

Chapitre 2

L'atmosphère terrestre

Sommaire

2.1	La structure thermique de l'atmosphère	22
2.2	L'ozone stratosphérique	23
2.2.1	Chimie de l'ozone en phase gazeuse	24
2.2.2	Diminution globale et trou d'ozone Antarctique	26
2.2.3	Le Protocole de Montréal	29
2.3	L'ozone troposphérique	31
2.4	Le réchauffement global et le changement climatique	32
2.5	Quelques autres gaz en traces dans l'atmosphère	35
2.5.1	La vapeur d'eau H_2O	35
2.5.2	Le dioxyde de carbone CO_2	37
2.5.3	Le méthane CH_4	37
2.5.4	L'hémioxyde d'azote N_2O	39
2.5.5	Le dioxyde d'azote NO_2	39
2.5.6	L'acide nitrique HNO_3	40
2.6	Le rôle de la dynamique	41
2.6.1	La pseudo-force de Coriolis	41
2.6.2	La dynamique troposphérique	41
	La circulation méridienne dans la troposphère	41
	La tropopause	44
	Oscillations de la circulation troposphérique	45
2.6.3	La dynamique stratosphérique	45
	Les vents zonaux	45
	Les ondes atmosphériques	47
	La circulation de Brewer-Dobson	48
	Oscillations stratosphériques	49

2.1 La structure thermique de l'atmosphère

L'atmosphère est la fine couche gazeuse qui entoure notre planète. Bien que très mince en comparaison au rayon terrestre, son rôle de filtre du rayonnement solaire est essentiel à la présence de la vie sur Terre. Elle est composée à 78,09% d'azote, 20,95% d'oxygène, 0,93% d'argon et d'une variété de gaz en traces.

Suite à différents mécanismes d'échauffement et de refroidissement, la température de l'atmosphère évolue en fonction de l'altitude. La figure 2.1 montre un profil type de température. Les minima et maxima définissent les limites entre les différentes régions de l'atmosphère. Depuis le sol, la première couche est la troposphère. Elle contient environ 90% de la masse totale de l'atmosphère. La principale source de chaleur dans la troposphère est le sol échauffé par le rayonnement solaire. La température y diminue avec l'altitude à un taux moyen de -6 K/km. Ce gradient négatif de température rend la troposphère dynamiquement instable et convective. Ainsi, c'est dans la troposphère que se produit la majorité des phénomènes météorologiques qui déterminent les conditions observées au sol. C'est directement dans la troposphère que sont émis les gaz liés à l'activité anthropique.

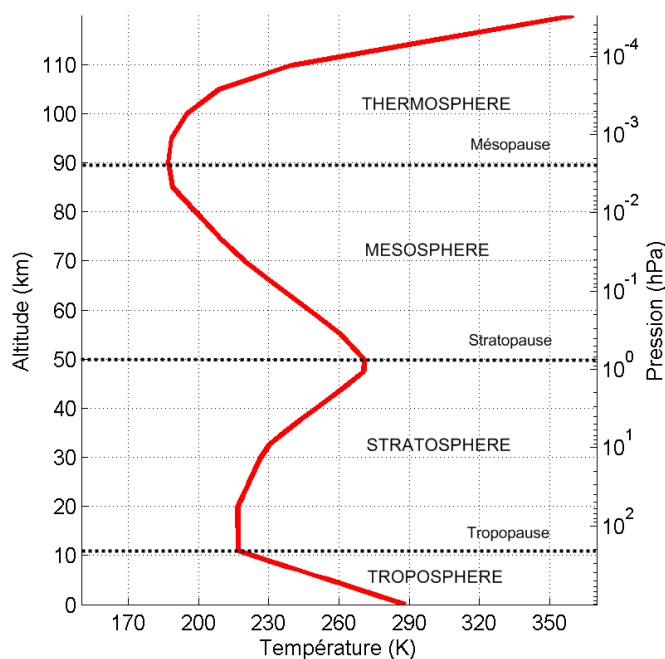


FIG. 2.1 – Nomenclature des couches atmosphériques dans la basse et moyenne atmosphère sur base du profil vertical de la température.

Un minimum de température est atteint à la tropopause. Son altitude varie avec la latitude, la saison et les conditions locales. En moyenne, elle se trouve à 8 km dans les régions polaires et 18 km à l'équateur avec une zone de transition abrupte entre les moyennes

latitudes et les Tropiques. Au-dessus de la tropopause, la température augmente avec l'altitude dans la stratosphère. L'inversion du gradient thermique fait de la tropopause un couvercle quasi étanche au transport de matière entre la troposphère et la stratosphère. Certains échanges sont cependant rendus possibles grâce à des phénomènes dynamiques à grande échelle.

L'augmentation de température dans la stratosphère en fait une couche dynamiquement stable. Elle est, comme son nom l'indique, stratifiée. La stratosphère abrite, notamment, la couche d'ozone dont le maximum de concentration est observé à une altitude de 25 km. L'ozone stratosphérique absorbe le rayonnement solaire ultraviolet de longueur d'onde inférieure à 300 nm. C'est de cette absorption que résulte l'augmentation de température. L'échauffement est maximum vers 50 km d'altitude à la stratopause.

Au-dessus de la stratopause s'étend la mésosphère, où la température diminue à nouveau suite à l'émission infrarouge par l'oxygène atomique ($O(^3P)$), l'oxyde d'azote (NO) et le dioxyde de carbone (CO_2). Un nouveau minimum de température est atteint à la mésopause vers 85 km d'altitude. Ensuite la température augmente à nouveau dans la thermosphère suite à l'absorption du rayonnement solaire ultraviolet lointain par l'oxygène moléculaire. Les températures y sont élevées et dépendent fortement de l'activité solaire. Notons, qu'au-delà de 100 km la densité atmosphérique devient extrêmement faible et que le rapport de mélange des gaz n'est plus constant. Par action de la gravité, ce sont les constituants les plus légers (hydrogène, hélium) qui prédominent quand l'altitude augmente. La haute atmosphère est également le siège de phénomènes d'ionisation liés aux interactions entre le champ magnétique terrestre et le flux solaire.

2.2 L'ozone stratosphérique

Au cours de ce travail nous nous sommes particulièrement intéressés à la mesure du profil vertical de l'ozone. L'ozone est un composant naturel de l'atmosphère et il y joue un rôle primordial. La figure 2.2 en montre la distribution verticale dans la basse et moyenne atmosphère. La stratosphère contient environ 90% de la colonne verticale d'ozone alors que la troposphère n'en contient que 10%. Dans la basse stratosphère, la concentration atteint un maximum de l'ordre de 6.10^{12} molécules par cm^3 .

L'ozone absorbe fortement le rayonnement électromagnétique dans l'ultraviolet [Hartley, 1880] (continuum de Hartley entre 200 et 300 nm et bandes de Huggins de 300 à 350 nm) et plus faiblement dans le visible (bande de Chappuis de 450 à 650 nm). Grâce à sa forte section efficace d'absorption, l'ozone stratosphérique agit comme un filtre protégeant la biosphère du rayonnement solaire de courte longueur d'onde. Le rayonnement ultraviolet est en effet nocif pour les organismes vivants et est notamment une cause du cancer de la peau chez l'homme. Notons que le rayonnement ultraviolet de plus courte longueur d'onde est absorbé par l'oxygène moléculaire, alors que les rayons ultraviolets lointains, X et Gamma sont entièrement absorbés par l'oxygène atomique dans la thermosphère. L'ozone troposphérique est, par contre, un polluant dont nous en parlerons plus en détail à la section 2.3.

La figure 2.3 montre la variation méridienne du profil de l'ozone dans la stratosphère pour le mois de janvier ainsi que son temps de remplacement photochimique à différentes altitudes. Dans la moyenne stratosphère, le temps de vie de la molécule d'ozone est relativement long, de quelques semaines à quelques mois en fonction de l'altitude. La distribution globale de l'ozone stratosphérique est donc fortement influencée par les processus dynamiques. Le rôle précis de la dynamique atmosphérique dans la distribution des gaz en traces et en particulier de l'ozone est détaillé à la section 2.6. Notons qu'au-delà de 50 km la durée de vie de l'ozone diminue fortement. Dans la mésosphère, elle est inférieure à un jour et un cycle diurne existe. De manière générale, les vents stratosphériques zonaux tendent à homogénéiser la distribution de l'ozone dans une même bande de latitude. Au premier ordre, sa distribution géographique est zonale. L'altitude du maximum d'ozone varie de 18 km aux pôles à 25 km dans la zone intertropicale, en corrélation avec la variation d'altitude de la tropopause. L'épaisseur totale de la colonne d'ozone est d'en moyenne 300 unités Dobson (DU, *Dobson Unit*). L'épaisseur de la colonne en DU correspond à l'épaisseur en centième de millimètre qu'aurait cette colonne ramenée à la pression (1013 hPa) et la température standard (273,15 K). La colonne totale est minimale à l'équateur et augmente en direction des pôles. Les maxima (500 DU) sont observés aux hautes latitudes boréales (vers 75°N) et australes (vers 60°S) peu après les équinoxes de printemps.

Au début des années quatre-vingt, les mesures effectuées en Antarctique ont montré la formation d'un trou d'ozone durant le printemps austral [Chubachi, 1984; Farman et al., 1985]. Une diminution globale de la concentration d'ozone est également observée à toutes les latitudes par rapport au niveau de 1980 [Stolarski et al., 1991; SPARC, 1998]. La diminution de l'épaisseur de la couche d'ozone représente un danger majeur pour la vie sur Terre. Dans les paragraphes suivants, nous allons décrire les réactions chimiques déterminant la production et la destruction catalytique de l'ozone. Nous parlerons également des mesures qui ont été prises pour contrer la destruction de la couche d'ozone et des prévisions pour l'avenir.

2.2.1 Chimie de l'ozone en phase gazeuse

Dans la stratosphère, l'ozone se forme naturellement par la photodissociation de l'oxygène moléculaire par le rayonnement solaire incident. Le principal cycle de production et destruction de l'ozone est le cycle de *Chapman* [1930] :



L'équilibre entre ces différentes réactions explique l'existence d'une couche d'ozone stratosphérique. Cependant, le cycle de Chapman surestime la concentration d'ozone réellement

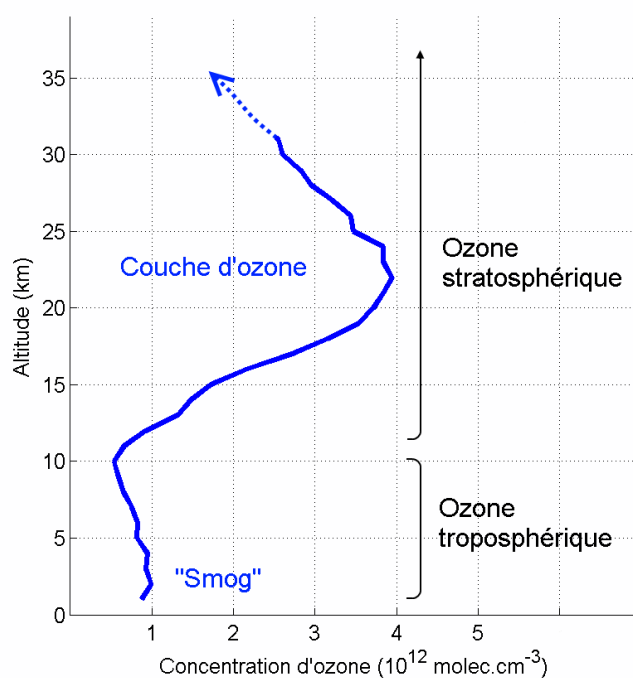


FIG. 2.2 – Profil vertical de la concentration d'ozone. On distingue l'ozone troposphérique et l'ozone stratosphérique. La concentration est maximale vers 25 km.

