Moriyama, S., and T. Iwashima**, A spectral model of the atmospheric general circulation of Mars: A numerical experiment including the effects of suspended dust and topography, *J. Geophys. Res.*, 85, 2847--2860, 1980.

**Caractéristiques:**

Domaine: hémisphère Sud  
Résolution verticale: trois couches  
Lat x Long: 7° x 9°  
Radiation: dioxyde de carbone, inclu les poussières  
tient compte de l'orographie

**Pollack, J., R. Haberle, R. Greeley, and S. Iversen**, Estimate of the wind speed required for particle motion on Mars, *Icarus*, 29, 395-417, 1976.

**Caractéristiques:**

Domaine: global  
Résolution verticale: trois couches  
Lat x Long: 5° x 6°  
Radiation: dioxyde de carbone, pas de poussières  
Orographie: données Mariner 9

**Pollack, J., C. Leovy, P. Greiman, and Y. Mintz**, A Martian general circulation experiment with large topography, *J. Atmos. Sci.*, 38, 3-29, 1981.

**Caractéristiques:**

Domaine: global  
Résolution verticale: trois couches  
Lat x Long: 5° x 6°  
Radiation: dioxyde de carbone, pas de poussières  
Orographie: données Mariner 9

**Pollack J. B., R. M. Haberle, J. Schaeffer, and H. Lee**, Simulation of the general circulation of the Martian atmosphere. I. Polar processes, *J. Geophys. Res.*, 95, 1447--1473, 1990a

**Caractéristiques:**

Domaine: global  
Résolution verticale: 13 couches  
Lat x Long: 7,5° x 9°  
Radiation: dioxyde de carbone, effets des poussières  
Orographie: données Mariner

**5. Description des expériences de détection de molécules organiques embarquées sur les sondes Viking.**

**a. L'expérience par échanges gazeux**

Cette expérience consistait à mettre en contact un échantillon de sol avec de l'eau (mode humide) ou directement avec de la nourriture (mode mouillé). Le temps d'incubation pour le mode humide était de 7 jours et de 200 jours pour le mode mouillé. Au cours de cette expérience, le détecteur utilisé était un chromatographe à gaz associé à un spectromètre de masse. La réaction attendue pour cette expérience était une assimilation de la nourriture et un dégagement de dioxyde de carbone ou d'autres gaz. Lors de cette expérience, un violent dégagement d'oxygène moléculaire, de dioxyde de carbone et d'azote moléculaire fut observé. L'étape suivante consistait, dans le cas humide, à chauffer à 145 degrés l'échantillon et à lui ajouter ensuite de l'eau. Pour le cas mouillé, on ajouta à l'échantillon de la nourriture ou on le stocka plusieurs mois à une température de 15 degrés. Le résultat de ces manipulations dans le cas humide fut une persistance de la réaction malgré le chauffage et le stockage, mais une disparition de la réaction malgré une réhumidification ou l'addition de nourriture. L'interprétation de cette expérience est purement non biologique notamment à cause de la trop rapide réaction (en particulier le dégagement d'oxygène moléculaire), parce que cette réaction résiste au chauffage et que l'addition ultérieure d'eau ou de nourriture ne donne aucun résultat. Les interprétations possibles pour ces résultats sont que les réactions sont dues aux peroxydes présents dans le sol et qui sont des oxydants très puissants. Le lent dégagement de dioxyde de carbone aurait pu être induit par oxydation lente du carbone par les oxydes métalliques contenus dans les poussières.

**b. Expérience LR**

Cette deuxième expérience embarquée sur les landers Viking procédait par la mise en contact d'un échantillon de poussières martienne avec de la nourriture marquée au carbone 14. Le temps d'incubation était porté à 1-2 semaines et le détecteur utilisé était un compteur de radiation. La réaction attendue était une assimilation de la nourriture et un dégagement de dioxyde de carbone. Les expériences montrèrent un dégagement rapide de CO<sub>2</sub> ou de CO suivit par un dégagement plus lent. Suite à cette première manipulation, l'échantillon de sol fut chauffé à 160 degrés durant 3 heures, chauffé à 40-50 degrés, mis en contact avec le liquide et enfin stocké durant 2-4 mois dans l'engin. Le chauffage de l'échantillon à provoqué une diminution (40-50 degrés) ou un arrêt (160 degrés) de la réaction. L'addition de liquide provoqué une dissolution de 30 pour cent du CO<sub>2</sub> et enfin le stockage a arrêté la réaction.

**c. Expérience PR**

Dans le cadre de cette expérience, un échantillon du régolite est placé dans une enceinte étanche en présence de monoxyde de carbone et de dioxyde de carbone marqués, cet échantillon est ensuite irradié par de la lumière solaire privée d'ultraviolet. La réaction attendue est une synthèse de matière organique par d'éventuels microorganismes. Lors de cette expérience, on constata un léger dégagement radioactif, on pouvait alors conclure que "quelque chose" avait fixé le carbone contenu dans le sol. La conclusion de cette expérience est que le sol martien contiendrait des catalyseurs capables de synthétiser des molécules organiques à partir de CO même dans l'obscurité et en l'absence d'UV. Une autre explication serait la formation d'un polymère de CO (CO<sub>3</sub>O<sub>2</sub>) instable à la chaleur.

## **REFERENCES**



## REFERENCES

- Abadi, H. and N. C. Wikramasinghe**, Pre-biotic molecules in Martian dust clouds, *Nature*, 267, 687--688, 1977.
- Adam, J. B., And T. B. McCord**, Mars: interpretation of spectral reflectivity of light and dark regions, *J. Geophys. Res.*, 74, 4851--4856, 1969
- Allen, C. C.**, Volcano-ice interactions on Mars, *J. Geophys. Res.*, 84, 8048--8059, 1979.
- Anderson, E. M., and C. B. Leovy**, Mariner 9 television limb observations of dust and ice hazes on Mars, *J. Atmos. Sci.*, 35, 723--734, 1978.
- Andrew, D. G., and M. E. McIntyre**, Planetary waves in horizontal and vertical shear: The generalized Eliassen-Palm relation and the zonal mean acceleration, *J. Atmos. Sci.*, 33, 2031-2040, 1976.
- Atkinson, R., A. C. Lloyd, and L. Wings**, An updated chemical mechanism for hydrocarbon/NO<sub>x</sub> / SO<sub>x</sub> photooxidation suitable for inclusion in atmospheric simulation models, *Atmos. Environ.*, 16, 1341-1355, 1982.
- Atkinson, R., and A. C. Lloyd**, Evaluation of kinetic and mechanistic data for modeling of photochemical smog, *J. Phys. Chem. Ref. Data*, 13, 315-444, 1984.
- Atreya, S. K., and J. E. Blamont**, Stability of the Martian atmosphere: possible role of the heterogeneous chemistry, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 287-290, 1990.
- Aoki, T.**, An accurate representation of the transmission functions of the water vapor and carbon dioxide infrared bands, *J. Quant. Spectroscop. Radiat. Transfer*, 24, 191-202, 1980.
- Bacastow, R., and C. D. Keeling**, Atmospheric carbon dioxide concentration of the observed fraction, in *Carbon cycle modelling*, B. Bolin, ed., SCOPE16, Chichester, Wiley, 103--112, 1981.



