HAL
open science

Analyse des facteurs de variabilité de la température dans la stratosphère.

Chiara Cagnazzo

To cite this version:

Chiara Cagnazzo. Analyse des facteurs de variabilité de la température dans la stratosphère.. Sciences de l'ingénieur [physics]. Ecole Polytechnique X, 2004. Français. NNT : . pastel-00002293

HAL Id: pastel-00002293

https://pastel.hal.science/pastel-00002293v1

Submitted on 28 Jul 2010

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

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

Thèse de Doctorat de l'Ecole Polytechnique

Présentée par :
Chiara Cagnazzo

Analyse des facteurs de variabilité de la température dans la stratosphère

Soutenue le 22 juin 2004 devant le jury composé de

Président :	Mr Hervé Le Treut
Rapporteurs :	Mme Marie-Lise Chanin
	Mme Elisa Manzini
Directeur de thèse :	Mme Chantal Claud
Examinateurs :	Mr Jean Pierre Cammas
	Mr Franck Lefèvre

Je remercie Chantal Claud qui a su me guider et qui m'a accordé beaucoup de liberté. Sans son aide précieuse et son soutien, cette thèse n'aurait pas pu aboutir.

Je remercie la direction du LMD : Claude Basdevant et Hervé Le Treut.

Je tiens à remercier les membres du Jury pour avoir évalué mon travail.

Je remercie l'Ecole Polytechnique pour avoir soutenu mon travail et avoir accepté une soutenance en visio-conférence.

Je remercie beaucoup tous les amis du LMD : Gaby, Soumia, Fadoua, Clémence, Raymond, Claudia, Véronique, Abdoulaye, Nadège, Remy, Albert, Hélène, Stéphane, Michel, Alma, Olivier, Eliane, Martine, Amadou, Marie-Claire, Bernard, Christophe, Karim, André, Hauke, le Bureau d'Etudes et l'association des doctorants de l'Ecole Polytechnique XDoc.

Je remercie Alain Chedin et Noelle Scott, pour leur accueil au sein de l'équipe ARA.

Un grand merci à Alain Hauchecorne, Philippe Keckhut, Federico Fierli et John Austin, pour leur aide, leur disponibilité et leur soutien. Nos discussions scientifiques m'ont permis d'avancer dans les travaux.

Je remercie Fabione, John, Tobias, Aude, David, Jeremie, Maya, Nicole, Maddalena, pour avoir rendu mon séjour à Paris une fête continuelle.

Une pensée spéciale pour Gérard Mégie

Résumé

On sait aujourd'hui que les processus stratosphériques jouent un rôle important dans le système climatique et leur étude est donc de grande importance pour la communauté scientifique. Les changements à long terme observés dans la stratosphère comprennent l'augmentation des gaz à effet de serre, de la vapeur d'eau, la diminution de l'ozone et un refroidissement systématique de cette région de l'atmosphère pendant les deux dernières décennies (1980-2000).

Cette recherche est dédiée à la quantification des changements à long terme de la structure thermique et dynamique de la stratosphère et à l'attribution des causes des changements observés, et en particulier l'effet de la diminution de l'ozone stratosphérique. Le travail a été mené pour les vingt dernières années, où des mesures globales de la stratosphère existent; les analyses effectuées ont été ensuite couplées avec des simulations GCM pour quantifier le rôle de la diminution de l'ozone sur les changements à long terme observés.

Trois bases de données (températures mensuelles) résultant d'analyses de données satellitaires et/ou de radiosondages ont été considérées : la base TOVS/3I fournit une description de la basse stratosphère à haute résolution spatiale pour une période de 8 ans; la base FUB a une résolution spatiale moins bonne mais est disponible pour une période plus longue; enfin, la base SSU/MSU couvre les vingt dernières années et surtout la totalité de la stratosphère, mais avec une résolution verticale plus faible. Un modèle de régression linéaire multi-paramétrique, qui permet de séparer l'effet de la variabilité naturelle de la tendance à long terme, a été utilisé. Dans un premier temps, une analyse détaillée de l'impact des différents facteurs de variabilité de la température stratosphérique été réalisée. Les forçages considérés sont: l'Oscillation Quasi-Biennale (QBO), l'ENSO, la variabilité de 11 ans associée au cycle solaire, et le mode de variabilité extratropicale connu sous le nom d'Oscillation Arctique (AO). Nous montrons tout d'abord que l'amplitude de la réponse de la température à ces forçages peut être du même ordre de grandeur que les tendances calculées. Ensuite, les tendances de la température sont décrites en fonction de l'altitude, de la latitude et de la saison; elles montrent un refroidissement général de la stratosphère, avec une amplitude maximale en moyenne globale dans la haute stratosphère de l'hémisphère nord (de l'ordre de 3 K/décennie); le refroidissement se réduit dans la moyenne stratosphère pour atteindre 1 K/décennie en moyenne globale dans la basse stratosphère (mais avec une structure fortement dépendante de la latitude). L'analyse des températures nous permet aussi de mettre en évidence, de façon indirecte, un affaiblissement de la circulation moyenne de la stratosphère.

Pour étudier le rôle de la diminution d'ozone stratosphérique sur les champs dynamiques et thermiques, nous avons enfin considéré deux ensembles de simulations GCM de type « transitoire »; en entrée des simulations, le premier ensemble considère les conditions prévalant avant la diminution de l'ozone, alors que le deuxième inclut les tendances d'ozone observées en moyenne zonale et mensuelle (dite « simulation ozone »). Les tendances de température simulées ont été comparées entre elles. Les résultats indiquent que la diminution de l'ozone stratosphérique est responsable du refroidissement observé à hauteur de 60% dans la haute stratosphère et de 30% dans la basse stratosphère. Si le refroidissement de la haute et moyenne stratosphère est bien reproduit par les simulations ozone, dans la basse stratosphère il est sous-estimé, très probablement à cause de l'effet des tendances de vapeur d'eau, qui n'ont pas été prises en compte dans les simulations. Le refroidissement pendant le printemps Arctique dans la basse stratosphère est observé, mais non complètement reproduit. Enfin, les simulations ozone indiquent une modification dans l'activité des ondes qui se propagent dans la basse stratosphère, observée à travers l'étude de la composante verticale du flux d'Eliassen-Palm.

Abstract

Temperature Variability in the stratosphere

The stratospheric processes play an important role in the climate system and addressing the issue of the impact of the stratosphere on climate is of fundamental importance to the scientific community. Observed long term changes in the stratosphere include increase of GHG (greenhouse gases), of lower stratospheric water vapor, decrease of stratospheric ozone and a systematic cooling of the stratosphere during the last two decades (1980-2000).

This research was dedicated to the estimation of thermal and dynamical long term changes of the stratosphere and to the attribution of the causes, in particular the role of the ozone in the observed changes. The work was designed to cover the recent past (1980 to 2000), for which good data coverage exists; data analysis has then been coupled with GCM transient simulations to identify the role of the ozone decrease on the observed changes.

Three datasets based on monthly-mean satellite and radiosounding product analysis have been considered : the TOVS/3I dataset gives a high resolution picture of the lower stratosphere on a short timescale, the FUB one has a lower resolution but is available for a longer period for the northern hemisphere; finally, the SSU/MSU dataset provides the entire vertical thermal structure of the stratosphere with a coarse vertical resolution (SSU/MSU).

Stratospheric temperature trends for the period 1980-2000 have been determined using a multiple linear regression model (AMOUNTS) to separate the effect of the major sources of atmospheric temperature variability from a long-term linear trend. First, a detailed analysis of the impact of the factors of temperature variability is given: the stratospheric Quasi-Biennial Oscillation (QBO), the tropospheric pattern of variability described by the El Nino Southern Oscillation (ENSO), the external solar variability and the low-frequency extratropical mode of variability defined as the Arctic Oscillation. It has been found that the amplitude of the response of temperature to some of these forcings are of the same order of magnitude as the calculated trends. Temperature trends are then described as a function of altitude, latitude and season, showing an unambiguous general cooling of the stratosphere, with a maximum global-mean annual-mean cooling observed in the higher stratosphere northern hemisphere (of the order of 3 K/decade) which decreases in the middle stratosphere and increases again in the lower stratosphere (reaching 1 K/decade in global mean but strongly latitude-dependent). The analysis of temperatures permits also an indirect estimation of a the weakening of the stratospheric mean circulation.

To investigate the role of ozone change on stratospheric temperature and dynamical fields, two ensemble of GCM transient simulations have been considered (Unified Model, Metoffice and University of Reading); the first one, representing conditions prior to ozone depletion and the second one, including zonal and monthly mean ozone trends as input of the simulations (ozone run). They have been compared with observed trends. Results confirm the role of the ozone decreases in contributing to the temperature trends in the upper stratosphere (up to 60%) and lower stratosphere (up to 30%). While a general good agreement between observations and ozone run is found in the middle and upper stratosphere, in the lower stratosphere trends are however still underestimated by the ozone run very likely due to the effect of water vapor changes, not taken into account in the simulations. The spring Arctic cooling in the lower stratosphere is captured by the ozone run, but not entirely reproduced. Changes in the wave activity entering the lower stratosphere, estimated through the vertical component of the EP-flux, are also observed in the simulations.