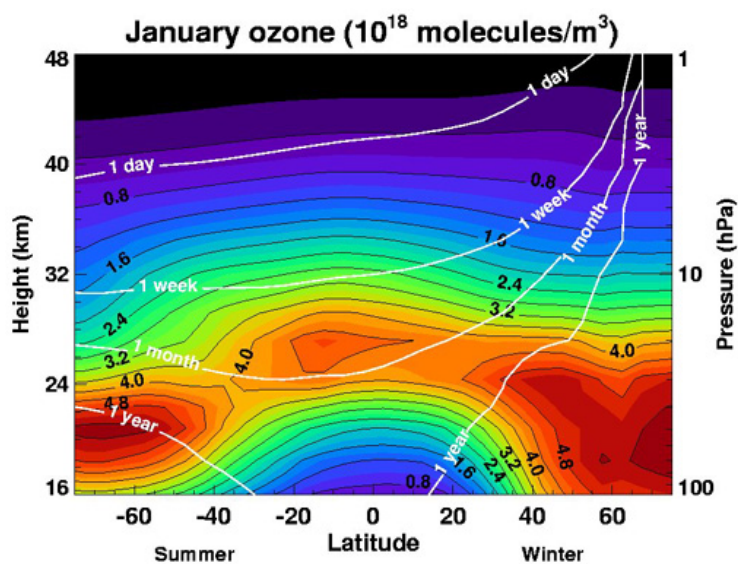


FIG. 2.3 – Distribution moyenne du profil de l'ozone stratosphérique en fonction de la latitude au mois de janvier. Les contours blancs indiquent le temps de remplacement photochimique. ©NASA. Studying Earth's Environment From Space (<http://www.ccpo.odu.edu/SEES/index.html>, 27 octobre 2008.)

observée dans la stratosphère (la réaction de destruction par réaction avec l'atome d'oxygène étant notamment trop lente). D'autres réactions de destruction de l'ozone doivent exister.

Des cycles catalytiques de destruction de l'ozone faisant intervenir l'hydrogène atomique (H), le radical hydroxyle (OH), le monoxyde d'azote (NO) et les halogènes tels que le chlore (Cl), le brome (Br), l'iode (I) et le fluor (F), ont été découvertes entre les années 50 et 70 [Bates and Nicolet, 1950; Crutzen, 1970; Stolarski and Cicerone, 1974; Molina and Rowland, 1974]. La majorité de ces cycles, faisant intervenir le catalyseur (X), répondent au schéma suivant :



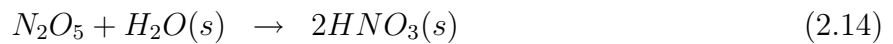
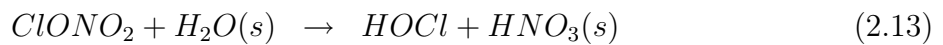
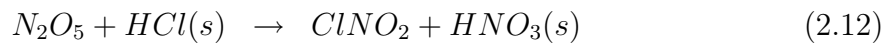
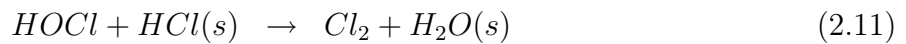
Les couplages entre les différentes familles mènent à la formation de composés inactifs ou réservoirs naturels pour le chlore et les oxydes d'azote, tels l'acide chlorhydrique (HCl), le nitrate de chlore (ClONO₂), l'acide hypochloreux (HOCl) et le pentoxyde d'azote (N₂O₅). L'équilibre entre les espèces actives et les réservoirs dépend des conditions locales telles que la température et l'ensoleillement.

2.2.2 Diminution globale et trou d'ozone Antarctique

La destruction massive de l'ozone stratosphérique observée depuis les années septante ne se limite pas à la seule formation du trou d'ozone au-dessus du Pôle Sud [Farman et al., 1985; WMO-GAW, 2008]. Une diminution à long terme de l'épaisseur de la couche d'ozone apparaît également à toutes les latitudes [Stolarski et al., 1991; SPARC, 1998]. La figure 2.4 montre les tendances de l'ozone aux latitudes moyennes entre 1980 et 1996 établies par le rapport SPARC (*Stratospheric Processes And their Role in Climate*, SPARC [1998]). La diminution d'ozone atteint -8% par décennie à 15 et 40 km et -2.5% par décennie à 30 km. Cette destruction de l'ozone à l'échelle globale est attribuée au rejet massif dans l'atmosphère de composés halogénés d'origine anthropique et en particulier des chlorofluorocarbones (CFC) par les industries depuis les années cinquante. Stables dans la troposphère, ces composés sont photodissociés dans la stratosphère, ce qui entraîne une augmentation considérable de la quantité de chlore et une destruction catalytique de l'ozone.

Les réactions catalytiques en phase gazeuse ne permettent cependant pas d'expliquer la formation du trou d'ozone antarctique au printemps polaire. Durant la nuit polaire et suite à l'isolement de la stratosphère antarctique par le vortex polaire (voir section 2.6), des températures très basses sont atteintes. On observe alors la formation de nuages stratosphériques polaires (PSC, *Polar Stratospheric Clouds*) dans la stratosphère antarctique

[*Steele et al.*, 1983; *Toon et al.*, 1986]. Les PSC se forment à partir des centres de nucléation offerts par les molécules d'acide sulfurique. En dessous de 195K un premier type de PSC se forme. Ces PSC de type I sont constitués d'acide nitrique tri-hydraté (NAT, $HNO_3 \cdot 3H_2O$). A des températures inférieures à 189K des PSC de type II apparaissent également, constitués de molécules d'eau cristallisées. Les réactions suivantes, en catalyse hétérogène, se produisent à la surface des cristaux formant les PSC :



Ces réactions transforment les réservoirs chlorés inactifs en chlore actif [*Solomon et al.*, 1986; *McElroy et al.*, 1986b,a; *Crutzen and Arnold*, 1986]. L'acide nitrique formé reste piégé à la surface des PSC, ce qui empêche la reformation des réservoirs inactifs. On assiste alors à une dénoxydation de la stratosphère polaire. Lorsque les PSC atteignent une masse suffisante pour sédimenter, on observe une dénitrification de la stratosphère.

Au printemps, le retour de la lumière dans les régions polaires photodissocie rapidement les molécules de Cl_2 , $HOCl$ et $ClNO_2$. Les radicaux de chlore (Cl) ainsi libérés entrent dans les cycles catalytiques de destruction de l'ozone décrits précédemment. Comme l'illustre la figure 2.5 montrant le profil d'ozone moyen mesuré depuis la station du Pôle Sud entre 1962 et 1971 et entre 1992 et 2001, l'ozone est quasi totalement détruit entre 14 et 20 km d'altitude. On considère être en présence d'un trou d'ozone lorsque la colonne totale d'ozone atteint une valeur inférieure à 220 DU. Le trou d'ozone perdure de la fin du mois d'août jusqu'à la fin novembre. A l'approche de l'été antarctique, la stratosphère polaire se réchauffe, le vortex polaire s'affaiblit puis se rompt et disparaît ce qui permet un brassage des masses d'air polaires avec celles des latitudes moyennes comblant le trou d'ozone. La figure 2.6 montre l'étendue du trou d'ozone le 28 septembre 2008 tel que mesuré par l'instrument GOME-2 sur le satellite européen MetOp-A. Dans l'hémisphère nord, suite à la plus grande variabilité dynamique, aucun trou d'ozone stable ne se forme. Différentes études ont pourtant montré que les pertes d'ozone au sein d'une même masse d'air peuvent atteindre 55% lors d'hivers froids [*Rex et al.*, 1998; *Schoeberl et al.*, 2002].

Les aérosols stratosphériques, d'origine volcanique et industrielle, présents à toutes les latitudes, catalysent les mêmes réactions hétérogènes de destruction de l'ozone [*Brasseur et al.*, 1990]. En particulier, lors d'éruptions volcaniques majeures (El Chichon, Mexique, 1982; Pinatubo, Philippines, 1991) libérant une forte quantité d'aérosols sulfuriques dans la stratosphère, une diminution significative de l'épaisseur de la couche d'ozone est observée dans les mois qui suivent [*Hofmann and Solomon*, 1989; *McCormick et al.*, 1995].

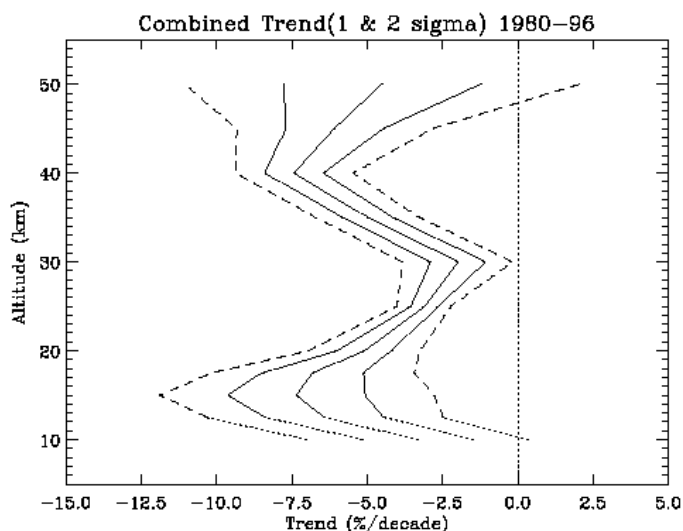


FIG. 2.4 – Tendance de l’ozone en fonction de l’altitude entre 1980 et 1996 aux moyennes latitudes nord. Les différents traits indiquent la moyenne et les écarts types 1 et 2σ . ©SPARC [1998]

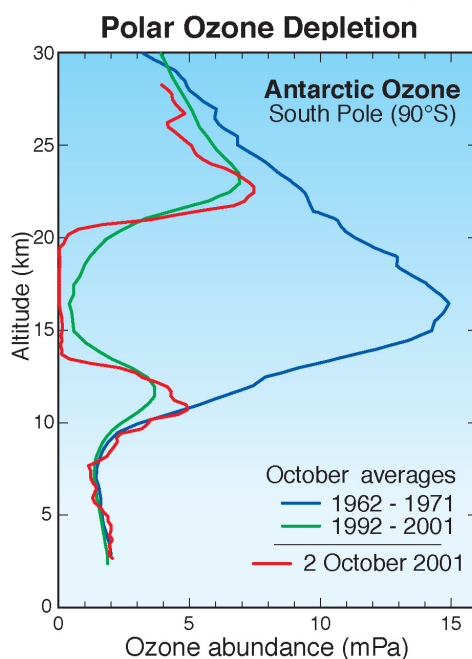


FIG. 2.5 – Profil moyen de la distribution verticale de l’ozone mesurée au mois d’octobre à la station Amundsen-Scott du Pôle Sud entre 1962 et 1971 (bleu) et entre 1992 et 2001. Le trait rouge montre le profil mesuré le 2 octobre 2001. Avant 1980, on observe le maximum printanier normal. Après 1980, au mois d’octobre, le trou d’ozone est formé et l’ozone est presque complètement détruit entre 14 et 20 km d’altitude. ©WMO [2007], mesures par ozonosondes électrochimiques réalisée par la NOAA.

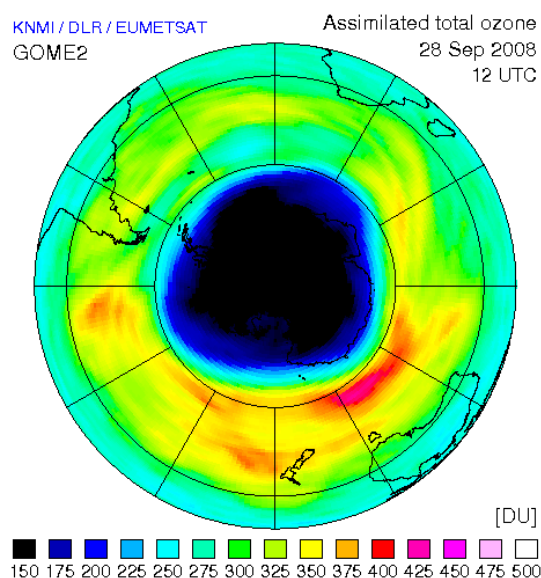


FIG. 2.6 – Colonne totale de l’ozone au dessus de l’Antarctique montrant l’étendue du trou d’ozone le 28 septembre 2008. Cette carte à été réalisée à partir des observations de l’instrument GOME2/MetOp. ©KNMI/DLR/EUMETSAT (<http://www.temis.nl>, 28 septembre 2008.)