- 
- Baird, A. K., and B. C. Clark**, On the original igneous source of Martian fines, *Icarus*, 45, 113--123, 1981
- Banin, A., and J. Rishpon**, Experimental simulation of the Viking labeled released (LR) results with iron-adsorbed smectite clay minerals, *Life Sci. Space Res.*, XVII, 59-64, 1979.
- Barker, E. S.**, A study of the variations in CO<sub>2</sub> abundance and surface pressure on Mars. Ph. D. Thesis, Univ. Texas, Austin, 1969.
- Barker, E. S.**, Variations of the Martian CO<sub>2</sub> abundance with Martian season, in *Planetary atmospheres*, eds C. Sagan, T. C. Owen and H. J. Smith (Dordrecht, D. Reidel, 196--202, 1971.
- Barker, E. S.**, Detection of molecular oxygen in the Martian atmosphere, *Nature*, 238, 447-448, 1972.
- Bar-Nun, and Hartman**, Synthesis of organic compounds from carbon monoxide and water by U. V. photolysis, *Origins Life*, 9, 93--101, 1978.
- Bar-Nun, and Chang**, Photochemical reactions of water and carbon monoxide in Earth's primitive atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 88, 6662--6672, 1983.
- Barnes, J. R.**, Time spectral analysis of mid-latitude disturbances in the Martian atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, 37, 2002--2015, 1980.
- Barnes, J. R.**, Midlatitude disturbances in the Martian atmosphere: A second Mars year, *J. Atmos. Sci.*, 38, 225--234, 1981.
- Barnes, J. R.**, Possible effects of breaking gravity waves on the circulation of the middle atmosphere of Mars, *J. Geophys. Res.*, 95, 1401-1432, 1990.
- Barth, C. A.**, Photochemistry of the atmosphere of Mars, in *The Photochemistry of Atmospheres: Earth, the Other Planets, and Comets*, edited by J. Levine, 476 pp., Academic, San Diego, Calif., 1985.

- 
- Barth, C. A., and M. L. Dick**, Ozone and the polar hood of Mars, *Icarus*, 22, 205-211, 1974.
- Barth, C. A., and C. W. Hord**, Mariner ultraviolet spectrometer: Topography and polar cap, *Science*, 173, 197-201, 1971.
- Barth, C. A., C. W. Hord, A. I. Stewart, A. L. Lane, M. L. Dick, and G. P. Anderson**, Mariner 9 ultraviolet experiment: Seasonal variation of ozone on Mars, *Science*, 179, 795-796, 1973.
- Belton, M. J. S., and D. M. Hunten**, The abundance and temperature of CO<sub>2</sub> in the Martian atmosphere, *Astrophys. J.*, 145, 154, 1966.
- Belton, M. J. S., A. L. Broadfoot, and D. M. Hunten**, Abundance and temperature of CO<sub>2</sub> on Mars during the 1967 opposition, *J. Geophys. Res.*, 73, 4795, 1968.
- Billebaud, F., J. Crovisier, E. Lellouch, T. Encrenaz, and J.P. Maillard**, High resolution infrared spectra of CO on Mars: evidence for emission lines, *Planet. Space Sci.*, 39, 213-218, 1990.
- Blamont, J. E., Chassefiere E., J. P. Goutail, B. Mege, M. Nunes-Pinharanda, G. Souchon, V. A. Krasnopolski, A. A. Krysko, and V. I. Moroz**, Vertical profiles of dust and ozone in the Martian atmosphere deduced from solar occultation measurements, *Nature*, 341, 600-603, 1989.
- Boston, P. J., M. V. Ivanov, and C. P. McKay**, On the possibility of chemosynthetic ecosystems in subsurface habitats on Mars, *Icarus*, 93, 300-308, 1992.
- Boyd, J. P.**, The noninteraction of waves with the zonally averaged flow on a spherical Earth and the interrelationships of eddy fluxes of energy, heat and momentum, *J. Atmos. Sci.*, 33, 2285-2291, 1976.

- 
- Brasseur, G., and P. C. Simon**, Stratospheric chemical and thermal response to long-term variability in solar UV irradiance, *J. Geophys. Res.*, 86, 7343-7362, 1981.
- Brasseur, G., and S. Solomon**, *Aeronomy of the middle atmosphere: Chemistry and physics of the stratosphere and mesosphere*, 452 PP., D. Reidel, Hingham, Mass, 1986.
- Brasseur, G., P. De Baets, and A. De Rudder**, Solar variability and minor constituents in the lower thermosphere and in the mesosphere, *Space Sci. Rev.*, 34, 377, 1983.
- Brasseur, G., M. H. Hitchman, S. Walters, M. Dymek, E. Falise, and M. Pirre**, An Interactive chemical dynamical radiative two-dimensional model of the middle atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 95, 5639-5655, 1990.
- Briggs, G. A.**, The nature of the residual Martian polar caps, *Icarus*, 23, 167-191, 1974.
- Briggs, G. A., and C. B. Leovy**, Mariner 9 observations of the Mars north polar hood, *Bull. Amer. Met. Soc.*, 55, 278--296, 1974.
- Carleton, N. P., and W. A. Traub**, Detection of molecular oxygen on Mars Science, 179, 795-796, 1972.
- Carr, M. H.**, Volcanism on Mars, *J. Geophys. Res.*, 78, 4949--4062, 1973
- Chassefière, E., J. E. Blamont, P. Drossart, J. Rosenqvist, M. Combes, S. Erard, Y. Langevin, and J. P. Bibring**, Vertical distribution and granulometry of Martian dust particles from Phobos/ISM and Auguste experiment, *Bull. Am. Astron. Soc.*, 23, 1214, 1991