Table des matières

Chapitre 1 : Introduction et objectifs scientifiques

1.1 Généralités sur le changement climatique et sur la variabilité naturelle 1

1.2 Pourquoi étudier la stratosphère ? 2

1.3 La structure thermique et dynamique moyenne de la stratosphère 4

1.4 Changements à long terme 8

1.5 Les facteurs de variabilité de la température stratosphérique 11

1.5.1 L'oscillation Quasi-Biennale 11

1.5.2 ENSO 13

1.5.3 Le cycle solaire 14

1.5.4 L'oscillation Arctique 14

1.5.5 Les éruption volcaniques 15

1.6 Objectif généraux et plan de thèse 16

Chapitre 2 : Les observations et la méthode d'analyse

2.1 Introduction 19

2.2 Le sondeur TOVS 21

2.2.1 La base de température TOVS/3I 21

2.2.2 La base de données SSU/MSU 22

2.3 La base de température FUB 23

2.4 Comparaison et inter validation 25

2.4.1 Comparaison entre les base de données independantes TOVS et FUB dans la basse et moyenne stratosphère 26

2.4.2 Comparaison FUB - SSU/MSU dans la basse stratosphère 36

2.5 La méthode d'analyse 39

2.6 Choix des indices de QBO, ENSO, AO et Solaire 44

Chapitre 3 : La variabilité inter-annuelle de la température stratosphérique

3.1 Introduction 47

3.2 Effet de la QBO 47

3.2.1 La théorie de la QBO-rappels 47

3.2.2 Effet observé de la QBO sur la température équatoriale 50

3.2.3 Phase et amplitude de l'oscillation en température associée à la QBO 55

3.2.4 Variabilité saisonnière de la réponse de la température à la QBO 63

3.3 L'effet de l'ENSO sur le température 69

3.4 Variabilité des températures FUB et SSU/MSU associée au cycle solaire 73

3.5 L'oscillation Arctique 78

3.6 Les résidus 81

3.7 Conclusions au chapitre 85

Chapitre 4: Les tendances de température

4.1 Introduction 89

4.2 Analyses des tendances de température observées 91

4.2.1 Tendances globales 91

4.2.2 Etude en fonction de la latitude 91

4.2.3 Tendances annuelles et saisonnières dans la basse stratosphère (100 – 30 hPa) 95

4.2.4 Tendances annuelles et saisonnières dans la moyenne et haute stratosphère 99

4.2.5 Tendances de température comme indicateurs de tendances de la circulation moyenne résiduelle dans la basse stratosphère 101

4.3 Conclusions 104

Chapitre 5: Rôle de la diminution d'ozone sur les tendances de la température stratosphérique

5.1 Introduction 107

5.2 Les tendances reproduites par le simulations GCM 107

5.2.1 Le modèle UM 107

5.2.2 Les différentes simulations 108

5.2.3 Les températures UM : comparaison des simulations avec les observations dans la basse stratosphère 109

5.2.4 Les tendances de température reproduites dans la stratosphère et mésosphère 116

5.2.5 Comparaisons en moyenne annuelle globale et zonale dans la stratosphère 117

5.2.6 Comparaisons saisonnières 121

5.3 Rôle de la diminution de l'ozone sur la structure thermique et dynamique de la stratosphère 124

5.3.1 Analyse en moyenne annuelle et zonale 124

5.3.2 Analyse saisonnière 126

5.4 Le rôle de l'ozone sur la circulation moyenne résiduelle 128

5.5 Conclusions au chapitre 139

Chapitre 6 : Conclusions et Perspectives 141

Annexes 145

Références Bibliographiques 184

CHAPITRE 1

Introduction et objectifs scientifiques

1.1 Généralités sur le changement climatique et sur la variabilité naturelle

D'après la convention-cadre de Nations Unies, on entend par changements climatiques « […] les changements de climat qui sont attribués directement ou indirectement à une activité humaine, altérant la composition de l'atmosphère mondiale et qui viennent s'ajouter à la variabilité naturelle de climat observée au cours de périodes comparables » (IPCC, 2002). Dans cette définition, les deux termes de variabilité naturelle et de changement systématique du aux activités humaines sont juxtaposés. La réponse du système climatique au forçage induit par les activités humaines se superpose en effet à la variabilité naturelle du climat, interne ou associée à des facteurs externes naturels, et qui peut être caractérisée par les mêmes échelles de variabilité. Pour évaluer un changement à long terme, il apparaît donc nécessaire de séparer la variabilité naturelle du système climatique des changements induits par des facteurs externes d'origine anthropique.

Le système climatique varie en effet à toutes les échelles temporelles et spatiales. Le travail de M. Ghil (2002) offre une perspective claire de l'analyse de la variabilité naturelle du climat, en incluant dans la variabilité naturelle trois types de phénomènes : les variations guidées par des forçages externes purement périodiques, telles que le cycle diurne ou saisonnier, qui sont faciles à prévoir ; celles dues à des mécanismes de rétroaction internes au climat, qui sont difficiles à comprendre et prévoir ; celles associées à des fluctuations aléatoires des facteurs physiques ou chimiques du système climatique, telles que les fluctuations non-linéaires des régimes de temps ou l'injection d'aérosols suite aux éruptions volcaniques qui sont, en principe, impossibles à prévoir.

A cause de la présence de cette variabilité naturelle, parfois de grande amplitude, l'identification du changement climatique d'origine anthropique peut être vue comme un problème statistique d'estimation d'un signal en présence d'un bruit qui comprend toutes les variabilités du système que l'on désire filtrer. Pour résoudre ce problème, il est nécessaire donc de démontrer que le changement systématique observé est significativement différent (au sens statistique) de ce qui peut être expliqué par la variabilité naturelle. La démarche consiste donc à comprendre et attribuer les causes du changement observé, car l'identification n'implique pas nécessairement la compréhension des causes.

Toutefois, assimiler la variabilité naturelle à un bruit qui empêche la détection des changements à long terme n'est ni toujours possible ni correct, étant donné que la variabilité naturelle peut être du même ordre de grandeur que les changements à détecter. De plus, elle n'est pas toujours séparable des changements à long terme car les structures de couplage et de rétroaction compliquent l'attribution des causes des changements observés.

L'identification et l'attribution des causes d'un changement systématique demandent idéalement des séries temporelles cohérentes les plus longues possibles, pour arriver à bien séparer les signaux du changement climatique par rapport à la variabilité naturelle. Le fait d'utiliser des bases de données implique que le problème de l'*identification certaine* d'un changement systématique se transforme en un problème d'*estimation*, c'est-à-dire que le changement à identifier devienne une hypothèse à tester avec un certain degré d'incertitude. De plus, en raison des processus de rétroactions et de couplages, il est souvent difficile d'attribuer des causes aux effets observés (IPCC, 2002) .

Enfin, pour estimer la contribution de chaque facteur de forçage aux changements observés, et donc comprendre les mécanismes, il apparaît nécessaire d'utiliser des modèles climatiques capables de reproduire différents scénarios qui tiennent compte ou non de facteurs divers tels que l'augmentation de gaz carbonique, la diminution d'ozone stratosphérique.

1.2 Pourquoi étudier la stratosphère ?

La stratosphère est la région de l'atmosphère comprise entre 10 km et 50 km en moyenne où la température augmente avec l'altitude (figure 1.1) et est liée à la distribution verticale d'ozone qui réchauffe cette partie de l'atmosphère. La principale conséquence de cette structure thermique est que les déplacements verticaux sont fortement inhibés et que les échelles temporelles de transport sont bien plus longues que dans la troposphère. Il s'agit donc d'une région stable vis-à-vis des déplacements verticaux et bien stratifiée, d'où le terme stratosphère.

L'importance et l'actualité de l'étude de la stratosphère reposent sur trois points fondamentaux :

- Les processus stratosphériques jouent un rôle important dans le climat de la terre. L'absorption du rayonnement solaire par l'ozone dans la stratosphère a pour effet de moduler le forçage solaire sur le climat ; les concentrations de certains gaz stratosphériques, tels que le dioxyde de carbone et la vapeur d'eau ont un effet radiatif qui est également déterminant pour le climat de la terre ;

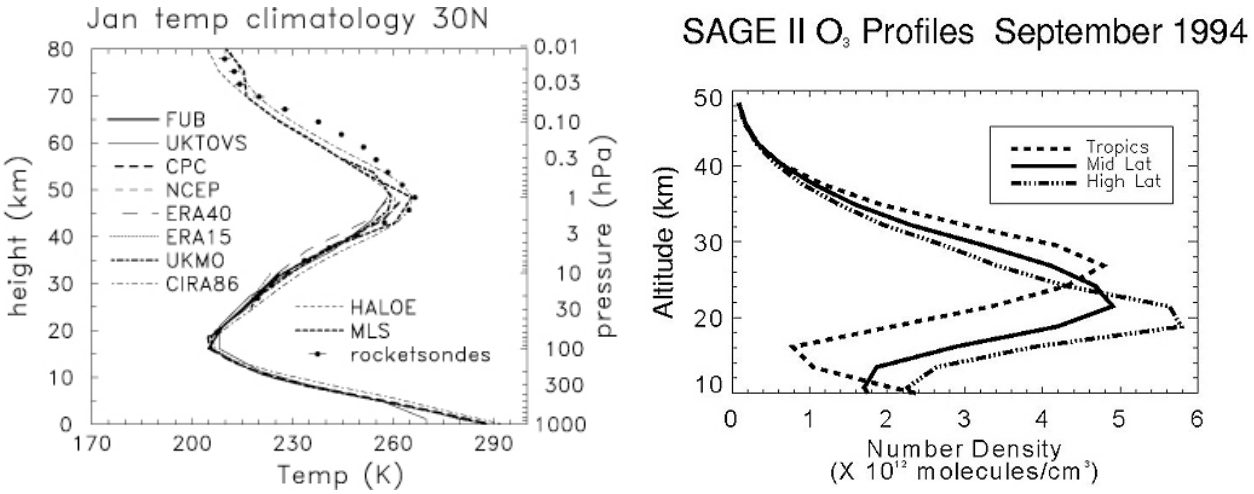

Figure 1.1. Gauche : Climatologie de température établie à partir de différents systèmes d'analyse et de bases de données satellitales et in-situ pour le mois de Janvier d'après « The SPARC Intercomparison of Middle Atmosphere Climatologies », W. Randel *et al.*, 2002. Droite : profil vertical moyen d'ozone stratosphérique pour les régions tropicales, les moyennes latitudes et les hautes latitudes de l'hémisphère nord en septembre 1994 mesuré par SAGE II. D'après "Stratospheric Ozone, An Electronic Textbook edited by members of NASA's Goddard Space Flight Center": http://www.ccpo.odu.edu/SEES/ozone/class/Chap_3/.