2.2.3 Le Protocole de Montréal

Le danger que représente la destruction de la couche d’ozone pour la biosphère et la vie humaine a mené, en 1985, la communauté internationale à s’accorder sur la Convention de Vienne pour la protection de la couche d’ozone, puis, en 1987, à la signature du Protocole de Montréal [*Montreal Protocol*, 1987]. La Convention de Vienne, le protocole de Montréal et les différents amendements qui lui ont été apportés visent l’élimination graduelle de la production et de la consommation des substances qui appauvrissent la couche d’ozone ainsi que la réduction et la cessation de leur commerce. La production et l’utilisation de la plupart de ces substances, dont les CFC, sont bannies depuis plusieurs années dans les pays industrialisés. Les pays en développement ont, en moyenne, encore un délai de 5 à 10 ans pour se conformer à ses réglementation. A l’heure actuelle, 191 pays sont signataires du Protocole de Montréal.

Les modèles théoriques montrent que les mesures prises dans le cadre du protocole de Montréal devraient permettre une inflexion claire des tendances dans les quelques années à venir et un retour à l’état d’avant 1980 à l’horizon 2030-2050. Il existe, cependant, de nombreux couplages non-linéaires entre la chimie atmosphérique et d’autres phénomènes complexes tels que : le transfert radiatif, les systèmes météorologiques, les cycles biologiques et les activités anthropiques. Ces liens entre les différents systèmes ne sont actuellement pas totalement compris et limitent la fiabilité des prévisions numériques. En particulier, le réchauffement climatique de la troposphère et le refroidissement consécutif de la stratosphère risquent de modifier la vitesse de certaines réactions chimiques. Le réchauffement

climatique pourrait également modifier la dynamique atmosphérique qui détermine la distribution globale de l'ozone et des autres gaz en traces. La figure 2.7 donne une idée de la gamme des prévisions numériques et les valeurs observées par satellite jusqu'à présent. Certaines mesures récentes tendent à confirmer l'inflexion des tendances de l'ozone, mais il est encore difficile d'affirmer s'il s'agit de fluctuations naturelles ou du réel début du retour à la normale [Newchurch *et al.*, 2003; Steinbrecht *et al.*, 2004; Yang *et al.*, 2008]. Les enjeux environnementaux, le respect du protocole de Montréal, et la vérification des prévisions du retour de l'ozone justifient une surveillance globale, continue et à long terme. Cette nécessité a été reconnue encore dernièrement par les Parties à la Convention de Vienne pour la protection de la couche d'ozone, réunies à Doha en 2008, et a été consignée dans leur Déclaration de Doha ¹.

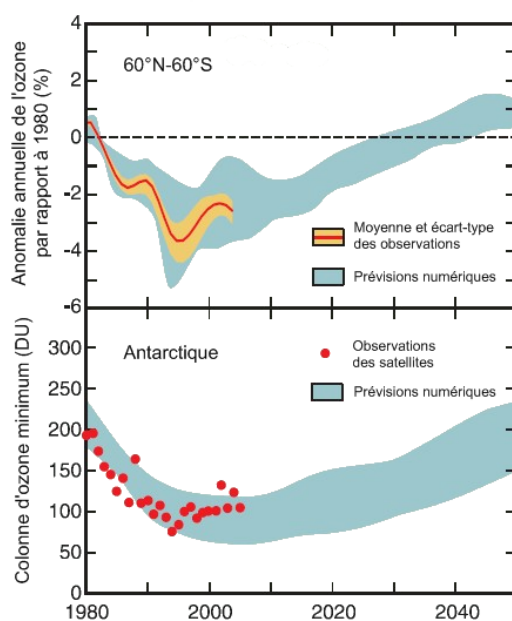


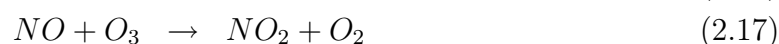
FIG. 2.7 – Anomalie annuelle de la colonne totale d'ozone par rapport à son niveau de 1980, moyennée de 60° N à 60°S (en haut), et valeur de la colonne minimum en Antarctique (en bas). Le trait et les points rouges correspondent aux observations. L'enveloppe bleue délimite la gamme des prévisions numériques à l'horizon 2050. © WMO [2007]

¹Programme des Nations Unies pour l'Environnement 2008 : Déclaration de Doha, rédigée à l'issue de la 8ème conférence des Parties à la Convention de Vienne pour la Protection de la Couche d'Ozone et de 20ème réunions des Parties aux Protocole de Montréal sur les substances qui détruisent la couche d'ozone

2.3 L'ozone troposphérique

Dans les chapitres 4 et 8 nous étudions en autres la capacité du spectromètre GOME à observer la concentration d'ozone dans la troposphère. Contrairement à l'ozone stratosphérique, l'ozone troposphérique est un polluant. Son inhalation en grande quantité est dangereuse pour la santé. Il ralentit la croissance du blé et peut provoquer des dommages à certaines plantes. L'ozone troposphérique intervient dans la capacité oxydante de l'atmosphère et dans de nombreux processus chimiques. A travers une série de mécanismes complexes, une modification de la quantité d'ozone dans la troposphère modifie notre environnement direct. Les mesures de concentration d'ozone troposphérique font partie d'une surveillance permanente de la qualité de l'air. L'ozone troposphérique est également un traceur du transport. Sa mesure est dès lors utile pour comprendre la dynamique et le transport des masses d'air dans la troposphère et peut aider à l'amélioration des prévisions météorologiques.

L'ozone troposphérique est un produit secondaire formé suite à la présence de ses précurseurs que sont les oxydes d'azote (NO_2 et NO), les composés organiques volatils (ex : le formaldéhyde, CH_2O) et le monoxyde de carbone (CO). Une faible proportion provient également de la descente de l'ozone stratosphérique. Dans la troposphère, la production d'ozone par photodissociation de l'oxygène moléculaire par le rayonnement de longueur d'onde inférieure à 250 nm est impossible puisque ce rayonnement n'y pénètre pas. L'ozone troposphérique est formé par photodissociation du dioxyde d'azote par le rayonnement visible. L'oxygène atomique ainsi formé réagit alors avec les molécules d'oxygène pour former de l'ozone. La quantité d'ozone formé dépend du rapport NO/NO_2 , selon les réactions suivantes :



L'ozone intervient ensuite dans une série complexe de réactions chimiques. La production d'ozone est localisée au voisinage des sources d'émission de ses précurseurs et est maximale quand l'éclairement et la température sont élevés. En particulier, de grandes quantités d'ozone se forment autour des centres industriels, mais aussi dans les zones où à lieu une combustion de la biomasse. En l'absence d'oxyde d'azote, l'ozone est détruit par déposition au sol et par photodissociation dans le proche ultraviolet.

Les cartes d'ozone troposphérique pour le mois d'avril et pour le mois d'octobre illustrées à la figure 2.8 montrent que les concentrations d'ozone sont maximales dans les zones industrialisées comme en Europe, dans la région de Pékin en Chine et à proximité des grandes villes américaines. Des fortes concentrations d'ozone sont également observées dans de larges zones géographiques de l'Afrique centrale et de l'Amérique du sud en octobre. Cette production d'ozone est liée au feux de savane dans la zone intertropicale durant la saison sèche. L'ozone formé près des sources d'émissions est ensuite transporté par les

vents zonaux. Ainsi on peut observer des concentrations élevées au-dessus des océans alors qu'on n'y trouve aucune source de précurseurs de l'ozone.

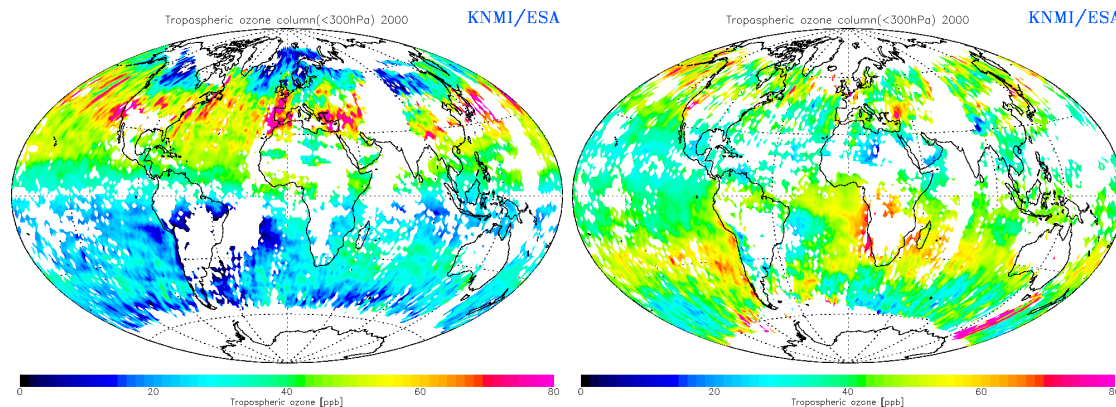


FIG. 2.8 – Cartes de la concentration d’ozone troposphérique moyennée durant le mois d’avril 2000 (à gauche) et le mois d’octobre 2000 (à droite). Ces données ont été obtenues à partir des mesures de l’instrument GOME/ERS2. Au mois d’avril, les concentrations d’ozone sont maximales au-dessus des zones fortement industrialisées de l’hémisphère nord. Au mois d’octobre, des fortes concentrations d’ozone apparaissent en Afrique centrale et en Amérique du sud liées aux feux de savane durant la saison sèche. ©KNMI/ESA (<http://www.temis.nl>, 27 octobre 2008.)

2.4 Le réchauffement global et le changement climatique

Jamais plus qu’aujourd’hui, les enjeux environnementaux liés aux changements de la composition atmosphérique n’ont été au coeur de l’actualité. En dehors de la problématique du trou d’ozone et de celle de la qualité de l’air, le problème du réchauffement global sera un des grands défis du 21ème siècle. Les répercussions du réchauffement global sont complexes et concernent tout le système climatique. Comme mentionné précédemment, elles pourraient, notamment, modifier les prévisions de retour de l’ozone et vive versa.

Le rayonnement solaire incident au sommet de l’atmosphère est en partie absorbé le long de son trajet et par le sol, le reste étant directement réfléchi vers l’espace. La surface terrestre échauffée émet quant à elle un rayonnement infrarouge vers l’espace tel que le bilan énergétique au sommet de l’atmosphère soit en équilibre. Certains gaz présents dans l’atmosphère absorbent le rayonnement infrarouge émis par la surface et le réémettent dans toutes les directions. Une partie du rayonnement est donc redirigée vers le sol. Ce rayonnement est ainsi "emprisonné" et accroît la température en surface. Ce mécanisme, dit "d’effet de serre", est schématisé à la figure 2.9. Sans cet effet, la température au sol serait de -18°C . L’effet de serre naturel augmente la température au sol qui atteint une valeur de l’ordre de 15°C en moyenne. Le principal gaz à effet de serre est la vapeur d’eau qui absorbe fortement dans l’infrarouge et est responsable d’environ 60% de l’effet de serre

naturel [Kiehl and Trenberth, 1997]. Parmi les autres gaz responsables de l'effet de serre, on compte : le dioxyde de carbone (CO_2), le méthane (CH_4), l'hémioxyde d'azote (N_2O), l'ozone (O_3), les CFC et leurs substituts.

Mis à part la vapeur d'eau, la concentration de ces gaz dans l'atmosphère a considérablement augmenté au cours des cent dernières années suite aux rejets industriels et agricoles, entraînant un réchauffement global de la planète. La figure 2.10 montre l'évolution des trois principaux gaz à effet de serre d'origine anthropique depuis 2000 ans. Les quantités présentes dans l'atmosphère ont plus que doublé par rapport à leur niveau d'avant 1900.