- Clancy, R. T., D. O. Muhleman, and B. M. Jakosky**, Variability of carbon monoxide in the Mars atmosphere, *Icarus*, 55, 282-301, 1983.
- Clancy, R. T., D. O. Muhleman, and G. L. Berg**, Global changes in the 0-70 km thermal structure of the Mars atmosphere derived from 1975 to 1989 microwave CO spectra, *J. Geophys. Res.*, 95, 14543--14554, 1990.
- Clancy, R. T., A. W. Grossman, and D. O. Muhleman**, Mapping Mars water vapor with the Very Large Array, *Icarus*, 100, 48--59, 1992.
- Cogley, A. C., and W. J. Borucki**, Exponential approximations for daily average solar heating or photolysis, *J. Atmos. Sci.*, 33, 1347-1356, 1976.
- Combes, M., C. Cara, P. Drossart, T. Encrenaz, E. Lellouch, J. Rosenqvist, J. P. Bibring, S. Erard, B. Gondet, Y. Langevin, A. soufflot, V. I. Moroz, A. V. Grigoriev, L. V. Ksanfomality, YU. V. Nikolsky, N. F. Sanko, D. V. Titov, O. Forni, P. Masson, and C. Sotin**, Martian atmosphere studies from the ISM experiment, *Planet. Space Sci.*, 39, 189, 1991.
- Connes, P., J. Connes, and J. P. Maillard**, Atlas des spectres infrarouges de Vénus, Mars, Jupiter et Saturne, Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, 1969.
- Conrath, P.**, Thermal structure of the Martian atmosphere during the dissipation of the dust storm of 1971, *Icarus*, 24, 36-46, 1975.
- Conrath, B. J.**, Planetary-scale wave structure in the Martian atmosphere, *Icarus*, 48, 146-255, 1981.
- Conrath, B. J., R. Curran, R. Hanel, V. Kunde, W. Maguire, J. Pearl, J. Pirraglia, J. Welker, and T. Burke**, Atmospheric and surface properties of Mars obtained by infrared spectroscopy on Mariner 9, *J. Geophys Res.*, 78, 4267-4278, 1973.

- 
- Craig, H., J. E. Lupton, and Y. Horibe**, A mantle helium component in circum-pacific volcanic gases: Hakone, the Marianas, and Mt Lassen, in *Terrestrial rare gases*, E. C. Alexander, Jr, M. Ozima (eds), *AEPS*, 3, 1978.
- Davies, D. W.**, The vertical distribution of Mars water vapor, *J. Geophys. Res.*, 84, 2875-2880, 1979.
- Davies, D. W.**, The Mars water cycle, *Icarus*, 45, 398--414, 1981.
- Deming, D., M. J. Mumma, F. Espenak, T. Kostiuk, and D. Zipoy**, Polar warming in the atmosphere of Mars, *Icarus*, 66, 366-379, 1986.
- DeMore, W. B., D. M. Golden, R. F. Hampson, C. J. Howard, M. J. Kurylo, M. J. Molina, A. R. Ravishankara, and S. P. Sander**, Chemical kinetics and photochemical data for use in stratospheric modeling, Evaluation No. 8, *JPL Publ.* 87-41, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, Calif., 1987.
- Dickinson, R. E.**, Infrared radiative heating and cooling in the venusian atmosphere, I, Global mean radiative equilibrium, *J. Atmos. Sci.*, 29, 1531-1555, 1972.
- Dickinson, R. E.**, Method of parameterization for infrared cooling between altitudes of 30 and 70 kilometers, *J. Geophys. Res.*, 78, 4451, 1973.
- Dreibus, G., and H. Wanke**, Accretion of the Earth and the inner planets, in *Proceedings of the 27th International Geological Conference*, Vol 11, pp. 1--20, VNU Science Press, Utrecht, Netherlands, 1984.
- Encrenaz, T., E. Lellouch, J. Rosenqvist, P. Drossart, M. Combes, F. Billebaud**, The atmospheric composition of Mars, ISM and ground-based observation data, Paper presented at the EGU Congress, Wiesbaden, Germany, 1991.

- Fanale, F. P., J. R. Salvail, W. B. Banerdt, and R. S. Saunders**, Mars: The regolith-atmosphere-cap system and climate change, *Icarus*, 50, 381-407, 1982
- Farmer, C. B., D. W. Davies, and D. D. Laporte** Mars: Northern summer ice cap-water vapor observations from Viking 2, *Science*, 194, 1339-1341, 1976.
- Farmer, C. B., D. W. Davies, A. L. Holland, D. D. LaPorte, and P. E. Doms**, Mars: Water vapor observation from the Viking orbiters, *J. Geophys. Res.*, 82, 4225-4248, 1977.
- French, R. J., and P. J. Gierasch**, The Martian polar vortex: theory of seasonal variation and observation of eolian features, *J. Geophys. Res.*, 84, 4634-4642, 1979.
- Galtsev, A. P., and V. M. Osipov**, Spectral transmission functions of  $CO_2$  for the conditions of the Martian atmosphere, *Bull. (Izv.), Acad. Sci. USSR, Atmos. Ocean, Phys.*, 15, 767-769, 1979.
- Garcia, R., and S. Solomon, R. G. Roble, and D. W. Rusch**, A numerical study of the response of the middle atmosphere to the 11 year solar cycle, *Planet. Space Sci.*, 1984.
- Gierasch, P. J., and R. Goody**, A study of the thermal and dynamical structure of the Martian lower atmosphere, *Planet. Space Sci.*, 16, 615-646, 1968.
- Giver, L. P., E. C. Y. Inn, J. H. Miller, and R. W. Boese**, The Martian  $CO_2$  abundance from measurements in the 1.05 micron band, *Astrophys. J.*, 153, 285, 1968.
- Golitsyn, G. S.**, On the Martian dust storm, *Icarus*, 18, 113-119, 1973.
- Good, J. C. and F. P. Schloerb**, Martian CO abundance from the  $j=1 - 0$  rotational transition: Evidence for temporal variations, *Icarus*, 47, 166-172, 1981

- 
- Greeley, R.**, Mariner 9 photographs of small volcanic structures on Mars, *Geology*, 1, 175--180, 1973.
- Greeley, R., and D. A. Crown**, Volcanic geology of Tyrrhena Patera, Mars, *J. Geophys. Res.*, 95, 7133--7149, 1990.
- Greeley, R., and P. Spudis**, Volcanis on Mars, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 19, 13--41, 1981.
- Greeley, R., B. R. White, J. B. Pollack, J. D. Iversen, and R. N. Leach**, Dust storm on Mars: considerations and simulations, *Geological Society of America*, 1981.
- Haberle, R. M., C. B. Leovy, and J. B. Pollack**, A numerical model of the martien polar cap winds, *Icarus*, 39, 151--183, 1979.
- Haberle, R. M., C. B. Leovy, and J. B. Pollack**, Some effects of global dust storms on the atmospheric circulation of Mars, *Icarus*, 50, 322-367, 1982
- Hanel, R. A., B. Conrath, W. Hovis, V. Kunde, P. Lowman, W. Maguire, J. Pearl, J. Pirraglia, C. Prabhakara, B. Schlasman, G. Levin, P. Straat, and T. Burke**, Investigation of the Martian environment by infrared spectroscopy on Mariner 9, *Icarus*, 17, 423-442, 1972a.
- Hanel, R. A., B. J. Conrath, W. A. Hovis, V. G. Kunde, P. D. Lowman, J. C. Pearl, C. Prabhakara, B. Schlachman and G. V. Levin**, Infrared spectroscopy experiment on the Mariner 9 mission: Preliminary results, *Science*, 175, 303--308, 1972b.
- Hansen, J. E., and L. D. Travis**, Light scattering in planetary atmospheres, *Space Sci. Rev.*, 16, 527--610, 1974.
- Harshvardhan, R. Davies, D. A. Randall, and T. G. Corsetti**, A fast radiation parameterization for atmospheric circulation models, *J. Geophys. Res.*, 92, 1009--1016, 1987