- En raison de la forte stabilité statique de la stratosphère, le changement climatique dans cette partie de l'atmosphère est plus net que dans la troposphère, et donc à priori plus facile à détecter, et se traduit par un refroidissement systématique, conséquence directe de l'effet combiné de la diminution de l'ozone stratosphérique et de l'augmentation des concentrations de gaz actifs du point de vue radiatif dans l'infrarouge (principalement le dioxyde de carbone (CO_2) et la vapeur d'eau). De plus, à partir de 1979, il existe des mesures globales (par satellite) de la stratosphère qui, associées aux mesures ponctuelles des radiosondes et lidars, existant depuis 1950 et 1970, et aux réanalyses globales couvrant désormais la majorité de la stratosphère, constituent des bases de données adaptées à des études de détection de changement climatique.

- La stratosphère et la troposphère sont fortement couplées à différentes échelles de temps. La troposphère a été historiquement considérée comme le moteur de la stratosphère à travers le transfert de la quantité de mouvement angulaire par les ondes qui cause localement, dans la stratosphère, l'éloignement des conditions d'équilibre radiatif et induit des phénomènes divers tels que la circulation de Brewer-Dobson, les réchauffements stratosphériques soudains pendant l'hiver Arctique ainsi que l'Oscillation Quasi-Biennale. Mais il existe aussi toute une variété de mécanismes de

couplage par lesquels la stratosphère influence la troposphère, en particulier dans la région de la haute troposphère / basse stratosphère (UTLS, de l'anglais « Upper Troposphere Lower Stratosphere. La région UTLS, qui entoure la tropopause, représente l'interface physique entre les deux couches et est le lieu des échanges stratosphère-troposphère. Le transport à travers l'UTLS est principalement dirigé vers le haut aux Tropiques et vers le bas aux extra-tropiques (circulation de Brewer-Dobson) mais il y a aussi des échanges dans les deux sens aux moyennes latitudes (Holton *et al.*, 1995 ; Shepherd, 2002). Des études récentes (voir Thompson et Wallace, 1998 ; Baldwin et Dunkerton, 1999 ; Baldwin et Dunkerton, 2001 ; Thompson et Solomon, 2002 ; Polvani et Waugh, 2004) ont montré que la circulation stratosphérique à basse fréquence a une influence sur les structures de variabilité troposphérique. La question de l'influence de la stratosphère sur le système climatique est aujourd'hui l'une des grandes problématiques auxquelles la communauté scientifique s'intéresse (voir le projet SPARC :« Stratospheric processes and their role in Climate »)

Nous allons maintenant décrire brièvement la structure thermique et dynamique de la stratosphère et les effets observés du changement climatique.

1.3 La structure thermique et dynamique moyenne de la stratosphère

Les températures zonales moyennes en fonction de l'altitude pendant l'hiver (janvier) et l'été (juillet) sont représentées sur la figure 1.2 (Fleming *et al.*, 1990). La structure thermique typique du mois de janvier (figure 1.2 à gauche) montre un maximum de température à la stratopause (0.1 hPa environ) plus prononcé dans l'hémisphère d'été et qui est principalement du à l'absorption du rayonnement ultraviolet (UV) par l'ozone (structures symétriques en janvier et juillet). Correspondant à cette structure thermique, la structure du vent zonal est constituée par un jet à l'échelle planétaire avec des vents maximaux de 60 ms^{-1} 70ms^{-1} aux moyennes latitudes de l'hémisphère nord autour de 0.1 hPa, en provenance de l'ouest dans l'hémisphère d'hiver et de l'est dans l'hémisphère d'été. Les températures à la stratopause polaire estivale sont très proches des températures en situation d'équilibre radiatif[1] (toute la région entre 30 km et 60 km peut être considérée comme proche de l'équilibre radiatif, avec le maximum de température correspondant au maximum d'irradiance diurne qui a lieu au pôle en été). Toutefois, à part la région de la stratopause, l'atmosphère moyenne est loin de l'équilibre radiatif.

[1]Si le flux radiatif total ne varie pas avec l'altitude, l'atmosphère est en *équilibre radiatif.*

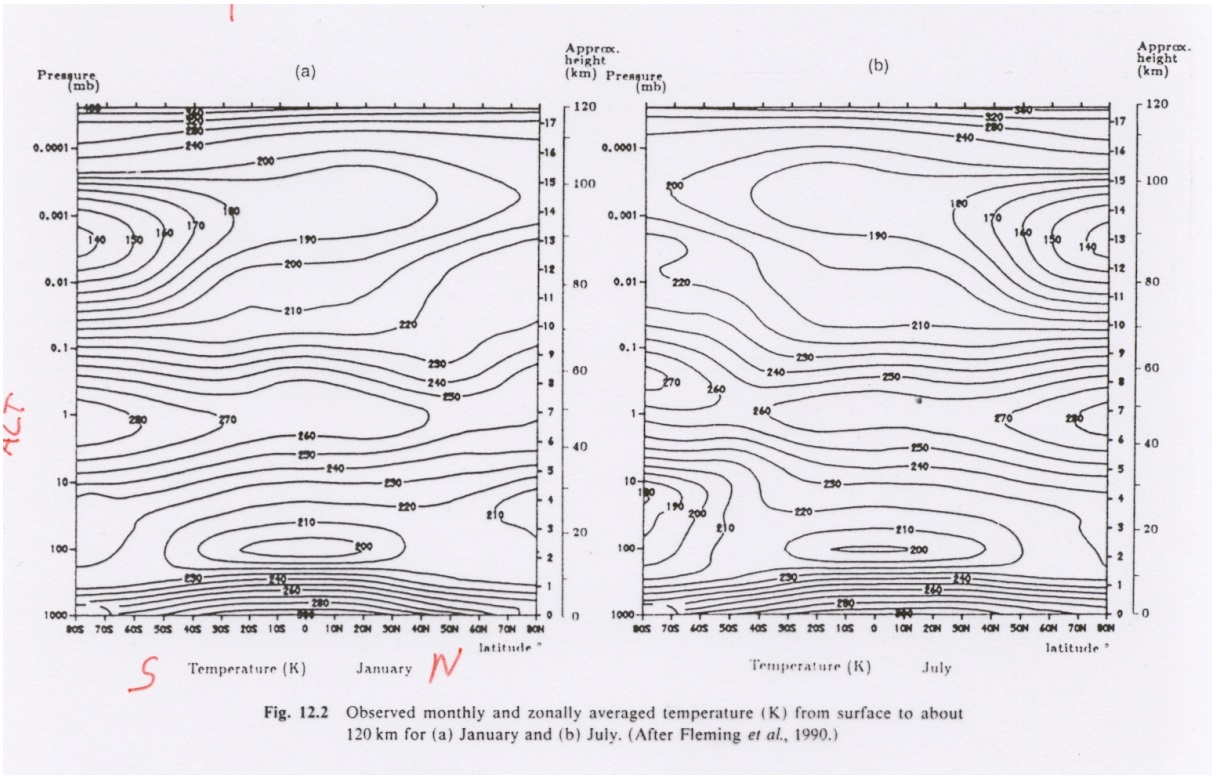

Figure 1.2 Structure observée de la température en moyenne zonale dans la troposphère, la stratosphère et la mésosphère en fonction de la latitude et de l'altitude pour les mois de janvier et juillet 1979 (d'après Fleming *et al.*, 1990).

La figure 1.2 montre aussi que la région plus froide du globe est la mésopause polaire pendant l'été ; on observe également la présence d'une région froide à la tropopause tropicale. En outre, la stratosphère polaire hivernale a une température plus haute que celle prévue dans l'hypothèse d'équilibre radiatif. L'éloignement des conditions réelles de l'équilibre radiatif dans la stratosphère et la mésosphère est causé par le forçage externe des ondes troposphériques qui se propagent vers le haut.

Les ondes planétaires[2] et les ondes de gravité[3], générées dans la troposphère, se propagent dans la stratosphère en s'amplifiant, déferlent et cèdent de la quantité de mouvement

[2] Les ondes planétaires ou de Rossby sont dues à l'effet combiné des gradients méridionaux de température et de la rotation de la planète (qui produit la force de Coriolis). Les ondes de Rossby sont des systèmes à grande échelle (milliers de kilomètres en horizontal et plusieurs kilomètres en vertical). Les grands systèmes topographiques, conjointement avec les gradients méridionales de température et la déflection de Coriolis, créent des ondes planétaires de type « standing ». Ces ondes peuvent rester stationnaires mais aussi se déplacer lentement vers l'ouest. Elles peuvent éventuellement se propager verticalement jusque dans la stratosphère.