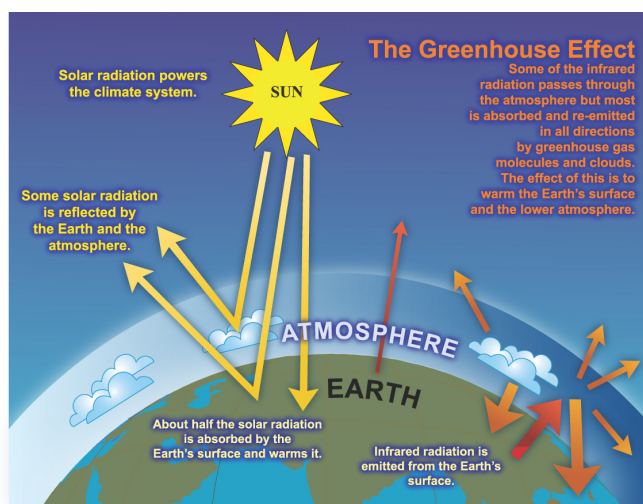


FIG. 2.9 – Schéma du mécanisme responsable de l'effet de serre naturel. La radiation infrarouge émise par la surface terrestre est absorbée par les gaz à effet de serre, puis réémise en partie vers la surface, augmentant la température au sol et dans les basses couches atmosphériques. ©IPCC [2007].

Les études récentes montrent que la température au sol a déjà augmenté d'environ un demi degré au cours du siècle passé. Les modèles climatiques prévoient une augmentation supplémentaire d'un à deux degrés au cours des cinquante prochaines années si les rejets de gaz à effet de serre ne diminuent pas. Les conséquences pour la planète pourraient être catastrophiques : multiplication des phénomènes météorologiques extrêmes, modification de la faune et la flore, désertification, disparition de plusieurs millions d'espèces végétales et animales, montée des océans, maladies, famines, pénurie d'eau potable et mouvements de populations. Le réchauffement climatique pourrait également entraîner des modifications plus profondes du système climatique comme, par exemple, un changement de la circulation océanique et de la circulation atmosphérique [IPCC, 2007].

Face à de tels enjeux, les Nations Unies se sont accordées en 1992, sur la Convention-Cadre des Nations Unies sur le Changement Climatique (CCNUCC, *en anglais*, UNFCCC, *United Nations Framework Convention on Climate Change*) puis ont établi, en 1997, le

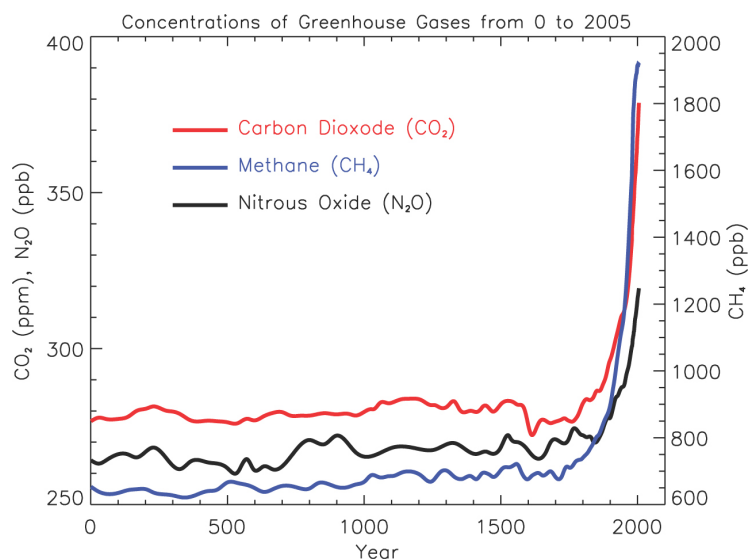


FIG. 2.10 – Evolution, depuis 2000 ans, de la concentration dans l’atmosphère des trois principaux gaz responsables de l’augmentation de l’effet de serre (CO_2 , CH_4 et N_2O). La concentration de ces trois gaz a plus que doublé depuis le début de l’ère industrielle. ©IPCC [2007].

protocole de Kyoto visant à réduire les émissions de gaz à effet de serre. Six types de gaz à effet de serre sont visés par le Protocole de Kyoto : le dioxyde de carbone (CO_2), le méthane (CH_4), l’hémioxyde d’azote (N_2O), l’hexafluorure de soufre (SF_6), les hydrofluorocarbures (HFC) et les hydrocarbures perfluorés ou perfluorocarbures (PFC). Les objectifs sont une diminution globale, entre 2008 et 2012, de 5,2% des émissions par rapport au niveau de 1990. Les objectifs individuels des pays varient en fonction de leurs émissions propres. Le Protocole de Kyoto a été, à l’heure actuelle, ratifié par 172 pays à l’exception notable des États-Unis, de la Chine et de l’Inde. De plus, un groupe intergouvernemental d’experts sur l’évolution du climat (GIEC, *en anglais*, IPCC, *Intergovernmental Panel on Climate Change*) a été créé conjointement par deux organisations des Nations Unies, l’Organisation météorologique mondiale et le Programme des Nations Unies pour l’environnement (PNUE, *en anglais*, UNEP, *United Nations Environment Programme*), afin d’apporter une information claire sur la problématique du changement climatique et de faciliter la prise de décisions politiques et économiques.

La figure 2.11 montre l’évolution de la température au cours des cent dernières années et les projections pour les cent prochaines, pour différents scénarios d’évolution des émissions. Ces scénarios complexes, établis par le GIEC, prennent en compte des facteurs démographiques, sociaux, politiques et économiques. Ils sont décrits en détails dans IPCC [2000]. La courbe jaune montre la part du réchauffement due aux quantités de gaz à effet de serre déjà présentes dans l’atmosphère et donc inévitable. L’ensemble des modèles, même pour les plus stricts, concorde sur une augmentation de la température de 1 à 1.5°C au cours de la première moitié du 21^{ème} siècle. Après 2050, les disparités entre les différents

modèles climatiques s'amplifient et les prévisions varient en fonction des différents scénarios d'évolution des émissions de gaz à effet de serre [IPCC, 2007].

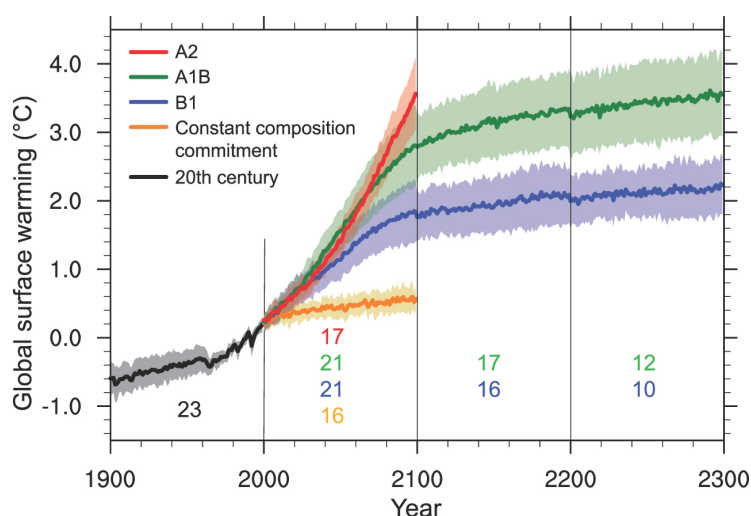


FIG. 2.11 – Évolution de la température moyenne au sol au cours du siècle passé et telle que prédite par différents modèles climatiques pour les cent prochaines années. Les scénarios A2, A1B, et B1 sont des modèles complexes, établis par le GIEC, prenant en compte différents paramètres démographiques, sociaux, politiques et économiques de l'évolution du monde. Ils sont décrits en détails dans IPCC [2000]. Les valeurs après 2100 tablent sur une stabilisation des émissions. ©IPCC [2007]

2.5 Quelques autres gaz en traces dans l'atmosphère

Outre l'ozone, dans le chapitre 5, nous étendons notre étude de la résolution horizontale des mesures au limbe de l'instrument MIPAS à la mesure du profil de température et de la concentration de cinq autres espèces dans la stratosphère : H_2O , N_2O , CH_4 , NO_2 , HNO_3 . L'inversion de ces molécules à partir des mesures MIPAS a été définie comme prioritaire par l'ESA car ils jouent un rôle primordial dans la chimie et la physique atmosphériques. La surveillance de la concentration de ces gaz dans l'atmosphère a également été définie comme prioritaire par divers comités et programmes sous l'égide des Nations Unies et de l'OMM. La figure 2.12 montre la distribution verticale de ces différents gaz en comparaison à celle de l'ozone.

2.5.1 La vapeur d'eau H_2O

La quasi totalité de la vapeur d'eau atmosphérique se trouve dans la troposphère. Sa concentration y décroît rapidement avec l'altitude. La vapeur d'eau troposphérique entre dans le cycle de l'eau et provient essentiellement de l'évaporation des océans. La stratosphère est, elle, très sèche. Le rapport de mélange de la vapeur d'eau y est d'environ 5 ppm

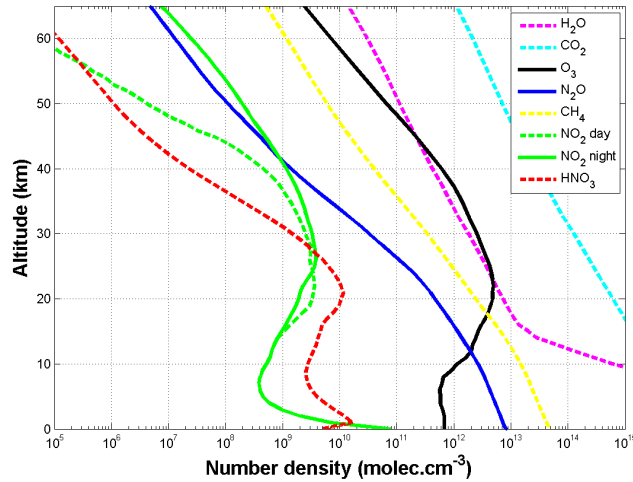


FIG. 2.12 – Distribution verticale moyenne de la concentration de différents gaz en traces dans l'atmosphère.

(*part per million*) et varie peu avec l'altitude. La principale source de vapeur d'eau stratosphérique est l'oxydation du méthane dans la stratosphère moyenne. Une faible quantité de vapeur d'eau troposphérique entre également dans la stratosphère à travers la tropopause équatoriale suite à l'intense convection dans ces régions. Elle est ensuite transportée vers les pôles.

La vapeur d'eau absorbe fortement le rayonnement infrarouge et est, de loin, le premier gaz à effet de serre. Cependant, sa concentration dans la troposphère provient de l'évaporation des océans et les émissions directes par l'activité humaine sont négligeables. On ne peut donc pas considérer qu'elle contribue directement à l'augmentation anthropique de l'effet de serre. Par contre, la réponse de la vapeur d'eau au changement climatique est déterminante pour la modélisation du système climatique. Certains modèles montrent qu'une augmentation de la température des océans pourrait accroître la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère et ainsi accélérer fortement le réchauffement climatique [par exemple *Manabe and Wetherald, 1967; Held and Soden, 2000*]. Cette éventualité reste cependant controversée ainsi que l'effet d'une éventuelle augmentation de la couverture nuageuse. Étant donné la forte variabilité de la vapeur d'eau troposphérique, ses interactions avec des phénomènes climatiques (tels que l'oscillation des courants océaniques El Niño-La Niña et l'oscillation quasi-biennale) et la qualité actuelle des mesures, les observations ne permettent pas encore de déterminer une tendance nette dans la troposphère [*SPARC, 2000*]. La réponse de la vapeur d'eau au réchauffement reste une source majeure d'incertitude des prévisions du changement climatique global [*IPCC, 2007*].