- 
- Heald, E. F., J. J. Naughton, and I. L. Barnes**, The chemistry of volcanic gases. 2. Use of equilibrium calculations in the interpretation of volcanic gas samples, *J. Geophys. Res.*, 68, 545, 1963.
- Hess, S. L.**, Martian winds and dust clouds, *Planet. Space Sci.*, 21, 1549, 1973.
- Hess, S. L.**, The vertical distribution of water vapor in the atmosphere of Mars, *Icarus*, 28, 269-278, 1976.
- Hess, S. L., R. M. Henry, C. B. Leovy, J. A. Ryan, and J. E. Tillman**, Meteorological results from the surface of Mars: Viking 1 and 2, *J. Geophys. Res.*, 82, 4559--4574, 1977.
- Hess, S. L., J. A. Ryan, J. E. Tillman, R. M. Henry, and C. B. Leovy**, The annual cycle of pressure on Mars measured by Viking landers 1 and 2, *Geophys. Res. Lett.*, 7, 197--200, 1980.
- Hitchman, M. H., and G. Brasseur**, Rossby wave activity in a two-dimensional model: Closure for wave driving and meridional eddy diffusivity, *J. Geophys. Res.*, 93, 9405-9417, 1988.
- Hodges, C. A., and H. J. Moore**, The subglacial birth of Olympus Mons and its aureoles, *J. Geophys. Res.*, 84, 8061--8074, 1979.
- Hodges, C. A., and H. J. Moore**, Atlas of volcanic landforms on Mars, *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1994
- Hogan, L. G., and D. S. Burch**, A measurement of the rate constant for the reaction  $O + O_2 + O_2 \rightarrow O_3 + O_2$ , *J. Chem. Phys.*, 65, 894-900, 1976.
- Holton, J. R.**, The role of gravity waves induced drag and diffusion in the momentum budget of the mesosphere, *J. Atmos. Sci.*, 39, 791-799, 1982.



- Horn, D., J. M. McAfee, A. M. Winer, K. C. Herr, and G. C. Pimental**, The composition of the Martien atmosphere: minor constituents, *Icarus*, 16, 543--556, 1972.
- Horowitz, N. H., G. L. Hobby, and J. S. Hubbard**, Viking on Mars: The carbon assimilation experiment, *J. Geophys. Res.*, 82, 4547-4558, 1977.
- Hubbard, J. S., J. P. Hardy, and N. H. Horowitz**, Photocatalytic production of organic compounds from CO and H<sub>2</sub>O in a simulated Martian atmosphere, *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 68, 574--578, 1971.
- Hunten, D. M.**, Aeronomy of the lower atmosphere of Mars, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 12, 529--535, 1974
- Hunten, D. M., and M. B. McElroy**, Production and escape of hydrogen on Mars, *J. Geophys. Res.*, 75, 5989-6001, 1970.
- Ingersol, A. P.**, Mars: A case against permanent CO<sub>2</sub> frost cap, *J. Geophys. Res.*, 79, 3403--3410, 1974.
- Jakosky, B. M., and C. B. Farmer**, The seasonal and global behavior of water vapor in the Mars atmosphere: Complete global results of the Viking atmospheric water detector experiment, *J. Geophys. Res.*, 87, 2999-3019, 1985.
- Jakosky, B. M.**, The seasonal cycle of water on Mars, *Space Sci. Rev.*, 41, 131--200, 1985.
- Jakosky, B. M., and T. Z. Martin**, Mars: North-polar warming during dust storms, *Icarus*, 72, 528-534, 1987.
- James, P. B., and K. Lumme**, Martian south polar cap boundary: 1971 and 1973 data, *Icarus*, 50, 368-380, 1982.

- James, P. B., and G. North**, The seasonal  $CO_2$  cycle on Mars: An application of an energy balance climate model, *J. Geophys. Res.*, 87, 10271-10283, 1982.
- Jaquin, F., P. Gierash, and R. Kahn**, The vertical structure of limb hazes in the Martian atmosphere, *Icarus*, 68, 442--461, 1986.
- Johnson, D. W., P. Harteck, and R. R. Reeves**, Dust injection into the Martian atmosphere, *Icarus*, 26, 441-443, 1975.
- Joseph J. H., W. J. Wiscombe, and J. A. Weinman**, The delta-Eddington approximation for radiative flux transfer, *J. Atmos. Sci.*, 33, 2452--2459, 1976.
- Kakar, R. K., J. W. Waters, and W. J. Wilson**, Mars: microwave detection of carbon monoxide, *Science*, 196, 1090-1091, 1977.
- Kaplan, L. D., G. Munch, and H. Spinrad**, An analysis of the spectrum of Mars, *Astrophys. J.*, 139, 1--15, 1964.
- Kaplan, L. D., J. Connes, and P. Connes**, Carbon monoxide in the Martien atmosphere, *Astrophys. J.*, 157, L187-L192, 1969.
- Kaufman, F., and J. R. Kelso**, M effect in the gas-phase recombination of O with  $O_2$ , *J. Chem. Phys.*, 46, 4541-4543, 1967.
- Khan, R.**, The spatial and seasonal distribution of Martian clouds and some meteorological implications, *J. Geophys. Res.*, 89, 6671--6688, 1984.
- Khan, R.**, Ice, haze, snow and the Mars water cycle, *J. Geophys. Res.*, 95, 14677-14693, 1990.
- Kerzhanovich, V. V.**, Mars 6: improved analysis of the descend module measurements, *Icarus*, 30, 1-25, 1976.