[3] Les ondes de gravité existent dans une atmosphère stablement stratifiée : une particule d'air déplacée verticalement subit une oscillation guidée par une force de flottement.

angulaire. La dissipation des ondes modifie le flux moyen stratosphérique par une accélération (ou décélération, selon la vitesse de phase de l'onde) du vent zonal, selon la théorie décrite par Eliassen (1951), et mise en place d'une *circulation méridionale*, c'est-à-dire un transport de masse vers le pôle dans la stratosphère (Andrews *et al.*, 1987 ; Holton *et al.*, 1995). Les particules d'air qui se dirigent vers le pôle s'approchent de l'axe de rotation de la Terre et donc leur quantité de mouvement angulaire se réduit ; pour satisfaire la conservation de la masse, l'air monte dans les Tropiques et descend aux pôles (par exemple : Shepherd, 2002). Les deux cellules où l'air monte (figure 1.3), se dirige vers les hautes latitudes, et descend au pôle, sont connues comme *circulation de Brewer-Dobson* (Brewer, 1949 ; Dobson, 1956). La vitesse de montée de l'air est de l'ordre de 0.1 mm/s, la vitesse méridionale est de quelques m/s : il faut donc à peu près 1-2 ans à l'air pour être transporté de la troposphère jusqu'à la haute stratosphère, où le temps de résidence est de au moins 1-2 ans, et de 4,5-5 ans pour rejoindre la basse mésosphère (McIntyre, 1992). L' «âge de l'air » est important pour estimer l'abondance de composants à longue durée de vie tels que les radicaux de chlore et les chlorofluorocarbones (CFC), qui jouent un rôle important dans la destruction de l'ozone stratosphérique.

Dans les régions de descente (pôle en hiver), l'air est comprimé et se réchauffe adiabatiquement ; pour cette raison, les températures polaires en hiver sont plus chaudes de 50K que ce qu'elles seraient à l'équilibre radiatif (Salby et Callaghan, 2003); dans les régions où l'air monte (dans les Tropiques et aux basses latitudes de l'hémisphère en été), celui-ci se refroidit à cause de la dilatation adiabatique, ce qui amène la température au-dessous de la température de l'équilibre radiatif.

Le réchauffement et le refroidissement adiabatiques sont à leur tour équilibrés par le refroidissement et le réchauffement diabatiques dans la stratosphère liés à des processus radiatifs; pour cette raison la circulation moyenne méridionale de la masse est aussi appelée *circulation diabatique*[4].

Puisque les ondes planétaires ont tendance à être quasi-stationnaires, elles ne peuvent se propager que pendant l'hiver quand le flux moyen stratosphérique est constitué par des vents d'ouest (Charney et Drazin, 1961) : la circulation de Brewer-Dobson a une dépendance saisonnière.

La circulation de Brewer-Dobson est aussi responsable de la redistribution de l'ozone à partir des régions de production photochimique due au rayonnement ultraviolet, la haute troposphère tropicale, vers la basse stratosphère extratropicale. Pendant l'hiver, l'ozone s'accumule dans la basse stratosphère extratropicale pour y atteindre sa concentration

[4] « La circulation *diabatique* est la circulation qui dérive de l'équation de la thermodynamique dans l'état d'équilibre écrite en coordonnées isentropiques où les termes de flux des ondes et de l'advection méridionale de la chaleur s'annulent par construction (Andrews, 1987). Il reste donc l'équilibre entre le réchauffement/refroidissement adiabatique du flux vertical et le refroidissement/réchauffement diabatique qui dans la stratosphère est principalement guidé par les processus radiatifs. Le flux méridional associé est dérivé de la conservation de la masse » (d'après Shepherd, 2002)

maximale (figure 1.4) ; ensuite, pendant l'été, dans la basse stratosphère extratropicale, la quantité d'ozone est contrôlée par la photochimie (WMO, 1999).

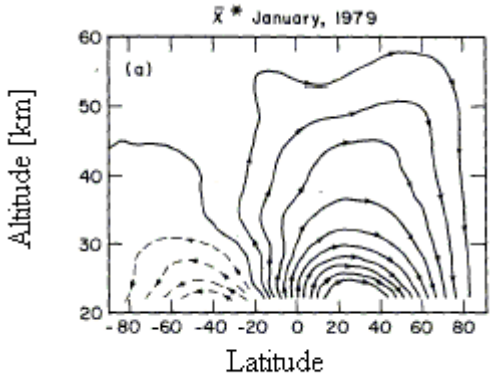

Figure 1.3 Lignes de flux du transport de masse par la circulation moyenne à l'échelle globale pour Janvier 1979 estimées à partir de données satellitales (Solomon *et al.*, 1986).

Les cellules de la circulation de Brewer-Dobson sont assez différentes dans les deux hémisphères. Ces différences sont dues à la topographie et donc à une activité différente des ondes dans les deux hémisphères : la plus forte activité des ondes pendant l'hiver de l'hémisphère nord conduit ici à une cellule de Brewer-Dobson plus forte.
Par rapport à la troposphère, la circulation moyenne de la stratosphère extratropicale est caractérisée par un cycle annuel plus intense, avec une inversion des vents entre l'hiver et l'été : en hiver, la circulation polaire est marquée par la formation du vortex, caractérisé par des forts vents zonaux dirigés vers l'est autour du bord du vortex et par des anomalies froides de température.

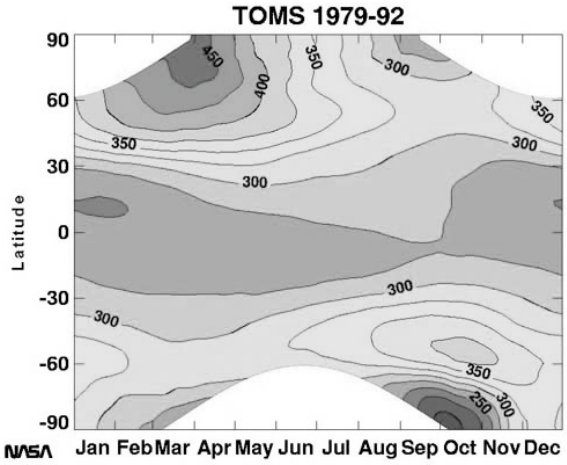

Figure 1.4 Colonne totale d'ozone en Dobson Units mesuré par TOMS de 1979 à 1992 en fonction du mois et de la latitude (d'après http://www.ccpo.odu.edu/SEES/ozone/class/Chap_1).

Avec l'augmentation du chauffage solaire pendant le printemps et l'été, ces vents d'ouest se renversent et sont remplacés par des vents d'est.
Toutefois, cette configuration des vents et des températures peut être interrompue par les effets de la propagation des ondes de grande amplitude jusque dans la haute stratosphère; ceci conduit à des températures polaires stratosphériques qui augmentent rapidement et à un vent zonal moyen d'est. Ce phénomène est connu comme un réchauffement stratosphérique soudain (« Sudden Stratospheric Warming », SSW). Ces réchauffements apparaissent plus fréquemment dans l'hémisphère nord, à cause de l'asymétrie de l'activité des ondes de Rossby (Andrews *et al.*, 1987), en moyenne tous les 2 ans (même plus irrégulièrement dans les dernières années, WMO, 1999, chapitre 5). Le mécanisme dynamique qui génère les SSW a été proposé par Matsuno (1971) : c'est la propagation verticale des ondes de Rossby à partir de la tropopause extratropicale et leur dissipation successive qui cause le renversement des vents dans le jet polaire hivernal, car ces ondes se propagent et déferlent. Leur rupture libère de la quantité de mouvement, selon le mécanisme décrit précédemment, qui érode la barrière dynamique du vortex polaire par affaiblissement des vents d'ouest.

1.4 Changements à long terme.

La structure thermique de l'atmosphère moyenne, représentée sur la figure 1.2 pendant l'hiver et l'été est sujette à des changements à long terme. L'augmentation des gaz à effet de serre bien mélangés (CO_2, CH_4, N_2O et halocarbones, « Well Mixed Greenhouse Gases », WMGHG), la diminution de l'ozone (O_3) stratosphérique et l'augmentation de la vapeur d'eau dans la stratosphère sont les causes principales de ce changement systématique.

-WMGHG

Les WMGHG, qui ont une longue durée de vie et une distribution spatiale presque uniforme, déterminent le bilan radiatif et un changement dans leur concentration modifie les propriétés radiatives de la stratosphère.
Dans la haute stratosphère, la température est en général maintenue par l'équilibre entre l'absorption du rayonnement UV par l'ozone et le refroidissement à grande longueur d'onde du CO_2 (bande à 15 microns ; Fels *et al.*, 1980) ; dans la basse stratosphère, l'effet radiatif du à la présence de l'ozone est dominant par rapport aux autres gaz à effet de serre.
En outre, l'effet radiatif des gaz à effet de serre n'est pas le même pour chacun d'eux, suivant la longueur d'onde considérée. Le gaz carbonique (CO_2), par exemple, absorbe le rayonnement terrestre et émet à grande longueur d'onde (« Long Wave », LW), en particulier dans sa bande d'émission à 15 microns. Cette bande ne se situe pas dans une fenêtre atmosphérique, ce qui fait que la majorité du rayonnement absorbé

provient de la haute troposphère, une région froide. Si donc le rayonnement émis et celui absorbé doivent être les mêmes, le refroidissement du à l'émission dans cette bande sera plus efficace que le réchauffement du à l'absorption, si bien que la présence du CO_2 refroidit en général la stratosphère (WMO, 1999). L*'augmentation du CO_2* induit une augmentation du rayonnement émis et absorbé ; son effet net est un refroidissement systématique de cette région de l'atmosphère.

L'augmentation des autres gaz à effet de serre, comme par exemple les CFC, peut avoir des effets différents ; leurs bandes d'émission et d'absorption sont, en effet, comprises entre 8 et 13 microns, une région spectrale incluse dans une fenêtre atmosphérique, ce qui fait que le rayonnement à grande longueur d'onde absorbé provient principalement de la basse stratosphère chaude. L'*augmentation des CFC* dans la stratosphère a donc un effet net de réchauffement plutôt que de refroidissement de cette région (WMO, 1999).