La quantité de vapeur d'eau dans la stratosphère détermine, quant à elle, le bilan d'hydrogène et du radical hydroxyle *OH* et intervient dans de nombreuses réactions chimiques. Elle entre également dans la composition des PSC à l'origine de la formation du trou d'ozone en Antarctique. Dans la troposphère intertropicale le contenu en vapeur d'eau re-

flète directement la température de la tropopause et l'intensité de la convection tropicale. Les observations satellitales effectuées depuis les années nonante montrent une nette diminution du contenu en vapeur d'eau de la stratosphère intertropicale depuis 2001. Cette diminution est corrélée avec un refroidissement de la tropopause et suggère une accélération du mouvement ascendant des masses d'air tropicales et de la circulation stratosphérique en général [Randel et al., 2006]. Ces changements pourraient être les prémisses d'une transformation profonde et à long terme du système climatique planétaire, liée au réchauffement climatique [IPCC, 2007].

2.5.2 Le dioxyde de carbone CO_2

Le dioxyde de carbone est le gaz responsable de la majeure partie de l'accroissement de l'effet de serre et du réchauffement climatique. Il est émis par tous les processus de combustion et de respiration. Sa concentration dans l'atmosphère a augmenté de manière exponentielle depuis le début de l'ère industrielle et est passée d'une valeur moyenne de 280 ppm avant l'ère industrielle à plus de 380 ppm à l'heure actuelle [WMO, 2008]. Cette augmentation est principalement due à l'utilisation massive des combustibles fossiles. La durée de vie du dioxyde de carbone dans l'atmosphère est d'une centaine d'années. Il est donc, en dehors des basses couches proches des sources d'émissions, mélangé de manière homogène dans la troposphère et dans la stratosphère. Sa concentration diminue avec l'altitude mais son rapport de mélange reste constant (voir Figure 2.12).

La figure 2.13 montre l'évolution de la concentration de dioxyde de carbone à la station Mauna Loa à Hawaï depuis 1958. Cette courbe est également nommée "the Keeling curve", du nom de Charles Keeling qui fut le premier à mesurer les concentrations de CO_2 de manière régulière à Mauna Loa [Keeling and Whorf, 2005]. Il s'agit de la plus longue série temporelle de la mesure in situ de la concentration de CO_2 disponible. L'augmentation de la concentration moyenne est très nette. Remarquons qu'à cette tendance globale s'ajoute une variation annuelle due à la respiration des plantes. Durant l'été, la photosynthèse des plantes consomme le dioxyde de carbone et sa concentration dans l'atmosphère diminue. En hiver, les plantes caduques perdent leurs feuilles mais continuent à respirer. La respiration de la végétation augmente alors la quantité de CO_2 dans l'atmosphère. Comme la surface de continents est beaucoup plus grande dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud, l'amplitude de la variation saisonnière de la concentration de CO_2 due à la photosynthèse et à la respiration des plantes y est plus grande.

2.5.3 Le méthane CH_4

Le méthane est un composant minoritaire naturel de l'atmosphère terrestre. Il est émis lors de la fermentation de matières organiques animales ou végétales en milieu anaérobie et principalement par la fermentation sous eau dans les marais, les mangroves tropicales et les rizières. Le méthane est également le composant principal du gaz naturel. Il est aussi un produit de la digestion incomplète des ruminants. Sa durée de vie dans l'atmosphère

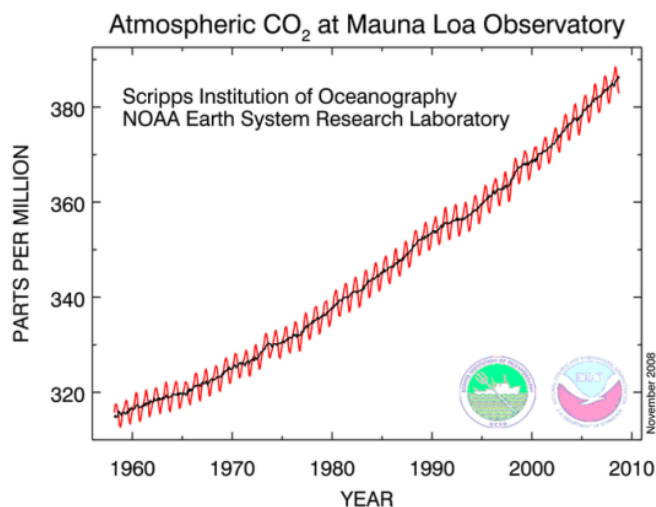


FIG. 2.13 – Série temporelle des mesures de la concentration de dioxyde de carbone depuis 1958 à Mauna Loa, Hawaii ©Dr. Pieter Tans, NOAA/ESRL (www.esrl.noaa.gov/gmd/cgg/trends, 03/12/2008)

est d'une dizaine d'années et il y est donc mélangé de manière homogène. En dehors des zones d'émission proches du sol, son rapport de mélange varie peu avec l'altitude.

Le méthane joue un rôle important dans la chimie troposphérique et stratosphérique. Dans la troposphère, il participe à la formation d'ozone en présence d'oxydes d'azote et est considéré comme un gaz précurseur. Dans la stratosphère, comme expliqué précédemment, l'oxydation du méthane est la principale source de vapeur d'eau et donc du radical hydroxyle qui intervient également dans la chimie de l'ozone. Le méthane est également le troisième gaz à effet de serre par ordre d'importance après la vapeur d'eau et la dioxyde de carbone. Sa concentration dans l'atmosphère a plus que doublé depuis le début de l'ère industrielle pour atteindre une valeur moyenne actuelle d'environ 1790 ppb (*part per billion*). L'augmentation de la quantité de méthane dans l'atmosphère a été rapide jusqu'à la fin des années quatre-vingt. Elle a ensuite ralenti, pour arriver à une stabilisation de la concentration depuis une dizaine d'année. On a constaté une nouvelle augmentation de la concentration moyenne en 2007. Il est cependant encore trop tôt pour dire s'il s'agit du début d'une nouvelle tendance positive [WMO, 2008]. L'augmentation de la quantité de méthane dans l'atmosphère est d'origine anthropique. Elle est attribuée à l'élevage intensif des ruminants, aux cultures massives de riz, aux décharges et à l'enfouissement des ordures ménagères, et aux fuites de gaz naturel lors de son extraction, de son transport, de son traitement et de sa distribution. La fonte du permafrost et le dégel des tourbières boréales dus au changement climatique pourraient encore augmenter les quantités de méthane émises dans l'atmosphère [IPCC, 2007].

2.5.4 L'hémioxyde d'azote N_2O

L'hémioxyde d'azote (N_2O) est la source principale des oxydes d'azote (NO et NO_2) dans la stratosphère. Il est émis à la surface par des processus de décomposition bactérienne dans les sols tropicaux et tempérés [Keller *et al.*, 1986]. Une faible proportion provient également de l'activité bactérienne dans les océans et de l'activité industrielle. Dans la troposphère, le N_2O intervient peu dans les réactions chimiques mais est un puissant gaz à effet de serre. Son efficacité est environ 100 fois plus importante que celle du CO_2 à concentration égale. Vu sa faible concentration dans l'atmosphère, il est considéré comme le quatrième gaz à effet de serre, après la vapeur d'eau, le dioxyde de carbone et le méthane.

La concentration de N_2O dans l'atmosphère a augmenté d'environ 0,3% par an depuis le début de l'ère industrielle pour passer d'une concentration moyenne de 270 ppb, avant 1750, à 321 ppb, à l'heure actuelle [WMO, 2008]. L'utilisation massive des engrais en agriculture, la déforestation tropicale (augmentant la surface des sols nus), et la combustion des carburants fossiles sont les principales causes anthropiques de cette tendance [IPCC, 2007].

2.5.5 Le dioxyde d'azote NO_2

Le dioxyde d'azote est une espèce chimiquement active dans l'atmosphère et joue un rôle important dans la chimie de l'ozone troposphérique et stratosphérique (voir sections 2.2.1 et 2.3).

Dans la troposphère, c'est un polluant produit à la surface par les activités industrielles, le trafic routier et la combustion de la biomasse. L'exposition à long-terme au dioxyde d'azote peut entraîner des problèmes respiratoires. Comme nous l'avons vu précédemment, c'est un précurseur de l'ozone troposphérique. La carte présentée à la figure 2.14 montre les concentrations de dioxyde d'azote dans la troposphère. La durée de vie du dioxyde d'azote est relativement courte et sa concentration est maximale directement aux abords des sources d'émissions. Les observations satellitales de NO_2 troposphérique mettent en évidence ces sources : zones industrialisées, grandes villes et zones de combustion de la biomasse.

La durée de vie du NO_2 est trop courte pour qu'il puisse être transporté dans la stratosphère. La principale source de dioxyde d'azote dans la stratosphère est plutôt l'hémioxyde d'azote produit à la surface. La distribution verticale du NO_2 stratosphérique dépend de l'équilibre de différentes réactions chimiques et présente un maximum vers 30 km d'altitude. Durant la journée, le NO_2 et le NO sont en équilibre photochimique déterminé par la photodissociation du NO_2 et à des réactions de reformation. Durant la nuit, en absence de lumière solaire, cet équilibre se déplace vers la formation de NO_2 . Ces réactions avec d'autres résultent en un important cycle diurne de la concentration de NO_2 dans la stratosphère. Comme nous l'avons vu à la section 2.2.1, le dioxyde d'azote joue un rôle important dans la chimie de l'ozone stratosphérique et est notamment responsable de la majeure partie de sa destruction en phase gazeuse. Il intervient également dans les processus de chimie hétérogène et participe à la formation des réservoirs halogénés.

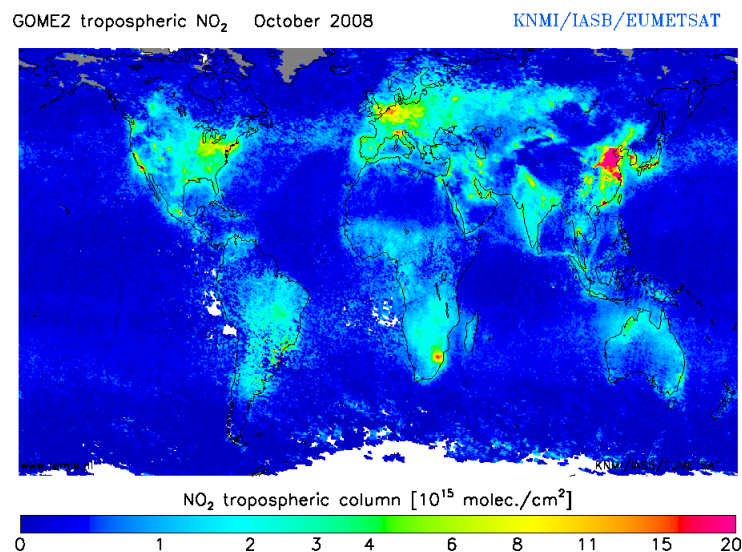


FIG. 2.14 – Carte de la concentration troposphérique du dioxyde d’azote mesurée par l’instrument GOME2/MetOp. Moyenne mensuelle pour le mois d’octobre 2008. ©KNMI/IASB/EUMETSAT (www.temis.nl, 03/12/2008)

D’importantes quantités de NO et NO_2 (NO_x) sont produites dans la mésosphère suite à l’interaction du vent solaire avec l’atmosphère polaire. En particulier, lors d’éruptions solaires majeures, des protons solaires éjectés depuis la couronne solaire pénètrent dans la haute atmosphère polaire (*SPE*, *Solar Proton Event*) et produisent des quantités massives de NO_x . Ces dernières descendent dans la stratosphère à travers le vortex polaire et y détruisent l’ozone [López-Puertas et al., 2005].

2.5.6 L’acide nitrique HNO_3

L’acide nitrique est un autre composé azoté. C’est une espèce réservoir et un puits des espèces réactives telles que le dioxyde d’azote. Sa distribution verticale reflète celle du NO_2 et présente un maximum dans la moyenne stratosphère.

Dans la troposphère, l’acide nitrique est lessivé par les pluies et retombe au sol et sur la végétation. Cet acide contribue, en association avec d’autres polluants, à l’acidification des milieux naturels. Dans la stratosphère, il intervient dans la formation des PSC. Il est reformé à leur surface lors des réactions hétérogènes contribuant à la destruction catalytique de l’ozone. L’acide nitrique y reste piégé et disparaît de la stratosphère lors de la sédimentation des PSC participant ainsi à la dénitrification de la stratosphère (voir section 2.2.2).