- 
- Kieffer, H. H.**, Mars south polar spring and summer temperatures: A residual CO<sub>2</sub> frost, *J. Geophys. Res.*, 84, 8263-8288, 1979.
- Kieffer, H. H., S. C. Chase, T. Z. Martin, E. D. Miner, and F. D. Pallucioni**, Martian north polar summer temperatures: dirty water ice, *Science*, 194, 1341--1344, 1976.
- Kieffer, H. H., T. Z. Martin, A. R. Peterfreund, B. M. Jakosky, E. D. Miner, and F. D. Pallucioni**, Thermal and albedo mapping of Mars during the Viking primary mission, *J. Geophys. Res.*, 82, 4249-4291, 1977.
- Kieffer, H. H., B. M. Jakosky, C. W. Snyder, and M. S. Matthews**, (eds), MARS, University of Arizona Press, Tucson, 1992
- Kiehl, J. T., and T. Yamamouchi**, A parameterization for absorption due to the A, B, and  $\gamma$  oxygen bands, *Tellus*, 37b, 1-6, 1985.
- Kiehl, J. T., R. J. Wolski, B. P. Briegleb, and V. Ramanathan**, Documentation of radiation and cloud routines in the NCAR community climate model (CCM1), *NCAR Tech. Note*, NCAT/TN288+IA, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colo., 1987.
- King, J. S., and J. R. Riehle**, A proposed origin of the Olympus Mons escarpment, *Icarus*, 23, 300--317, 1974.
- King, M. D., and Harshvardhan**, Comparative accuracy of selected multiple scattering approximations, *J. Atmos. Sci.*, 43, 784--801, 1986.
- Klein, H. P., G. V. Horowitz, V. I. Levin, V. I. Oyama, J. Lederberg, A. Rich, J. S. Hubbard, G. L. Hobby, P. A. Straat, B. J. Berdahl, G. C. Carle, F. S. Brown, and D. Johnson**, The Viking biological investigation: Preliminary results, *Science*, 194, 99-105, 1976.

- Kliore, A. J., D. L. Cain, G. S. Levy, R. Eshleman, and F. D. Drake**, Occultation experiment: results of the first direct measurement of Mars' atmosphere and ionosphere, *Science*, 149, 1243, 1965
- Kliore, A. J., G. Fjeldbo, B. L. Seidel, and A. I. Rasool**, Mariner 6 and 7: radio occultation measurements of the atmosphere of Mars, *Science*, 166, 1393--1397, 1969
- Kliore, A. J., G. Fjeldbo, and B. L. Seidel**, Summary of Mariner 6 and 7 radio occultation results on the atmosphere of Mars, *Space. Res.*, XI, 165--175, 1971
- Kliore, A. J., D. L. Cain, G. Fjeldbo, B. L. Seidel, M. J. Sykes, and S. I. Rasool**, The atmosphere of Mars from Mariner 9 radio occultation measurements, *Icarus*, 17, 484--516, 1972.
- Kliore, A. J., G. Fjeldbo, B. L. Seidel, M. J. Sykes, and P. M. Woiceshyn**, S band radio occultation measurements of the atmosphere and topography of Mars with Mariner 9: extended mission coverage of polar and intermediate latitudes, *J. Geophys. Res.*, 78, 4331--4351, 1973.
- Kliore, A. J.**, Radio occultation exploration of Mars, in *Exploration of the Planetary System*, A. Woszczyk and C. Iwaniozewska, eds., I.A.U. Symp., 65, 295--316, 1974.
- Korablev, O. I.**, Personal communication, 1993
- Korablev, O. I., M. Ackerman, V. A. Krasnopolski, V. I. Moroz, C. Muller, A. V. Rodin, S. K. Atreya**, Tentative identification of formaldehyde in the Martian atmosphere, *Planet. Space Sci.*, 41, 441-451, 1993.
- Kosheev**, Personal communication, 1993.
- Krasnopolski, V. A., and V. A. Parshev**, Ozone and photochemistry of the Martian lower atmosphere, *Planet. Space Sci.*, 27, 113-120, 1977.

- 
- Krasnopolski, V. A.**, Vertical distribution of water vapor and Mars model lower and middle atmosphere, *Icarus*, 37, 182, 1979.
- Krasnopolski, V. A. et al.**, Solar occultation spectroscopic measurements of the martian atmosphere at 1.9 and 3.7 microns, *Nature*, 341, 603-604, 1989.
- Krasnopolski, V. A., O. I. Korablev, V. I. Moroz, A. A. Krisko, J. E. Blamont, and E. Chassefiere**, Infrared solar occultation sounding of the Martian atmosphere by the Phobos spacecraft, *Icarus*, 94, 32-45, 1991.
- Krasnopolski, V. A.**, Photochemistry of the Martian atmosphere (mean conditions), *Icarus*, 101, 313-332, 1993.
- Kratz, D. P., and R. D. Cess**, Solar absorption by atmospheric water vapor: A comparison of radiation models, *Tellus*, 37b, 53-63, 1985.
- Kuhn W. R., S. K. Atreya, and S. E. Postawko**, The influence of ozone on Martian atmospheric temperature, *J. Geophys. Res.*, 84, 8341-8342, 1979.
- Kuiper, G. P.**, Infrared spectra of planets, *Astrophys. J.*, 106, 251-254, 1947.
- Kuiper, D. P.**, *The atmosphere of the Earth and planets*, edited by G. P. Kuiper, University of Chicago Press, Chicago, 1952.
- Kusakabe, M.**, Atomic composition and chemical equilibrium of volcanic gases, *Geochem. J.*, 7, 141-151, 1969.
- Lacis, A. A., and J. E. Hansen**, A parameterization for absorption of solar radiation in the Earth's atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, 31, 118-133, 1974.
- Lane, A. L., C. A. Barth, C. W. Hord, and A. I. Stewart**, Mariner 9 ultraviolet spectrometer experiment: Observation of ozone on Mars, *Icarus*, 18, 102-108, 1973.

- 
- Laul, J. C.**, The Shergotty consortium and SNC meteorites: An overview, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 875--887, 1986
- Lellouch, E., T. Encrenaz, T. Phillips, E. Falgarone, and F. Billebaud**, Submillimeter observations of CO in Mars's atmosphere, *Planet. Space Sci.*, 39, 1/2, 209-212, 1991a.
- Lellouch, E., G. Paubert, and T. Encrenaz**, Mapping of CO millimeter-wave lines in Mars's atmosphere: The spatial variability of carbon monoxide on Mars, *Planet. Space Sci.*, 39, 1/2, 219-224, 1991b
- Lenoble, J.**, *Radiative transfer in scattering and absorbing atmospheres: standard computational procedures*, J. Lenoble (ed), A. Deepak Pub., 1985
- Leovy, C. B., and Y. Mintz**, Numerical simulation of the atmospheric circulation and climate on Mars, *J. Atmos. Sci.*, 26, 1167-1190, 1969.
- Leovy, C. B., and R. W. Zurek**, Thermal tides and Martian dust storms: direct evidence for coupling, *J. Geophys. Res.*, 84, 2956--2968, 1979.
- Leovy, C. B.**, Martian meteorological variability, *Adv. Sp. Res.*, 2, 2, 1982.
- Leovy, C. B.**, Observations of Martian tides over two annual cycles, *J. Atmos. Sci.*, 38, 30--39, 1981.
- Leovy, C. B., J. E. Tillman, W. R. Guest, and J. Barnes**, Interannual variability of Martian weather, 1984
- Levin, G. V., and P. A. Straat**, Recent results from Viking labeled release experiments on Mars, *J. Geophys. Res.*, 82, 4663-4667, 1977.
- Lewis, J. S., and J. H. Carver**, Temperature dependance of the carbon dioxide photoabsorption cross section between 1200 and 1700 Angstroms, *J. Quant. Spectroscop. Radiat. Transfer*, 30, 297-309, 1983.