-Ozone

La quantité d'ozone stratosphérique a diminué au cours des 20 dernières années dans toute la stratosphère en moyenne annuelle et cette diminution a des structures précises en altitude, latitude et présente une forte variabilité saisonnière (Solomon, 1999 ; WMO, 2003). Nous y reviendrons au chapitre 5.
L'absorption du rayonnement à courte longueur d'onde par l'ozone stratosphérique réchauffe la stratosphère; mais l'ozone absorbe et émet aussi dans les grandes longueurs d'onde en réchauffant la basse stratosphère et en refroidissant la haute stratosphère. L'effet net de la *diminution de l'ozone* stratosphérique dépend donc de la région de l'atmosphère, de la latitude et de la saison.

En général, la distribution de l'ozone dans la basse stratosphère et les tendances observées ont des causes dynamiques, sauf à la fin de l'hiver polaire et au début du printemps où la destruction d'ozone a lieu in situ par la chimie hétérogène. De plus, les réactions chimiques responsables de la diminution de l'ozone stratosphérique sont très fortement liées à la température ; le refroidissement du à l'augmentation des gaz à effet de serre peut donc induire une ultérieure réduction d'ozone (Shindell *et al.*, 1998).
La distribution de l'ozone à la stratopause est par contre conditionnée principalement par la photochimie. La quantité d'ozone présente dans la haute stratosphère est gouvernée, en effet, par la production photochimique (photolyse de l'oxygène) et par la destruction due aux cycles catalytiques qui impliquent l'hydrogène (HOx), le nitrogène (NOx), les halogènes (ClOx, BrOx), les radicaux ainsi que par les processus de transport (WMO, 1999 ; chapitre 4).

En particulier, la diminution de l'ozone dans la haute stratosphère est directement liée à l'abondance du chlore (sous forme de Cl et ClO), dont la source principale est constituée par les CFC et dont la présence dans la haute stratosphère est contrôlée par le transport. Donc, à 40 km, il y a une correspondance directe entre la quantité de ClO et la perte d'ozone; l'ozone y présente moins de variabilité et a une plus courte durée de vie que dans la basse stratosphère.

La moyenne stratosphère enfin, entre 25 et 35 km, est une région de transition entre le contrôle dynamique de la présence de l'ozone dans la basse stratosphère (en absence de la chimie hétérogène dans le vortex polaire) et le contrôle photochimique dans la haute stratosphère. Au-dessous de 30 km la distribution de l'ozone est déterminée principalement par le transport ondulatoire et au-dessus de 50 km par la photochimie (par exemple : WMO, 1999).

-Vapeur d'eau

La concentration de vapeur d'eau dans la stratosphère est déterminée par la quantité d'air sec qui traverse la tropopause tropicale, par l'oxydation photochimique du méthane (CH_4) qui a lieu dans la stratosphère et qui produit deux molécules d'eau à partir d'une molécule de méthane, et par le transport vers le pôle et vers le bas effectué par la circulation moyenne de Brewer-Dobson. L'augmentation de la vapeur d'eau dans la stratosphère de 1% par année observée au cours de 20 dernières années (Oltmans *et al.*, 2000) correspond à plus de la moitié de ce que l'augmentation du niveau du méthane pourrait expliquer (SPARC, 2000 ; Rosenlof, 2001). Le cycle saisonnier de la vapeur d'eau dans la stratosphère est bien corrélé avec la température de la tropopause tropicale suivant le mécanisme de « tape recorder » (Mote *et al.*, 1996). Toutefois les changements à long terme (tendances positives de la vapeur d'eau stratosphérique) ne le sont pas car la tropopause tropicale a plutôt subi un refroidissement entre 1980 et 2000 (Randel et Gaffen, 2000 ; Zhou *et al.*, 2001 ; Seidel *et al.*, 2001).
Si on pouvait attribuer les tendances observés à l'oxydation du méthane, le changement dans la vapeur d'eau serait le résultat d'un forçage ; si par contre l'augmentation de la vapeur d'eau observée dans la stratosphère était plutôt due à des changements dans la dynamique et dans la température de la tropopause tropicale, ces changements devraient être considérés comme un mécanisme de rétroaction.
L'*augmentation de la vapeur d'eau* doit donc induire un refroidissement radiatif de la stratosphère, dont l'amplitude a été évaluée à partir de simulations (Forster et Shine, 1999 ;Forster et Shine, 2002 ; Shine *et al.*, 2003 ; Dvortsov et Solomon, 2001).
Toutefois, l'absence d'une longue base de données de vapeur d'eau stratosphérique homogène et les résultats non cohérents dans les calculs des tendances à long terme

effectués à partir des mesures par satellite, par ballons et au sol (Gettelman, 2000) rendent difficile l'analyse des effets de ces tendances sur la structure thermique de la stratosphère. Pour cette raison, nous n'avons pas tenu compte de tendances à long terme dans la vapeur d'eau dans les simulations GCM qui seront discutées dans le chapitre 5.

Les changements dans les forçages radiatifs ont aussi des effets sur la dynamique : la diminution d'ozone par exemple génère un réchauffement différentiel entre les hautes et les basses latitudes qui a un effet sur le gradient méridional de température qui, par ajustement géostrophique, interfère avec la force des jets stratosphériques ; les changements dans la circulation méridionale ont à leur tour un effet sur les températures dans la stratosphère.

1.5 Les facteurs de variabilité de la température stratosphérique

1.5.1 L'Oscillation Quasi-Biennale

Une des principales sources de variabilité interannuelle de la stratosphère est constituée par l'Oscillation Quasi-Biennale[5] (QBO).
La QBO est une oscillation de 22-34 mois (période moyenne : 28 mois) dans le régime des vents équatoriaux de la basse stratosphère. Elle se présente comme une alternance de vents zonaux symétriques autour de l'équateur avec successivement une phase d'est et une phase d'ouest. Les vents ont une amplitude maximale de 20 - 30 m/s à 30 hPa à l'équateur et cette amplitude diminue avec la latitude en présentant une distribution gaussienne autour de l'équateur avec une largeur à mi-hauteur de 12 degrés (Holton, 1992). La structure de la QBO peut etre observée sur la figure 1.5 qui représente une section du vent équatorial désaisonnalisé[6] en fonction du temps et de l'altitude.

Les régimes de vents zonaux se propagent verticalement vers le bas avec une vitesse moyenne de 1 km/mois mais les régions de cisaillement de vents d'ouest – c'est-à-dire la ligne de vent zéro avec vents d'ouest au-dessus des vents d'est- descendent plus régulièrement et plus rapidement que celles de vent d'est.

Aux plus grandes altitudes de la stratosphère équatoriale, en particulier dans la région de la stratopause, la variabilité dominante est celle associée à l'oscillation semi-annuelle (SAO) : au-dessus de 3 hPa, on observe une oscillation dans le vent zonal qui est une harmonique du cycle saisonnier avec des vents d'ouest à l'équinoxe et d'est au solstice.

[5] Pour une description détaillée, consulter l'article de Baldwin, 2001
[6] Désaisonnaliser une série temporelle signifie lui soustraire son cycle annuel.

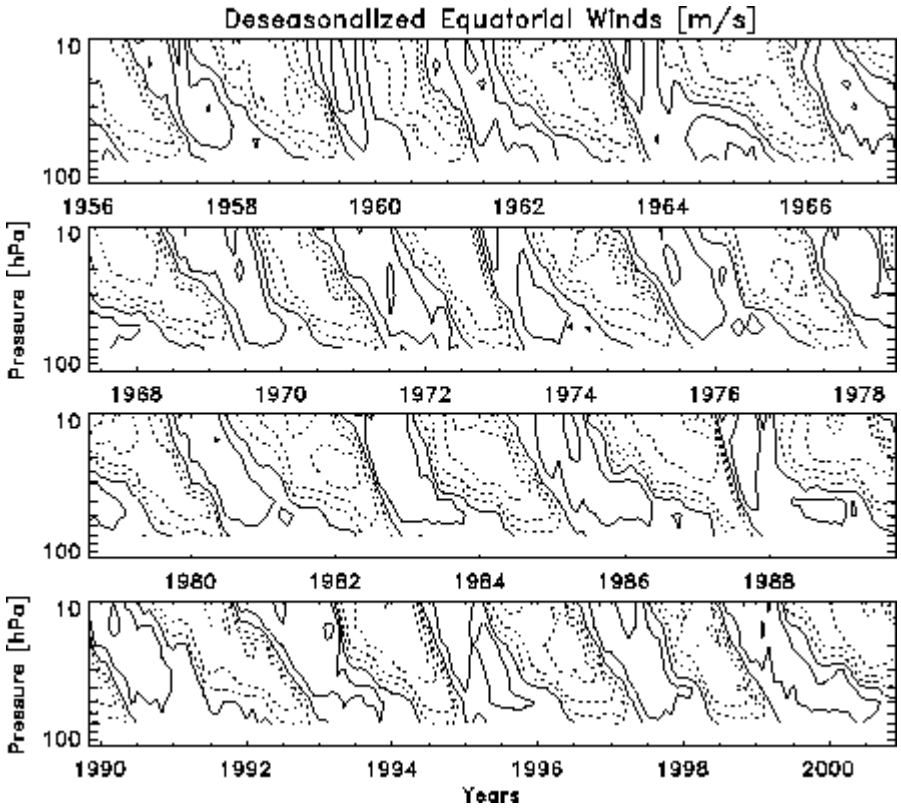

Figure 1.5 Vent mensuel zonal désaisonnalisé à l'Equateur, en fonction de l'année et de l'altitude. Les contours sont tous les 10 m/s ; les courbes noires représentent un vent positif (d'ouest) ou nul, les courbes en pointillé un vent négatif (d'est). Les données de vent sont fournies par B. Naujokat de la « Free University of Berlin » (FUB).

L'oscillation des vents équatoriaux correspond à une oscillation en température, qui voit une anomalie de température positive / négative pendant respectivement une phase d'ouest / est descendante (figure 1.6, en haut / en bas).