2.6 Le rôle de la dynamique dans la distribution des gaz en traces

La dynamique joue un rôle primordial dans la distribution géographique et verticale des gaz en traces, et en particulier de l'ozone, dans l'atmosphère. La compréhension des différents phénomènes dynamiques est essentielle à l'interprétation correcte des mesures de télédétection. Dès que le temps de vie d'une espèce chimique est suffisamment long, celle-ci est transportée par les mouvements des masses d'air. Comme le montre la figure 2.3, la durée de vie de l'ozone est de plusieurs semaines dans la stratosphère et de plusieurs mois dans la troposphère. En dehors des phénomènes chimiques décrits ci-avant, la distribution globale d'ozone y est donc gouvernée par la dynamique et ces molécules peuvent être considérée comme des traceurs. On remarquera qu'au delà de 50 km, le temps de vie de l'ozone est significativement plus faible. L'ozone mésosphérique est d'ailleurs soumis à un cycle diurne photochimique important.

2.6.1 La pseudo-force de Coriolis

L'atmosphère terrestre est, tout comme la Terre, en rotation autour de son axe. Suite à ce mouvement de rotation, chaque masse d'air est, comme tout objet dans le référentiel terrestre, soumise à la pseudo force de Coriolis traduisant la conservation de son moment cinétique. La force de Coriolis (\vec{F}_C) s'exerce de manière perpendiculaire à tout mouvement d'un objet et est proportionnelle au moment cinétique de la Terre, selon l'expression suivante :

$$\vec{F}_C = -2m\vec{\Omega} \wedge \vec{v} \quad (2.18)$$

où $\vec{\Omega}$ est le moment cinétique de la Terre, m est la masse de l'objet considéré, et \vec{v} est son vecteur de vitesse. Comme illustré à la figure 2.15, tout mouvement "horizontal" des masses d'air sera dévié vers la droite dans l'hémisphère nord et vers la gauche dans l'hémisphère sud.

Bien que négligeable pour des mouvements d'objets de la vie quotidienne, la pseudo-force de Coriolis joue un rôle important, à l'échelle synoptique, sur les mouvements des molécules d'air dans l'atmosphère. C'est, notamment, cette pseudo-force qui permet d'expliquer le sens de rotation des cyclones et anticyclones en météorologie.

2.6.2 La dynamique troposphérique

La circulation méridienne dans la troposphère

La décroissance de la température avec l'altitude dans la troposphère rend cette couche hydrostatiquement instable et favorise le transport vertical par convection thermique. Le transport par convection à l'échelle locale est observé à presque toutes les latitudes et tend à homogénéiser la composition de l'air. De manière générale, des zones de basses pressions sont associées au mouvement ascendant des masses d'air provoqué par la convection, comme

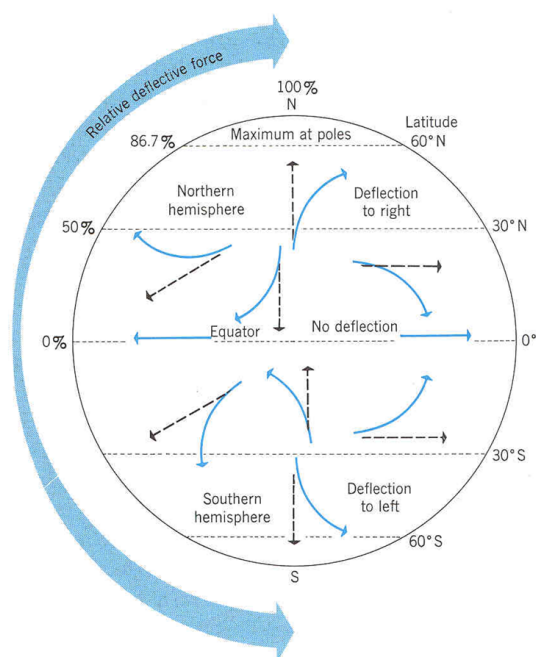


FIG. 2.15 – Schéma de l'effet de la pseudo-force de Coriolis sur un mouvement horizontal dans chaque hémisphère terrestre. Tout mouvement sera dévié vers la droite dans l'hémisphère nord et vers la gauche dans l'hémisphère sud. L'intensité de la pseudo-force de Coriolis augmente avec la latitude. ©NSIDC Arctic Climatology and Meteorology Primer (<http://nsidc.org/arcticmet>, 27 octobre 2008.)

par exemple dans les cellules orageuses. Inversement, des zones de hautes pressions se développent dans les zones de subsidence des masses d'air, là où les masses d'air se tassent par leur mouvement descendant.

Le phénomène de convection joue un rôle primordial dans la circulation troposphérique globale. Celle-ci est schématisée à la figure 2.16. La circulation troposphérique s'articule autour du système convectif principal que sont les cellules de *Hadley* [1735]. Autour de l'équateur, l'air chauffé par le rayonnement solaire s'élève en altitude et une zone de basse pression équatoriale se développe. Durant leur montée, les masses d'air chargées en vapeur d'eau par leur passage sur la mer ou les continents humides se refroidissent. La vapeur d'eau qu'elles contiennent se condense, constituant une épaisse couverture nuageuse et occasionnant de fortes précipitations. L'air asséché redescend ensuite au-dessus des deux tropiques et y forme une ceinture anticyclonique tropicale. L'absence d'humidité dans les masses d'air descendantes est à l'origine de la présence des principaux déserts comme le Sahara, le désert de Gobi et le désert du Kalahari à ces latitudes. Les masses d'air se dirigent finalement à nouveau vers l'équateur, terminant ainsi le cycle de la circulation méridienne dans la cellule de Hadley. Au niveau du sol, le mouvement vers l'équateur des masses d'air est dévié par la force de Coriolis. Les vents dominants qui proviennent de l'est dans les deux hémisphères sont nommés alizés. Ils se rencontrent dans la zone dite de convergence intertropicale (ITCZ, *Inter-Tropical Convergence Zone*). La cellule de Hadley brasse en un an un volume d'air équivalent à celui de toute la troposphère.

Comme illustré à la figure 2.16, autour des cellules principales de Hadley s'articulent deux autres cellules méridiennes dans chaque hémisphère : les cellules de Ferrel et les cellules polaires. Ces deux cellules sont associées à une alternance de zones de haute et de basse pressions. Après les ceintures anticycloniques tropicales vers les pôles, on trouve successivement des zones de basse pression vers 60° de latitude où se forment les fronts polaires et des zones de haute pression aux pôles. Les branches ascendantes communes des cellules de Ferrel et polaires sont alimentées par les basses pressions du front polaire. Les masses d'air se dirigent ensuite vers les subsidences tropicales et polaires. En surface, les vents des hautes vers les basses pressions sont déviés par la force de Coriolis et résultent en des vents dominants d'ouest aux moyennes latitudes et d'est aux pôles. Dans l'hémisphère sud, l'océan Austral entourant le continent Antarctique ne présente quasi aucun obstacle à la circulation des vents. Les vents d'ouest y sont établis et particulièrement violents. C'est la zone connue des quarantièmes rugissants et cinquantièmes hurlants. Dans l'hémisphère nord, l'alternance des chaînes montagneuses et des océans brise cette symétrie de révolution. Les champs de pressions forment un système quadripolaire, avec en hiver deux anticyclones centrés sur la Sibérie et sur le Canada et deux dépressions centrées sur les océans, les dépressions islandaise et aléoutienne. En été, la situation est inversée, deux anticyclones sont centrés sur les océans, les anticyclones des Açores et hawaïen et deux dépressions se développent au-dessus des continents américain et asiatique.

La circulation troposphérique, telle que nous venons de la décrire, régit le transport des constituants dans la troposphère globale. Le transport des gaz émis à proximité de la surface est premièrement zonal avant d'être mélangé dans toute la troposphère. Ainsi on peut par exemple observer le transport de certains polluants au temps de vie moyen, comme l'ozone,

au-dessus des océans depuis les zones industrialisées (cf. section 2.3). D'autres constituants, au temps de vie plus long, sont mélangés uniformément dans la troposphère.

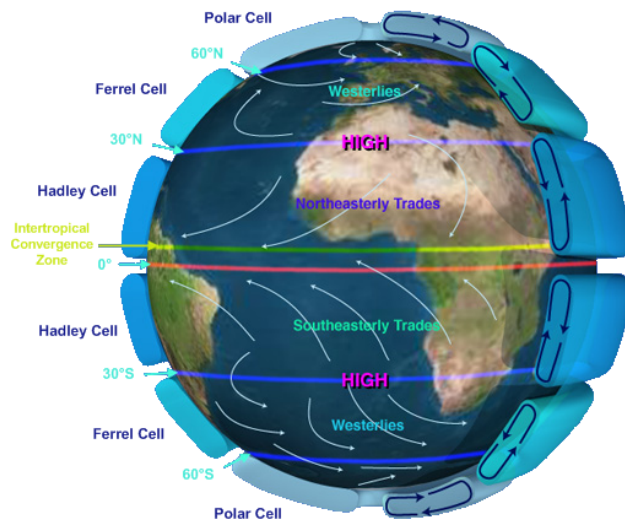


FIG. 2.16 – Schéma de la circulation troposphérique globale selon un modèle de six cellules de convections (trois dans chaque hémisphère) avec en projection la direction des vents au sol. La zone de convergence intertropicale (jaune), les ceintures de hautes pressions tropicales (bleu) et les fronts polaires (bleu) sont également indiqués. ©NASA JPL (<http://sealevel.jpl.nasa.gov/overview/climate-climatic.html>, 27 octobre 2008.)

La tropopause

La circulation troposphérique influence la distribution verticale de certains gaz dans la basse stratosphère par l'intermédiaire de la tropopause. L'altitude de la tropopause est modulée par les différents systèmes de basse et haute pressions. Dans l'ITCZ la convection est intense et les masses d'air montent jusqu'à des altitudes élevées. La tropopause s'y trouve à une altitude d'environ 18 km, alors qu'au delà de la barrière tropicale elle se trouve à une altitude plus faible variant de 12 km aux moyennes latitudes à 8 km aux pôles. La hauteur de la tropopause modifie la distribution verticale de certains gaz, comme l'ozone, présent abondamment dans la basse stratosphère. La tropopause, telle un couvercle, déforme la distribution verticale d'ozone et pousse ainsi l'ozone stratosphérique vers le haut. Ainsi, le maximum d'ozone est situé à plus haute altitude dans la zone intertropicale et plus basse altitude aux pôles.

De même, à l'échelle locale, les transitions entre zones de haute et de basse pressions donnent lieu à des variations de la hauteur de tropopause et en conséquence à une variation du profil et de la colonne verticale de l'ozone. Lors du passage d'un front froid la variation rapide de pression peut également donner naissance à une foliation de tropopause [*Shapiro*,

1980; Appenzeller and Davies, 1992]. Ce qui se traduit par une injection d'air stratosphérique riche en ozone dans la troposphère et une modification du profil vertical de l'ozone dans une région d'environ 1000 km d'extension.

Oscillations de la circulation troposphérique

La circulation troposphérique et la position de la tropopause subissent différentes oscillations, dont certaines peuvent avoir une influence sur la distribution des gaz en traces.

Tout d'abord, suite à l'inclinaison de l'axe de la Terre sur l'écliptique, le maximum d'ensoleillement se déplace entre les deux tropiques selon la saison. La position de l'ITCZ varie donc autour de l'équateur au cours d'une année. L'oscillation de l'ITCZ contraint la hauteur de tropopause et a ainsi un impact sur la distribution de l'ozone dans la basse stratosphère.