- Lindal, G. F., H. N. Hotz, D. N. Sweetnam, Z. Shippony, J. P. Brenkle, G. V. Hartsell, R. T. Spear, and W. H. Michael**, Viking radio occultation measurements of the atmosphere and topography of Mars: data acquired during one Martian year of tracking, *J. Geophys. Res.*, 84, 8443--8456, 1979.
- Lindner, B. L.**, Aeronomy and radiative transfer of the Martian atmosphere, Ph. D. Thesis, University of Colorado, 1985.
- Lindner, B. L.**, Ozone on Mars: The effects of clouds and airborne dust, *Planet Space Sci.*, 36, 124-144, 1988.
- Lindner, B. L., and B. M. Jakosky**, Martian atmospheric photochemistry and composition during periods of low obliquity, *J. Geophys. Res.*, 95, 3435--3440, 1985.
- Lindner, B. L.**, The Martian polar cap, Radiative effects of ozone, clouds, and airborne dust, *J. Geophys. Res.*, 95, 1367--1379, 1990.
- Lindzen, R. S.**, Turbulence and stress owing to gravity wave and tidal breakdown, *J. Geophys. Res.*, 86, 9707-9714, 1981.
- Louchet, A.**, *La Planète Mars: Description géographique*, Ed. Masson, 138pp, 1988.
- Luchitta, B. K.**, Recent mafic volcanism on Mars, *Science*, 235, 565--567, 1987
- Luchitta, B. K.**, Young volcanic deposits in the Valles Marineris, Mars, *Icarus*, 86, 476--509, 1990.
- Magalhaes, J. A.**, The Martian Hadley circulation: Comparison of "viscous" model predictions to observations, *Icarus*, 70, 442-468, 1987.
- Marten, A.**, Communication personnelle, 1993.
- Marten, A. And I. Rosenqvist**, Personal communication, 1993.

- Martin, T. Z., A. R. Peterfreund, E. D. Miner, H. H. Kieffer, and G. E. Hunt,** Thermal infrared properties of the Martian atmosphere. 1. Global behavior at 7, 9, 11 and 20 microns, *J. Geophys. Res.*, 84, 2830--2842, 1979a.
- Martin T. Z., and H. H. Kieffer,** Thermal infrared properties of the Martian atmosphere. 2. The 15 microns band measurements, *J. Geophys. Res.*, 84, 2843--2852, 1979b
- Martin, T. Z.,** Mean thermal and albedo behavior of the Mars surface and atmosphere over a Martian year, *Icarus*, 45, 427--446, 1981.
- Martin, L. J.,** Clearing the Martian air: The troubled history of dust storms, *Icarus*, 57, 317-321, 1984.
- Mass, C., and C. Sagan,** A numerical circulation model with topography for the Martian summer hemisphere, *J. Atmos. Sci.*, 33, 1418--1430, 1976.
- Matsuo, S.,** On the chemical nature of fumarolic gases of volcano Showa-Shinzan, Hokkaido, Japan, *J. Earth Sci., Nagoya Univ.*, 9, 80--100, 1961.
- Matsuo, S., T. Suzuki, M. Kusakabe, H. Wada, and M. Suzuki,** Isotopic and chemical compositions of volcanic gases from Satsuma-Iwojima, Japan, *Geochem. J.*, 8, 165--173, 1974.
- Meador, W. E., and W. R. Weaver,** Two-stream approximations to radiative transfer in planetary atmospheres: A unified description of existing methods and new improvement, *J. Atmos. Sci.*, 37, 630--643, 1980.
- McCormick, M. P., R. E. Veiga, and W. P. Chu,** Stratospheric ozone profile and total ozone trends derived from SAGEI and SAGEII data, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 269--272, 1992.
- McConnell, J. C., and M. B. McElroy,** Odd nitrogen in the atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, 30, 1465-1480, 1973.



- 
- McElroy, M. B., and J. C. McConnell**, Dissociation of  $CO_2$  in the Martian atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, 28, 879--884, 1971.
- McElroy, M. B., and T. M. Donahue**, Stability of the Martian atmosphere, *Science*, 177, 986-988, 1972.
- McElroy, M. B., T. Y. Kong, Y. L. Yung, and A. O. Near**, Composition and structure of the Martian upper atmosphere: Analysis of results from Viking, *Science*, 194, 1295-1298, 1976.
- McElroy, M. B., T. Y. Kong, and Y. L. Yung**, Photochemistry and evolution of Mars's atmosphere: A Viking perspective, *J. Geophys. Res.*, 82, 4379-4388, 1977.
- Miller, S. L., and W. D. Smythe**, Carbon dioxide clathrate in the Martian ice cap, *Science*, 170, 531--535, 1970.
- Mizutani, Y.**, Chemical analysis of volcanic gases, *J. Earth Sci.*, Nagoya Univ., 10, 125--134, 1962.
- Molina, F. J., and F. S. Rowland**, Stratospheric sink for chlorofluoromethanes: Chlorine atom catalysed destructions of ozone, *Nature*, 249, 810--812, 1974.
- Moreau, D., L. W. Esposito, and G. Brasseur**, An interactive radiative, chemical and dynamical two-dimensional model of the Martian atmosphere, *Proceedings of "Premiers résultats de la mission Phobos et futures missions d'exploration de Mars"*, Paris, 1989.
- Moreau, D., L. W. Esposito, and G. Brasseur**, A study of the chemical and dynamical structure of the Martian atmosphere, *Annal. Geophys., Special Issue*, (abstract), 1990.

**Moreau, D., L. W. Esposito, and G. Brasseur,** The chemical composition of the dust-free Martian atmosphere: Preliminary results of a two-dimensional model, *J. Geophys. Res.*, 96, 7933-7945, 1991.

**Moreau, D., L. W. Esposito, and G. Brasseur,** Impact of solar variability on the chemical structure of the Martian atmosphere, *Annales Geophysicae*, 10, Supplement III, c493, 1992b (abstract).

**Moreau, D., E. Falise, C. Muller, J. Rosenqvist, A. Marten, O. Korablev, L. W. Esposito,** Organic chemistry in the current Martian atmosphere: theoretical and experimental investigations, *Bulletin of the American Astronomical Society*, vol 24, 3, 1015, 1992c (abstract).