Les montées et les descentes d'air associées à la QBO à l'équateur induisent des descentes et montées d'air respectivement dans les régions subtropicales et donc entraînent une circulation méridionale secondaire (flèches en figure 1.6) qui se superpose à la circulation de Brewer-Dobson. La circulation méridionale secondaire a été mise en évidence à partir des observations de la distribution en latitude des traceurs (ozone, aérosols, CH4, H2O, N2O et NO2 ; Kinnersley et Tung, 1999 ; Jones et al. 1998) et des variables dynamiques (vorticité potentielle et quantité de mouvement ; Hitchman et Leovy, 1986 ; Takahashi, 1996). Plus récemment, Niwano et Shiotani (2001) ont estimé la vitesse verticale à l'équateur associée à la QBO à partir de la quantité d'eau totale ($[H_2O]+2[CH_4]$) dans la basse stratosphère, qui se conserve ; Choi *et al.*, 2002 ont étudié les caractéristiques du transport associé à la circulation méridionale secondaire.

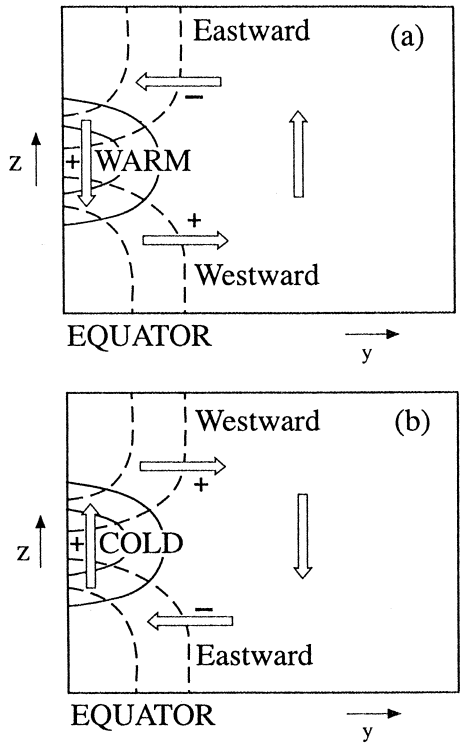

Figure 1.6 Structure schématique en latitude-altitude de la circulation méridionale moyenne associée aux anomalies de température dues à la QBO. Les contours noirs continus représentent les isothermes des anomalies de température, les contours en tireté sont les isoplèthes du vent zonal. Les signes moins et plus indiquent les régions de l'accélération du vent zonal guidée par la circulation moyenne méridionale. (a) pour une région de cisaillement d'ouest (b) d'est. De Plumb et Bell, (1982b) imprimé d'après Baldwin *et al.* (2001)

1.5.2 ENSO

Le terme « El Nino » était utilisé à l'origine pour désigner le courant océanique chaud dirigé vers le Sud le long de la côte du Pérou et l'Equateur pendant la période de Noël. Le terme a été ensuite associé aux réchauffements anormaux qui se produisent tous les 2-4 ans et qui entraînent un changement écologique local et régional. Le réchauffement océanique le long de la côte est bien plus étendu et arrive jusqu'à la ligne de changement de date dans le bassin du Pacifique. La composante atmosphérique associée a « El Nino » est nommée « Oscillation du Sud ». L'ensemble du phénomène océanique et atmosphérique est appelé ENSO (El Nino Southern Oscillation ; Harrison et Larkin, 1998).

Pendant un événement ENSO, on assiste à une augmentation de la pression au niveau de la mer (SLP) entre le Pacifique oriental et occidental aux Tropiques (Oscillation du Sud) , des

vents d'est plus faibles dans le Pacifique Central, un décalage de la région de convection profonde dans le Pacifique central et des températures de surface (SST) plus chaudes dans le Pacifique central et oriental et le long de la côte de l'Amérique du Sud. La température globale de l'air en surface se réchauffe diabatiquement en moyenne de 0.1°C avec un retard de 5 mois (Pan et Oort, 1983 ; Yulaeva et Wallace, 1994 ; Wigley, 2000 ; Angell, 2000). Le retard est légèrement inférieur dans les Tropiques et supérieur aux latitudes plus hautes.

L'ENSO est un mode de variabilité du système couplé océan atmosphère qui domine le climat troposphérique ; il est donc un facteur externe au système stratosphérique proprement dit. Son effet sur la température et la circulation de la stratosphère (objet d'études récentes :par exemple : Calvo, communication orale, EGS/AGU, 2003) est direct dans la région de la basse stratosphère correspondant au Pacifique central et oriental (refroidissement radiatif), et indirect aux moyennes latitudes et dans la haute et moyenne stratosphère (Van Loon et Labitzke, 1987).

1.5.3 Le cycle solaire

Les radiations électromagnétiques émises par le soleil représentent la principale source d'énergie extérieure qui pénètre dans l'atmosphère terrestre. La plus grande partie de cette énergie est répartie de l'infrarouge (IR) au proche ultraviolet (UV). L'énergie totale émise du soleil est très stable (0.1 %). Les émissions UV représentent une faible fraction du rayonnement total incident (2%) mais cette partie du spectre est très importante pour l'équilibre photochimique de l'atmosphère moyenne, car la structure thermique de l'atmosphère moyenne est la conséquence du rayonnement ultraviolet absorbé par l'oxygène moléculaire et l'ozone.
Des variations temporelles de l'émission solaire UV de l'ordre de 4 à 8% (Lean *et al*., 1997) ont été observées pour des périodes qui varient des minutes aux années (Frolich, 1987). Dans cette thèse, nous nous intéressons principalement à la variabilité à 11 ans qui est liée à l'activité électromagnétique interne du soleil et qui apparaît sous la forme de taches sur la surface du disque solaire associées à une augmentation du rayonnement UV.

1.5.4 L'Oscillation Arctique

La circulation dans les deux hémisphères présente des modes de variabilité préférentiels, sous la forme de structures barotropes à symétrie zonale. Ces modes de variabilité à basse fréquence sont appelés Oscillations Arctique et Antarctique (AO, « Arctic Oscillation » et AAO, « Antarctic Oscillation »). Si l'AO est définie comme une structure moyenne mensuelle de variabilité extratropicale troposphérique, son influence va bien au-delà : ce mode de

variabilité a des connections importantes avec les événements météorologiques extrêmes et les tendances climatiques à long terme, elle montre aussi une signature aux Tropiques et des connections importantes avec la stratosphère (par exemple Wallace, 2000 ; Baldwin et Dunkerton, 1999).

1.5.5 Les éruptions volcaniques

Le bilan radiatif de la stratosphère est aussi perturbé temporairement par l'injection d'aérosols suite aux fortes éruptions volcaniques, telles que l'éruption du Pinatubo en juin 1991 et d'El Chichon en avril 1982.
Suite aux éruptions volcaniques explosives[7], des aérosols de soufre peuvent être injectés jusque dans la stratosphère. Les aérosols volcaniques ont un effet direct sur le forçage radiatif du climat de la Terre à travers la diffusion et l'absorption du rayonnement visible et IR (Robock, 2000). Le forçage radiatif de la couche d'aérosols volcaniques conduit à un refroidissement de la surface de la Terre et un réchauffement de la basse stratosphère. De plus, il entraîne la destruction de l'ozone stratosphérique polaire, à travers la chimie hétérogène, qui à son tour entraîne un refroidissement de la basse stratosphère (Solomon *et al.*, 1996).
Une caractéristique importante des aérosols stratosphériques d'origine volcanique est leur courte durée de vie, liée au temps de résidence de la couche d'aérosols qui se déposent, et donc ils ne peuvent pas être responsables de perturbations à long terme, comme c'est le cas pour le dioxyde de carbone ou l'ozone ; pour cette raison, au cours de ce travail, nous traitons les éruptions volcaniques comme facteur de variabilité naturelle externe qui introduit du bruit dans les séries temporelles de la température stratosphérique.

[7] L'éruption la plus dramatique du siècle ainsi que la plus étudiée est celle du Mont Pinatubo, en juin 1991, qui a conduit à un forçage maximal à la surface de -3 Wm^{-2} (avec une incertitude de 20%) en 1991 (Hansen *et al.,* 1998).

1.6 Objectifs généraux et plan de thèse

Dans ce travail nous nous proposons d'abord d'évaluer le changement systématique qui a eu lieu au cours des vingt dernières années dans la stratosphère, au sens décrit ci-dessus, en particulier à travers la structure thermique et la circulation, et ce, à partir des observations de température ; ensuite nous aborderons le problème de l'attribution des causes des changements observés à l'aide de simulations d'un Modèle de Circulation Générale (« General Circulation Model », GCM).

La *première partie* de cette étude est donc consacrée à l'*estimation* du changement systématique dans la température de la stratosphère ; pour ce faire nous voulons d'abord éliminer dans l'évolution temporelle de la température stratosphérique toute la variabilité naturelle associée à des phénomènes purement périodiques tels que le cycle annuel, et reconnaître et étudier à l'échelle globale la variabilité naturelle interne ou externe au système climatique aux échelles temporelles inter-annuelles et inter-décennales.

La *deuxième partie* de notre étude est dédiée à l'*attribution* des causes des changements observés. Nous nous proposons d'analyser et quantifier, par des ensembles de simulations de GCM, les causes des changements observés dans la structure thermique ainsi que dans la circulation, avec en particulier l'étude et la quantification de l'effet de la diminution de l'ozone stratosphérique sur les changements observés.

Ce travail a été mené dans le cadre du projet européen EuroSPICE (The European project on Stratospheric Processes and their Impact on Climate and the Environment ; http://www.metoffice.com/research/stratosphere/processes/eurospice) visant à (Austin *et al.*, 2003) :

- mettre à jour les tendances observées d'ozone, température, rayonnement UV qui rejoint la surface pour la période de janvier 1980 à décembre 1999 ;

- simuler ces mêmes tendances observées à l'aide de modèles de circulation générale sans et avec chimie couplée ;

- prévoir le comportement de ces variables pour la période de 2000 à 2019 ;

- déterminer les causes probables des tendances observées et simulées ;

- mieux comprendre l'impact des changements stratosphériques sur le climat de la troposphère.