La troposphère tropicale est le siège d'autres phénomènes d'oscillation d'origine atmosphérique et océanique. La plus marquante est l'oscillation australe à laquelle est associée l'oscillation du courant océanique El Niño-La Niña (ENSO, *El Niño Southern Oscillation*) [Walker and Bliss, 1932; Philander, 1983]. On peut également citer l'oscillation de Madden and Julian [1994], progression vers l'est dans les océans Indien et Pacifique des zones de pluies tropicales et des zones sèches liées, d'une durée de 30 à 60 jours qui semble, également, liée à l'ENSO.

A nos latitudes, l'Oscillation Nord Atlantique (NAO, *North Atlantic Oscillation*) [Walker and Bliss, 1932; Kutzbach, 1970] se reflète dans la distribution de certains gaz en traces. La NAO est quantifiée par la différence de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande. Un index NAO positif correspond à une forte différence de pression, c'est-à-dire à un anticyclone plus fort et une dépression plus profonde. Les vents d'ouest au-dessus de l'océan Atlantique Nord sont alors renforcés et apportent de l'air humide et chaud au-dessus du continent européen y provoquant des hivers plus doux. Les valeurs négatives de l'indice sont associées à des vents d'ouest moyens plus faibles et à des hivers européens plus froids que la normale. On pense à l'heure actuelle que la NAO est influencée par l'ENSO et même par l'oscillation de Madden - Julian [Cassou, 2008].

2.6.3 La dynamique stratosphérique

Les vents zonaux

Les vents zonaux sont la composante principale de la circulation stratosphérique. Ils tendent à homogénéiser la distribution zonale des constituants en l'espace d'un mois. La circulation stratosphérique est marquée par la présence de courants de vents violents appelés courants "jets" (*Jet Stream*). La figure 2.17 montre la distribution moyennes des vents zonaux dans la stratosphère pour les mois de juin à août. On y distingue clairement les jets subtropicaux dans la basse stratosphère vers 30°N et 30°S et le jet polaire dans la moyenne et haute stratosphère de l'hémisphère d'hiver. Les courants jets forment de réelles barrières au transport méridien et divisent la stratosphère en trois zones : la zone intertropicale, la

zone surf où déferlent les ondes planétaires (voir plus loin) et la zone polaire.

La circulation dans la basse stratosphère reflète celle de la troposphère. La déviation vers l'ouest par la force de Coriolis du mouvement des masses d'air dans la branche supérieure de la cellule de Hadley est à l'origine des courants jets subtropicaux. Localisés dans la basse stratosphère, entre 12 et 15 km et vers 30°N et 30°S, ils forment ladite barrière tropicale. La vitesse moyenne des vents y atteint d'environ 30 m/s. Les courants jets sont notamment empruntés par les vols transatlantiques, ce qui leur permet d'effectuer le voyage de l'Amérique vers l'Europe plus rapidement que dans l'autre sens.

Dans la moyenne stratosphère, entre 30 et 80 km d'altitude, le courant jet polaire est également un vent violent d'ouest dans l'hémisphère d'hiver. Lors de l'entrée dans la nuit polaire, les masses d'air situées au-dessus du pôle d'hiver se refroidissent fortement. Par effet thermique, l'air stratosphérique se déplace alors de l'équateur vers le pôle et est dévié par la force de Coriolis pour former le vortex polaire vers 65° de latitude. L'intensité du vortex augmente avec l'altitude tout comme le gradient thermique. En Antarctique, suite à la symétrie circulaire de l'océan austral, le vortex polaire est plus stable et plus intense que dans l'arctique. La vitesse des vents peut y atteindre 100 m/s dans la stratosphère moyenne. Durant la nuit polaire, l'air polaire isolé des latitudes moyennes atteint des températures très basses. Les PSC peuvent alors se former, ce qui entraînera, lors du retour de la lumière, la formation du trou d'ozone. A la fin du printemps, suite au réchauffement de la stratosphère polaire et à l'action des ondes atmosphériques, le vortex s'affaiblit et finit par se rompre. Les masses d'air pauvres en ozone à l'intérieur du vortex se mélangent alors avec celles des latitudes moyennes et le trou d'ozone se dissipe.

Dans l'hémisphère nord, l'alternance des continents et des océans empêche la formation d'un vortex aussi stable que dans l'hémisphère sud. Le vortex est moins intense et se déforme facilement. L'air polaire arctique n'est pas complètement confiné et reste plus chaud, ce qui explique pourquoi on n'observe pas de trou d'ozone arctique aussi stable et aussi profond.

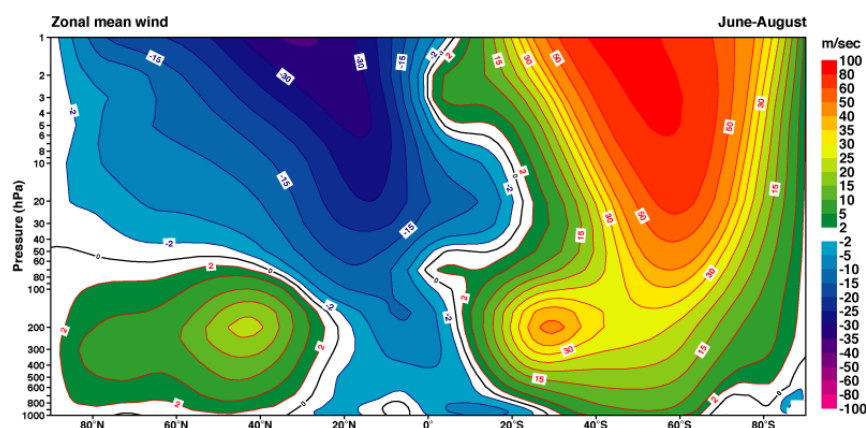


FIG. 2.17 – Vents zonaux moyens de juin à août en fonction de la pression et de la latitude. Les vitesses sont positives pour les vents d'ouest et négatives pour les vents d'est. ©ECMWF ERA-40 Atlas

Les ondes atmosphériques

Les ondes atmosphériques jouent un rôle majeur dans le transport des gaz en traces dans la stratosphère. On distingue principalement deux types d'onde : les ondes de gravité et les ondes de Rossby ou ondes planétaires.

Les ondes de gravité sont dues à la force de rappel qui agit sur des molécules qui se déplacent verticalement et les ramène à leur position d'origine dans une atmosphère stratifiée. Elles naissent lors du passage de masses d'air au-dessus d'un système de fronts ou d'un relief accidenté. Les ondes de gravité se propagent alors vers le haut et déferlent dans la mésosphère où elles engendrent un mélange tridimensionnel des constituants. Elles ont une longueur d'onde de l'ordre de 10 à 100 km et une période de quelques dizaines de minutes à quelques heures.

Les ondes de *Rossby* [1939], quant à elles, trouvent leur origine dans le moment de rappel (dû à la variation de la force de Coriolis avec la latitude) qui agit sur un courant zonal qui serait dévié dans une direction méridienne. Des molécules d'un courant d'ouest se déplaçant vers le nord (ou vers le sud) sont ainsi ramenées vers leur position d'origine engendrant un mouvement oscillatoire de cette circulation. Ce mécanisme est schématisé à la figure 2.18. Les ondes de Rossby naissent dans la troposphère par le passage des masses d'air sur le système orographique. On peut démontrer que les ondes de Rossby se propagent dans la stratosphère si le vent y est d'ouest, c'est-à-dire en hiver, et si leur nombre d'onde est faible [Charney and Drazin, 1961; Dickinson, 1968; Chen and Robison, 1992]. On les appelle alors ondes planétaires. Elles déferlent horizontalement dans la stratosphère aux moyennes latitudes vers le pôle, dans la zone dite de "surf" (par analogie avec le déferlement des vagues sur le littoral) [McIntyre and Palmer, 1983, 1984; Leovy et al., 1985]. Les ondes planétaires sont de plus forte amplitude dans l'hémisphère nord, suite à l'alternance des continents et des océans, que dans l'hémisphère sud.

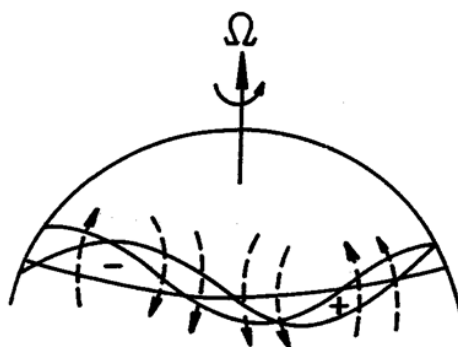


FIG. 2.18 – Schéma du mécanisme donnant naissance aux ondes de Rossby. Un moment de rappel agit sur le courant zonal qui serait dévié dans une direction méridienne et engendre un mouvement oscillatoire de cette circulation ©G. Brasseur, *Géophysique externe (partie : l'atmosphère moyenne)*, DEA en Sciences, ULB, 2005-2006.

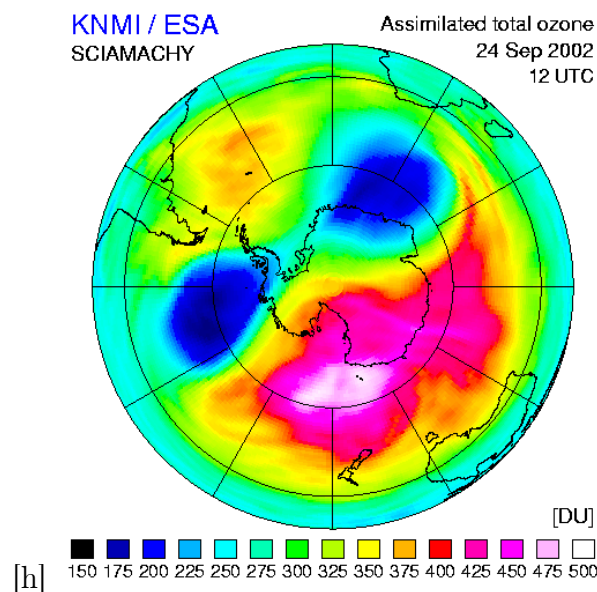


FIG. 2.19 – Colonne totale d’ozone au dessus de l’Antarctique le 24 septembre 2002. Le trou d’ozone s’est divisé suite à l’action d’une onde planétaire. Cette carte à été réalisée à partir des observations de l’instrument SCIAMACHY/Envisat. ©KNMI/ESA (<http://www.temis.nl>, 28 septembre 2008.)

Le déferlement des ondes planétaires dans la stratosphère en hiver y engendre une plus grande variabilité de jour à jour des concentrations des gaz qu’en été. Les ondes planétaires déforment et érodent le vortex polaire et contribuent à sa disparition au printemps. Comme elles sont plus fortes dans l’hémisphère nord, le vortex polaire y est moins stable. Les masses d’air polaire viennent se réchauffer aux latitudes moyennes, ce qui limite la formation de PSC et par conséquent l’activation des composés halogénés responsables de la destruction de l’ozone. Dans l’hémisphère sud, des ondes de nombre d’onde supérieure à un peuvent parfois aussi se former et briser prématurément le vortex polaire. Comme le montre la figure 2.19, ce fut le cas en septembre 2002, lorsque le trou d’ozone s’est séparé en deux suite à la déformation prématurée du vortex par une onde planétaire d’ordre deux.

La circulation de Brewer-Dobson

Le gradient positif de température dans la stratosphère y limite fortement le transport vertical. Il existe pourtant une cellule de transport méridien stratosphérique à grande échelle. Elle fut proposée pour la première fois par *Brewer* [1949]. La circulation dite de Brewer-Dobson est schématisée à la figure 2.20. Elle consiste en un mouvement ascendant des masses d’air dans la zone intertropicale, un transport isentropique vers les moyennes et hautes latitudes de l’hémisphère d’hiver, suivi d’une lente descente aux moyennes latitudes et à travers le vortex polaire. L’origine de cette cellule méridienne est totalement différente de celle des cellules convectives qu’on observe dans la troposphère. Le mouvement y est

beaucoup plus lent. La circulation de Brewer-Dobson est mue par la "pompe extratropicale". Cette pompe est créée par le déferlement des ondes planétaires dans la zone "surf" en hiver qui pousse les masses d'air vers le pôle [McIntyre and Palmer, 1983, 1984; Randel et al., 1993; Holton et al., 1995]. Aux équinoxes, la circulation méridienne générale vers un pôle s'inverse vers l'autre pôle.