**Mouginis-Mark, P. J.,** Volcano-ground ice interactions in Elysium Planitia, *Icarus*, 64, 264--284, 1985.

**Moriyama, S., and T. Iwashima,** A spectral model of the atmospheric general circulation of Mars: A numerical experiment including the effects of suspended dust and topography, *J. Geophys. Res.*, 85, 2847--2860, 1980.

**Muller J-F,** Modélisation tri-dimensionnelle globale de la chimie et du transport des gaz en trace dans la troposphère, Thèse de doctorat, Univ. Libre de Bruxelles, 1993.

**Murray, B. C., and M. C. Malin,** Polar volatiles on Mars-theory versus observation, *Science*, 182, 437--443, 1973.

**Mutch, T. A., R. E. Arvidson, J. W. Head III, K. L. Jones, and R. S. Saunders,** *The Geology of Mars*, Princeton University Press, Princeton, N. J. 1976.

- Nier, A. O., W. B. Hanson, A. Seiff, M. B. McElroy, N. W. Spencer, R. J. Duckett, T. C. D. Knight, and W. S. Cook**, Composition and structure of the Martian atmosphere: Preliminary results from Viking 1, *Science*, 193, 786-788, 1976.
- Owen, T., and G. P. Kuiper**, A determination of the composition and surface pressure of the Martian atmosphere, *Commun. Lunar and Planetary lab.*, 2, 113--132, 1964.
- Owen, T.**, The composition and surface pressure of the Martian atmosphere: results from the 1965 opposition, *Astrophys. J.*, 146, 257--270, 1966.
- Owen, T., and K. Biemann**, Composition of the atmosphere at the surface of Mars: Detection of Ar-36 and preliminary analysis, *Science*, 193, 801-803, 1976.
- Owen, T., and C. Sagan**, Minor constituents in planetary atmospheres: Ultraviolet spectroscopy from orbiting astronomical observatory, *Icarus*, 16, 557-568, 1972.
- Oyama, V. I., B. J. Berdahl, G. C. Carle, M. E. Lehwalt, and H. S. Ginoza**, The search of life on Mars Viking 1976 gas changes as indicators of biological activity, *Origins Life*, 7, 313-333, 1976.
- Oyama, V. I., and B. J. Berdahl**, The Viking gas exchange experiment results from Chryse and Utopia surface samples, *J. Geophys. Res.*, 82, 4669-4676, 1977.
- Parkinson, T. D., and D. M. Hunten**, Spectroscopy and aeronomy of  $O_2$  on Mars, *J. Atmos. Sci.*, 29, 1380-1390, 1972.
- Peaceman, D. W., and H. H. Rachford**, The numerical solution of parabolic and elliptic differential equations, *J. Soc. Indust. Appl. Math.*, 3, 28-41, 1955.

- Pollack, J. B., J. Veverka, M. Noland, C. Sagan, T. C. Duxbury, C. Acton, G. H. Born, W. K. Hartmann, and B. A. Smith**, Mariner 9 television observations of Phobos and Deimos, *J. Geophys. Res.*, 87, 4313--4326, 1973.
- Pollack, J., R. Haberle, R. Greeley, and S. Iversen**, Estimate of the wind speed required for particle motion on Mars, *Icarus*, 29, 395-417, 1976.
- Pollack, J. B., D. Colburn, R. Kahn, J. Hunter, W. Van Camp, C. E. Carlston, and M. R. Wolf**, Properties of aerosols in the Martian atmosphere as inferred from Viking lander imaging data, *J. Geophys. Res.*, 82, 4479--4496, 1977.
- Pollack, J., C. Leovy, P. Greiman, and Y. Mintz**, A Martian general circulation experiment with large topography, *J. Atmos. Sci.*, 38, 3-29, 1981.
- Pollack J. B., and O. B. Toon**, Quasi-periodic climate changes on Mars: A review, *Icarus*, 50, 259--287, 1982.
- Pollack J. B., R. M. Haberle, J. Schaeffer, and H. Lee**, Simulation of the general circulation of the Martian atmosphere. I. Polar processes, *J. Geophys. Res.*, 95, 1447--1473, 1990a
- Pollack, J. B., Y. Roush, F. Whitteborn, J. Bregman, D. Wooden, C. Stoker, O. B. Toon, D. Rank, B. Dalton, and R. Freedman**, Thermal emission spectra of Mars (5.4-10.5 mm): Evidence for sulfates, carbonates, and hydrates, *J. Geophys. Res.*, 95, 14595--14628, 1990b.
- Postawko, S. E., and W. R. Kuhn**, Effects of the greenhouse gases (CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, SO<sub>2</sub>) on Martian paleoclimate, *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, 16, *J. Geophys. Res. Suppl.*, 91, D431-D438, 1986.
- Rodin, A.**, Personal communication, 1993.

- 
- Rosenqvist, J., J.P. Bibring, M. Combes, P. Rossart, T. Encrenaz, S. Erard, O. Forni, B. Gondet, Y. Langevin, E. Lellouch, P. Masson, and A. Soufflot**, The vertical distribution of carbon monoxide on Mars from the ISM-Phobos experiment, *Astron. Astrophys.*, 231, L29-L32, 1990
- Rosenqvist, J., P. Drossart, M. Combes, T. Encrenaz, and E. Lellouch, J. P. Bibring, S. Erard, Y. Langevin, and E. Chassefiere**, Minor constituents in the Martian atmosphere from the ISM/PHOBOS experiment, *Icarus*, 98, 254--270, 1992.
- Ryan, J. A., R. M. Henry, S. L. Hess, C. B. Leovy, J. E. Tillman, and C. Walcek**, Mars meteorology: Three seasons at the surface, *Geophys. Res. Lett.*, 5, 715--718, 1978
- Ryan J. A., and R. M. Henry**, Mars atmospheric phenomena during major dust storms as measured et the surface, *J. Geophys. Res.*, 84, 2821--2829, 1979.
- Sagan, C., P. L. Hanst, and A. T. Yung**, Nitrogen oxides on Mars, *Planet. Space Sci.*, 13, 73-88, 1965.
- Sasamori, T., J. London, and D. V. Hoyt**, Radiation budget of the southern hemisphere, *Meteorol. Mag.*, 13, 9-23, 1972.
- Schaber, G. G.**, Syrtis Major: A low-relief volcanic shield, *J. Geophys. Res.*, 87, 9852--9866, 1982.
- Schneider, E. K.**, Martian great dust storms: Interpretative axially symmetric models, *Icarus*, 55, 302-331, 1983.
- Schorn, R. A., C. B. Farmer, and S. J. Little**, High-dispersion spectroscopic studies of Mars, III, Preliminary results of 1968-1969 water vapor studies, *Icarus*, 11, 283-288, 1969.
- Seiff, A., and D. B. Kirk**, Structure of the atmosphere of Mars in summer at mid-latitudes, *J. Geophys. Res.*, 82, 4364--4378, 1977.