Le projet EuroSPICE est une composante du vaste projet SPARC (« Stratospheric processes and their role in Climate »), qui, depuis 1992, vise à coordonner les efforts de la communauté scientifique stratosphérique autour des questions d'intérêt principal vis-à-vis du climat. (http://www.aero.jussieu.fr/~sparc/).

Le plan de la thèse est donc le suivant :

Dans le *chapitre 2* sont présentées en détail les données de température utilisées et la méthode employée pour caractériser la variabilité de la température stratosphérique et pour calculer des tendances à long terme.

Le *chapitre 3* s'attache à décrire la variabilité naturelle de la température dans la stratosphère associée à l'oscillation de la QBO, à l'ENSO, à l'AO et au cycle solaire.

Le *chapitre 4* présente le calcul des tendances de la température stratosphérique à long terme et nous permet, à partir des différentes bases de données, de quantifier le changement systématique observé en fonction de la latitude, l'altitude, et la saison.

Dans le *chapitre 5,* les sorties du modèle de circulation générale UM (« Unified Model », développé au « Met Office », Bracknell, Royaume Uni) sont analysées pour deux scénarios : dans le premier, l'ozone est maintenu à son niveau des années 80 ; dans le second, on tient compte de la diminution d'ozone réellement observée ces vingt dernières années. A partir de deux ensemble de 5 simulations, nous nous attachons ensuite à décrire et quantifier l'effet de la diminution de l'ozone sur la structure thermique et dynamique de la stratosphère.

Le *chapitre 6* reprend les conclusions scientifiques et présente les perspectives de cette étude.

CHAPITRE 2

Les données et la méthode d'analyse

2.1 Introduction

Les séries temporelles fournies ponctuellement par les radiosondes depuis les années 1940, les sondages par fusées (Rocketsondes) depuis 1969, ainsi que les lidars depuis 1970, sont utilisées pour surveiller les changements globaux dans la stratosphère et dans la mésosphère. Depuis les années 1980, les observations satellitales fournissent une base de températures de la stratosphère et de la troposphère indépendante des radiosondages et des sondages du type rocketsondes et offrent le grand avantage d'une description globale, mais avec une résolution verticale inférieure (par exemple : Angell, 1988 ; Keckhut *et al.*, 1999 ; Chanin et Ramaswamy, 1999). Dans les études climatiques, on cherche à assurer une continuité temporelle sur la période plus longue possible. Pour cela nous avons exploité un ensemble de données qui a été optimisé et validé au cours de ces dernières années :

a) les produits satellitaires du sondeur TOVS (« TIROS-N Operational Vertical Sounder ») réanalysés au sein de l'équipe ARA du LMD (base de données TOVS/3I ; par exemple Scott *et al.*, 1999) ;

b) les températures de brillance SSU/MSU fournies par Nash de l'United Kingdom Meteorological Office (UKMO, Nash et Forrester, 1986 ; Nash et Edge, 1989 ; Christy, 1995)

c) les analyses stratosphériques effectuées par l'Université de Berlin (FUB, « Free University of Berlin » ; http://strat27.met.fu-berlin.de/products/cdrom/html/main.html)

La première a une résolution spatiale de 1° de latitude par 1° de longitude, est globale et couvre actuellement 9 ans (de 1987 à 1995); la deuxième est constituée par les températures de brillance zonales tous les 10 degrés et est la seule à couvrir la totalité de la stratosphère (de 100 hPa à 0.5 hPa) et va de 1979 à 1998; la troisième est une base de données « historique » pour la stratosphère de l'hémisphère nord (de 100 hPa à 10 hPa) et a une résolution spatiale de 5° x 5°. Cette base de données, déjà largement exploitée, couvre une longue période, de 1957 à 2001.
Nous allons maintenant revenir en détail sur chacun de ces jeux de données.

Canal	Altitude du maximum de la fonction de poids	Longueur d'onde centrale	Principaux absorbants
HIRS-1	30 hPa	667.70 cm-1	15 micron CO_2
HIRS-2	60 hPa	680.23 cm-1	Bande CO_2
HIRS-3	100 hPa	691.15 cm-1	Bande CO_2
HIRS-4	400 hPa	704.33 cm-1	Bande CO_2
HIRS-5	600 hPa	716.30 cm-1	Bande CO_2/ Vapeur d'eau
HIRS-6	800 hPa	733.13 cm-1	Bande CO_2/ Vapeur d'eau
HIRS-7	900 hPa	750.72 cm-1	Bande CO_2
HIRS-8	Surface	899.50 cm-1	Fenêtre
HIRS-9	25 hPa	1029.01 cm-1	Ozone
HIRS-10	900 hPa	1224.07 cm-1	Vapeur d'eau
HIRS-11	700 hPa	1363.32 cm-1	Vapeur d'eau
HIRS-12	500 hPa	1489.42 cm-1	Vapeur d'eau
HIRS-13	1000 hPa	2191.38 cm-1	Bande N_2O
HIRS-14	950 hPa	2208.74 cm-1	Bande N_2O
HIRS-15	700 hPa	2237.49 cm-1	Bande CO_2/N_2O
HIRS-16	400 hPa	2269.09 cm-1	Bande CO_2/N_2O
HIRS-17	5 hPa	2360.00 cm-1	Bande CO_2
HIRS-18	Surface	2514.58 cm-1	Fenêtre
HIRS-19	Surface	2665.38 cm-1	Fenêtre
HIRS-20	Surface	14453.14 cm-1	Fenêtre
MSU 1	Surface	1.69779 cm-1	Fenêtre
MSU 2	700 hPa	1.7927 cm-1	O_2
MSU 3	300 hPa	1.8334 cm-1	O_2
MSU 4	90 hPa	1.9331 cm-1	O_2
SSU 1	15 hPa	669.988 cm-1	CO_2
SSU 2	5 hPa	669.628 cm-1	CO_2
SSU 3	1.5 hPa	669.357 cm-1	CO_2

Tableau 2.1. Description des canaux des trois instruments du TOVS : maxima des fonctions de poids et caractéristiques spectrales

2.2 Le sondeur TOVS

L'instrument TOVS (« TIROS-N Operational Vertical Sounder» ; Smith *et al*., 1979), embarqué à bord des satellites américains « NOAA Polar Orbiting Environmental Satellite », héliosynchrones et en orbite quasi-polaire, est composé de trois radiomètres : le sondeur infrarouge HIRS2 (« High Infrared Radiation Sounder ») qui mesure à 19 longeurs d'onde dans l'infrarouge (3.7 – 15 μm) et une longeur d'onde dans le visible (0.7 μm); le radiomètre micro-ondes MSU (« Microwave Sounding Unit ») qui comprend 4 canaux centrés autour de 55 GHz ; et le radiomètre infrarouge SSU (« Sounding Stratospheric Unit ») mesurant la radiation émise par la CO_2 dans 3 canaux autour de 15 GHz qui sondent la haute stratosphère (tableau 2.1). La résolution spatiale de HIRS2 est de 18 km au nadir, celle de MSU de 109 km, et celle de SSU de 147 km.
TOVS sonde donc l'atmosphère depuis la surface jusqu'à la stratosphère (Tableau 2.1). Les maxima des fonctions de poids, qui sont définies comme la dérivée par rapport à l'altitude du profil vertical de transmission[1] de l'atmosphère à une fréquence donnée, pour les canaux des trois instruments et leur caractéristiques spectrales figurent dans le tableau 2.1[2].

2.2.1 La base de températures TOVS-3I

Les radiomètres HIRS2 et MSU du TOVS permettent d'obtenir une description de la troposphère et de la stratosphère jusqu'à 10 hPa en termes de température, vapeur d'eau et propriétés nuageuses. Dans le cadre du projet « NOAA/NASA Pathfinder », l'équipe ARA du LMD est en train de constituer une base de données climatique de ces produits qui actuellement couvre la période de 1987 à 1995 (Scott *et al*., 1999).
La restitution des profils verticaux de température et vapeur d'eau à partir des radiances mesurées par les radiomètres se fait par l'inversion de l'équation de transfert radiatif. La méthode physico-statistique 3I (« Improved Initialization Inversion » ; Chedin *et al*., 1985) est basée sur une connaissance *à priori* de l'état de l'atmosphère. La solution initiale de l'inversion est contenue dans la banque de données TIGR (« Tovs Initial Guess Retrieval ») qui comprend 1761 situations atmosphériques décrites par leurs profils de température, d'humidité et d'ozone choisies à partir d'un vaste ensemble de radiosondages suivant des critères de qualité et de représentativité (Escobar, 1993). La banque TIGR contient aussi les radiances et transmissions correspondant aux profils pour les canaux HIRS2 et MSU, calculées à l'aide du modèle de transfert radiatif direct 4A pour 40 niveaux dans l'atmosphère. Les situations de TIGR sont séparées en 5 classes de masses d'air au sein desquelles les propriétés physiques des situations atmosphériques sont homogènes (Achard, 1991).

---

[1] La transmission à la fréquence ν dans l'approximation d'une atmosphère plane parallèle est définie comme : $\tau_\nu = exp\ (-K_\nu \rho\ l)$ où, K_ν est le coefficient d'absorption, ρ la concentration du gaz absorbant et l est le chemin géométrique.