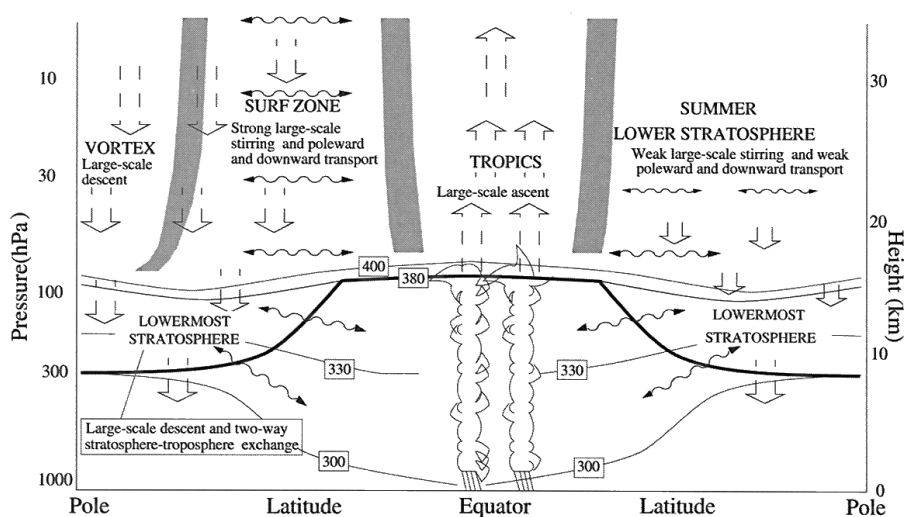


FIG. 2.20 – Schéma de la circulation de Dobson et Brewer. ©NASA. Studying Earth's Environment From Space. (<http://www.ccpo.odu.edu/SEES/index.html>, 12 octobre 2008.)

La circulation de Brewer-Dobson transporte l'ozone produit à l'équateur vers le pôle d'hiver. Ceci explique pourquoi la concentration d'ozone est maximale autour du vortex et pas là où il est produit. La circulation de Brewer et Dobson est également responsable de la variation saisonnière de certains constituants. La figure 2.21 montre la variation de la colonne totale de l'ozone au cours d'une année à différentes latitudes. La concentration d'ozone est maximale au début du printemps (juste avant que la circulation méridienne ne s'inverse) et minimum à la fin de l'automne. Le transport s'effectuant vers les pôles, l'amplitude de la variation saisonnière augmente avec la latitude.

Oscillations stratosphériques

La circulation stratosphérique tropicale connaît plusieurs oscillations majeures influençant la distribution des gaz en traces dont l'oscillation quasi biennale (QBO) [Holton and Lindzen, 1972; Baldwin et al., 2001] et l'oscillation semi-annuelle (SAO) [Reed, 1966]. La QBO est une oscillation des vents entre une phase d'est et une phase d'ouest dans la basse stratosphère tropicale sur un cycle de 24 à 30 mois. La figure 2.22 schématise les deux phases de la QBO. La figure 2.23 montre la force et la direction des vents à l'équateur en fonction du temps et de l'altitude. La QBO apparaît clairement entre 20 et 35 km. Notons que le changement de régime de la QBO s'opère dans la stratosphère moyenne et se pro-

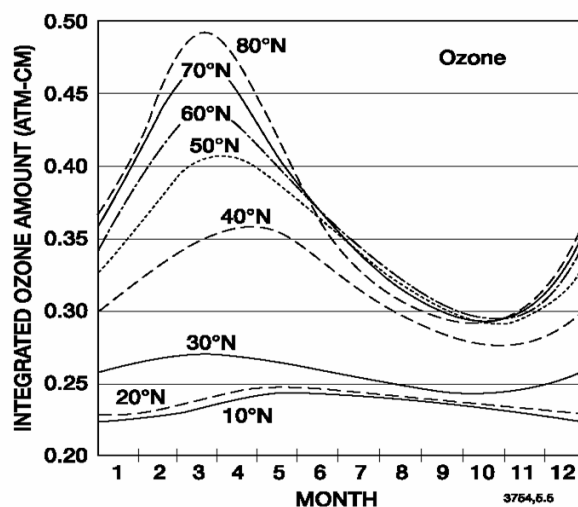


FIG. 2.21 – Variation saisonnière de la colonne totale de l’ozone à différentes latitudes. L’amplitude de cette variation augmente avec la latitude. G. Brasseur, *Géophysique externe (partie : l’atmosphère moyenne)*, DEA en Sciences, ULB, 2005-2006. Simulation numérique par un modèle de chimie et transport à deux dimensions.

page ensuite vers les altitudes plus basses. Au delà de 35 km, la QBO coexiste avec une oscillation semi-annuelle des vents (SAO). La SAO naît dans la mésosphère et se propage dans la haute stratosphère tropicale.

Ces deux oscillations ont un impact sur la distribution des gaz en traces pour deux raisons. Premièrement, elles modifient la structure thermique de la stratosphère tropicale et influencent ainsi les vitesses des réactions chimiques déterminant l’abondance de certains constituants. Deuxièmement, la QBO interagit avec la circulation de Brewer-Dobson. Lors de la phase d’est, la circulation de Brewer-Dobson est accélérée et lors de la phase d’ouest elle est ralentie. Ce mécanisme a un impact direct sur la distribution de certains gaz en traces. Par exemple, le contenu en vapeur d’eau de la stratosphère intertropicale reflète directement les différentes phases de la QBO et leur "descente". On parle d’effet "tape recorder" car la quantité d’eau pénétrant dans la stratosphère en fonction des différentes phases de vent se marque dans les masses d’air comme sur une bande magnétique qui défilerait vers le haut [Mote et al., 1996]. De même, les variations temporelles de l’ozone contiennent un signal quasi-biennal [Gray and Ruth, 1993; Baldwin et al., 2001]. La figure 2.24 montre l’évolution temporelle de l’anomalie par rapport à une valeur de référence du profil vertical de l’ozone entre 4°N et 4°S. On observe une corrélation directe avec l’oscillation des régimes de vents. L’étude de séries temporelles de l’ozone et du dioxyde d’azote mesurés à l’équateur et aux tropiques révèle la prédominance des signaux QBO et SAO, avec une faible composante annuelle et, dans le Pacifique équatorial, de l’oscillation de Madden et Julian [Denis et al., 1995].

Diverses études montrent que la QBO et la SAO ont également un impact sur la distribution des gaz en traces en-dehors des tropiques. La modification de la circulation de

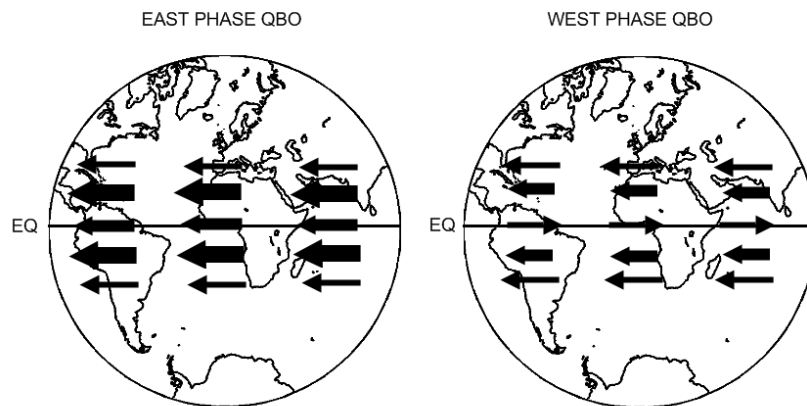


FIG. 2.22 – Schéma de l'orientation des vents pendant la phase est (à gauche) et la phase ouest (à droite) de la QBO. L'épaisseur des flèches est relative à la force des vents. G. Brasseur, *Géophysique externe (partie : l'atmosphère moyenne)*, DEA en Sciences, ULB, 2005-2006.

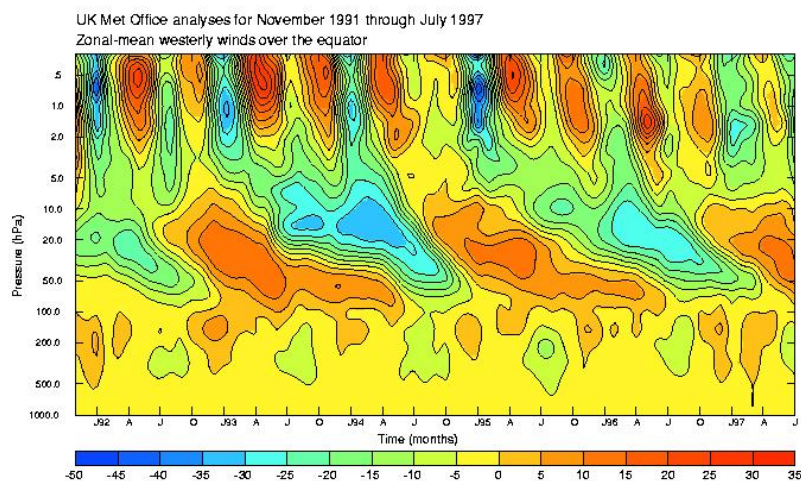


FIG. 2.23 – Orientation et force moyenne des vents au-dessus de l'équateur de novembre 1991 à juillet 1997 en fonction de l'altitude. L'alternance des vents d'ouest (+) et d'est (-) est quasi-biennale dans la basse stratosphère et semi-annuelle à plus haute altitude. ©UK Met Office.

Brewer-Dobson suivant les deux régimes de la QBO est associée à une variation de l'intensité des ondes planétaires qui, elles-mêmes, peuvent modifier la force du vortex polaire et donc la distribution de l'ozone.

L'origine des oscillations périodiques des vents stratosphériques tropicaux est toujours un sujet de recherche. Elle est généralement attribuée à l'activité ondulatoire et à une interaction des vents avec les ondes de gravité piégées à l'équateur (ondes de Kelvin) [Plumb, 1977; Hirota, 1978; Baldwin *et al.*, 2001].

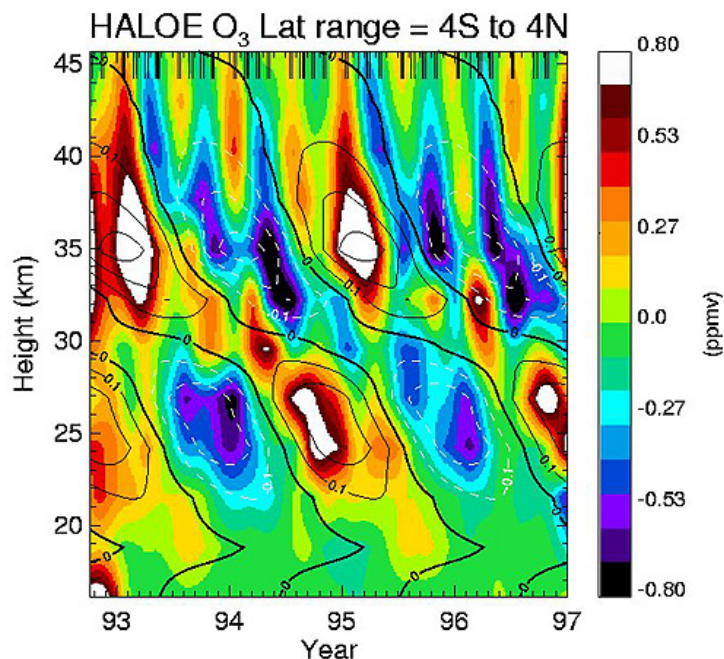


FIG. 2.24 – Anomalie du profil vertical de la concentration d'ozone à l'équateur (4°N à 4°S) de 1993 à 1997. Les contours noirs montrent l'orientation des vents selon les différentes phases de la QBO. Ces données ont été obtenues à partir des observations de l'instrument HALOE/UARS. ©NASA. Studying Earth's Environment From Space (<http://www.ccpo.odu.edu/SEES/index.html>, 27 octobre 2008.)