- Settle, M.**, Formation and deposition of volcanic sulfate aerosols on Mars, *J. Geophys. Res.*, 84, 8343--8354, 1979.
- Shemansky, D. E.**, CO<sub>2</sub> extinction coefficient 1700-3000 A, *J. Chem. Phys.*, 56, 1582-1587, 1972.
- Shettle, E. P., and J. A. Weinman**, The transfer of solar irradiance through inhomogeneous turbid atmospheres evaluated by Eddington's approximation, *J. Atmos. Sci.*, 27, 1048--1055, 1970.
- Simon, P. C.**, Variabilities in solar U.V. irradiances during solar cycle 21, *Proceedings of the 28th Liège International Astrophysical Colloquium*, 1989.
- Squyres, S. W., D. E. Wilhems, and A. C. Moosman**, Large-scale volcano-ground ice interactions on Mars, *Icarus*, 70, 385--408, 1987.
- Squyre, S. W., S. M. Clifford, R. O. Kuzmin, J. R. Zimbelman, and F. M. Costard**, Ice in the Martian regolith, in *Mars*, edited by H. H. Kieffer, B. M. Jakosky, C. W. Snyder, and M. S. Matthews, pp. 523--554, University of Arizona Press, Tucson, 1992.
- Smith, E. V. P., and D. M. Gottlieb**, Solar flux and its variations, *Space Sci. Rev.*, 16, 771--802, 1974.
- Smith, P. L., and C. Smith**, Numerical evaluation of chapman's grazing incidence integral  $ch(X,X)$ , *J. Geophys. Res.*, 77, 8811-8826, 1972.
- Spinrad, H., R. A. Schorn, R. Moore, L.P. Giver, and H. J. Smith**, High dispersion spectroscopic observations of Mars. I. The CO<sub>2</sub> content and surface pressure, *Astrophys. J.*, 146, 331--338, 1966.
- Stamnes, K.**, The theory of multiple scattering of radiation in plane parallel atmospheres, *Rev. of Geophys.*, 24, 299--310, 1986.

- 
- Stolarski, R. S., P. Bloomfield, R. D. McPeters, and J. R. Herman,** Total ozone trends deduced from NIMBUS 7 TOMS data, *Geophys. Res. Lett.*, 18, 1015--1018, 1991.
- Thomas, P., J. Veverka, and R. Campos-Marquetti,** Frost streaks in the south polar cap of Mars, *J. Geophys. Res.*, 84, 4621--4633, 1979.
- Tillman, J. E.,** Dynamics of the boundary layer of Mars, *Proc. Symp. Planet. Atmos.*, Royal Soc. Canada, Ottawa, Ontario, 145--149, 1977.
- Tillman, J. E., R. M. Henry, and S. L. Hess,** Frontal systems during passage of the Martian north polar hood over the Viking lander 2 site prior the first 1977 dust storm, *J. Geophys. Res.*, 84, 2947--2955, 1979.
- Tillman, J. E.,** Mars global atmospheric oscillations: Annually synchronized, transient normal mode oscillations and the triggering of global dust storms, *J. Geophys. Res.*, 93, 9433--9451, 1988.
- Titov, D. V., V. I. Moroz, A. V. Grigoriev, J. Rosenqvist, M. Combes, and J-P Bibring,** Observations of water vapour anomaly above Tharsis volcanoes on Mars: Evidence for their breath?, Submitted to Nature, 1993.
- Toon, O. B., J. B. Pollack, and C. Sagan,** Physical properties of the particles composing the Martian dust storm of 1971-1972, *Icarus*, 30, 663--696, 1977.
- Toon, O. B., J. B. Pollack, W. Ward, J. A. Burns, and K. Bilski ,** The astronomical theory of climatic change on Mars, *Icarus*, 44, 552--607, 1980.
- Toon, O. B., C. P. McKay, T. P. Ackerman, and K. Santhanam,** Rapid calculation of radiative heating rates and photodissociation rates in inhomogeneous multiple scattering atmospheres, *J. Geophys. Res.*, 94, 16287--16301, 1989.

- 
- Treiman, A. H.**, The parental magma of the Nakha achondrite: Ultrabasic volcanism on the shergottite parental body, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 1061--1070, 1986.
- Tseng, S. S., and S. Chang**, Photoinduced free radicals on a simulated Martian surface, *Nature*, 248, 42--43, 1974.
- Tull, R. G.**, High dispersionspectroscopic observation of Mars IV: The latitude distribution of atmospheric water vapor, *Icarus*, 13, 43, 1970.
- Tull, R. G., and E. S. Barker**, Ground-based photoelectric measures of H<sub>2</sub>O on Mars during the Mariner 9 encounter, *Bull. Am. Astron. Soc.*, 4, 132, 1972.
- Vercheval, J.**, Bilan de 30 ans de lancements spatiaux, *Aeronomica Acta*, F-N°39, 354pp, 1989.
- Ward, W. R.**, Present obliquity oscillations of Mars: Fourth order accuracy in orbital  $e$  and  $I$ , *J. Geophys. Res.*, 84, 237-241, 1979.
- Ward, W. R., J. A. Burns, and O. B. Toon**, Past Obliquity oscillations of Mars: The role of the Tharsis uplift, *J. Geophys. Res.*, 84, 243-259, 1979
- Wen, J. S., J. P. Pinto, and Y. L. Yung**, Photochemistry of CO and H<sub>2</sub>O: Analysis of laboratory experiments and applications to the prebiotic Earth's atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 94, 14957--14970, 1989.
- Young, L. D. G.**, Interpretation of high resolution spectra of Mars. I. CO<sub>2</sub> abundance and surface pressure derived from the curve-of-growth, *Icarus*, 11, 386, 1969.
- Young, L. D. G.**, Interpretation of high resolution spectra of Mars. II. Calculation of CO<sub>2</sub> abundance, rotational temperature, and surface pressure, *J. Quant. Spectros. Radiat. Transfer*, 11, 1075--1086, 1971.



**Yung, Y. L., D. F. Strobel, T. Y. Kong, and M. B. McElroy**, Photochemistry of nitrogen in the Martian atmosphere, *Icarus*, 30, 26--41, 1977.

**Zurek, R. W.**, Solar heating of the Martian dusty atmosphere, *Icarus*, 35, 196-208, 1978.

**Zurek, R. W.**, Inference of dust opacities for the 1977 martian great dust storms from Viking lander 1 pressure data, *Icarus*, 45, 202-215, 1981.

**Zurek, R. W.**, Martian great dust storms: an update, *Icarus*, 50, 288-310, 1982