[2] La fonction de poids est définie: $\frac{\partial \tau}{\partial \ln p}$ où τ est la transmission et p la pression

Dans 3I, les radiances HIRS2 et MSU sont d'abord mises à la même résolution spatiale dans des boites de 100km x 100km (compromis entre les résolutions spatiales de HIRS2 et MSU) et puis à chaque boite est associé un type de masse d'air de TIGR. Ensuite, les boites reconnues comme nuageuses (Stubenrauch *et al*., 1999) sont décontaminées de l'effet de nuages pour permettre l'inversion de l'équation du transfert radiatif qui se fait pour des situations correspondant à du ciel clair (Chedin *et al.*, 1985). Les radiances claires ou décontaminées sont donc comparées à l'ensemble des données de la banque TIGR pour la même classe d'air, le même angle de visée et les mêmes caractéristiques de surface pour retrouver la solution la plus proche. Le profil de température final est obtenu par une procédure d'estimation bayésienne visant à diminuer les écarts entre les températures de brillance associées à la solution initiale et les observations. Enfin, les propriétés nuageuses (température, pression du sommet des nuages ; Stubenrauch *et al.*, 1999) et le profil de vapeur d'eau (Chaboureau *et al.*, 1998) sont déterminés.
Les erreurs liées aux problèmes de la dérive des instruments dans le temps, des réponses spectrales différentes pour des satellites différents ainsi que les erreurs du modèle sont corrigées par la méthode dite des *deltac* : la différence entre la température de brillance mesurée par le satellite et celle associée à un radiosondage colocalisé permet d'appliquer une correction aux températures de brillance observées pour chaque canal HIRS et MSU (Scott *et al*., 1999).
A partir des restitutions orbite TOVS par orbite TOVS, des fichiers AM (matin) et PM (soir) sont obtenus avec une résolution spatiale de 1° de latitude par 1° de longitude. Des fichiers mensuels sont ensuite créés et notre étude est basée sur ces fichiers. Parmi l'ensemble des champs restitués par 3I, nous nous sommes intéressé aux températures moyennes pour les 4 couches suivantes : 100-70, 70-50, 50-30, et 30-10 hPa. Jusqu'à août 1991, les données sont fournies par le satellite NOAA-10, ensuite par le satellite NOAA-12.

2.2.2 La base de données SSU/MSU

Cette base de données, qui s'étend de 1979 à 1998, est constituée par les radiances des radiomètres SSU/MSU corrigées par la méthode Nash et Edge (1989) et Christy (1995). Les corrections apportées aux radiances tiennent en particulier compte des changements de satellites et fournissent des anomalies de températures zonales de 70°N à 70°S tous les 10 degrés.
Les données SSU/MSU couvrent la stratosphère / basse mésosphère de 90 hPa à 0.5 hPa. Dans le tableau 2.2 sont reportés les canaux SSU/MSU, la région de l'atmosphère sondée et le maximum des fonctions de poids. En plus des canaux SSU, on dispose de canaux synthétiques obtenus par combinaison de plusieurs canaux. Les valeurs à coté des canaux synthétiques indiquent les canaux SSU et HIRS-2 utilisés pour leur obtention (le canal 2 de

HIRS-2 a été utilisé pour obtenir le canal synthétique 35X). Les fonctions de poids des différents canaux indiqués sont représentées sur la figure 2.1.

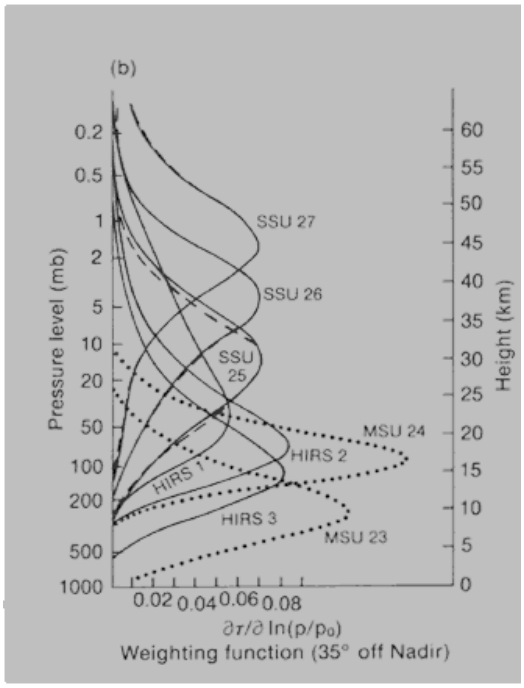

Figure 2.1. Fonctions de poids des canaux SSU, MSU et HIRS utilisés pour obtenir la base de températures de brillance SSU/MSU par la méthode Nash et Edge, 1989 et Christy, 1993.

Il est important de noter que cette base de données est la seule base globale qui décrit la totalité de la stratosphère, en particulier la moyenne et haute stratosphère.
Dans notre étude, nous n'avons pas utilisé les canaux 26X, 35X et 27, car même après les corrections apportées, les températures de radiance ne semblent pas être suffisamment fiables (J. Austin, communication personnelle).

2.3 La base de température FUB

Les analyses météorologiques de l'Université de Berlin sont constituées par un ensemble de données reportées sur une grille dans l'hémisphère nord pour quatre niveaux de pression : 100, 50, 30 et 10 hPa. Les moyennes mensuelles sont disponibles à partir de 1957 (hauteurs géopotentielles) et 1964 (températures) avec une résolution de 10° de latitude par 10° de longitude ; un incrément dans la résolution à 5° a été introduit à partir des années 70. Les analyses journalières ne sont fournies que pour les niveaux les plus hauts (pas à 100 hPa) et que tous les deux jours pendant l'été de l'hémisphère nord, lorsque le flux moyen présente une évolution lente. Les analyses sont effectuées à la main (analyse subjective) et reproduites

en temps réel par une équipe de météorologistes d'expérience en utilisant les observations de hauteurs géopotentielles, de vents et de températures fournies par les radiosondages sur terre et calculées à partir de données satellitaires SSU sur mer. L'équilibre du vent thermique est utilisé comme contrainte de façon à ce que même si le champ de vent n'est pas analysé, il joue un rôle important dans la procédure d'analyse. Les conditions d'équilibre hydrostatique et l'équilibre du vent thermique assurent la cohérence de cette base de données ; de plus, la cohérence temporelle est assurée par des inspections météorologiques. L'imposition de ces conditions rend possible la résolution de structures à mésoéchelle et permet de s'affranchir des erreurs aléatoires ou systématiques associées aux observations.

Canal MSU	**Région de l'atmosphère sondée**	**Max de la fonction de poids**
4	Basse stratosphère/haute troposphère	90 hPa

Canal SSU	**Région de l'atmosphère sondée**	**Max de la fonction de poids**
15X (synthétique) 26/25	Basse stratosphère	50 hPa
26X (synthétique) 27/26	Moyenne stratosphère	20 hPa
25	Moyenne stratosphère	15 hPa
26	Moyenne stratosphère	6 hPa
35X (synthétique)H2/25	Moyenne stratosphère	5 hPa
27	Haute stratosphère	2 hPa
36X (synthétique) 25/26	Haute stratosphère	1.5 hPa
47X (synthétique) 26/27	Basse mésosphère	0.5 hPa

Tableau 2.2. Description des caractéristiques des canaux SSU/MSU : numéro, région de l'atmosphère sondée et maximum des fonctions de poids. Les canaux synthétiques obtenus à partir des autres canaux sont indiqués sur la colonne de gauche, ainsi que les canaux SSU utilisés pour leur obtention. A noter que le canal 35X centré à 5 hPa a été obtenu également à partir du canal 2 de HIRS-2 (H2 sur le tableau).

La base de données FUB a été utilisée dans un grand nombre d'études climatologiques de la moyenne atmosphère y compris les calculs de tendances et les études de variabilité à basse fréquence (par exemple, Labitzke et Naujokat, 1983 ; Pawson *et al.*, 1993). Les données journalières ont été largement exploitées pour comprendre l'occurrence de régions très froides associées à la formation de nuages stratosphériques polaires et à la diminution de l'ozone (Pawson et Naujokat, 1997). L'importance et l'unicité de ce jeu de données résident dans sa cohérence et dans sa couverture temporelle (de 1957 à 2001). Ces caractéristiques en font un enregistrement unique de la stratosphère. Pour notre part, nous avons utilisé les données FUB couvrant la période 1979-2000. L'ensemble des caractéristiques des 3 jeux de données est résumé sur le tableau 2.3.

Base de données	Méthode	Résolution horizontale	Résolution verticale	Résolution temporelle	Période	Couverture spatiale
TOVS/3I	**MSU** et **HIRS2** : Algorithme d'inversion **3I**	1° x 1°	4 couches (de 100 à 10 hPa)	12 h	1987-1995	Globale
FUB	Analyse subjective de **radiosondages** sur terre et radiances **SSU** sur mer	5° x 5°	4 niveaux: 100, 50, 30 et 10hPa	24 h	1979-2000	Hémisphère Nord
SSU/MSU	Radiances corrigées par : Nash et Edge, 1989 (**SSU**) et Christy, 1993 (**MSU**)	Anomalies zonales, 10°	6 canaux: 90, 50, 15, 6, 1.5, 0.5 hPa		1979-1998	70°S - 70°N

Tableau 2.3. Description des caractéristiques principales des bases de données de température utilisées.

2.4 Comparaison et inter-validation

La largeur des fonctions de poids est une limite sévère des sondeurs à bord des satellites à détecter la structure verticale fine de l'atmosphère. En outre, les produits satellitaires peuvent présenter l'inconvénient de discontinuités temporelles à cause des changement de satellites et des erreurs systématiques associés aux méthodes de restitution ; un même satellite peut aussi dériver dans le temps.

Les produits TOVS/3I, « nouvelle » base de données pour l'étude de la stratosphère, et SSU/MSU ont été corrigés de ces défauts ; pour vérifier qu'ils ne montrent pas de discontinuités temporelles, nous les comparons maintenant aux données FUB.

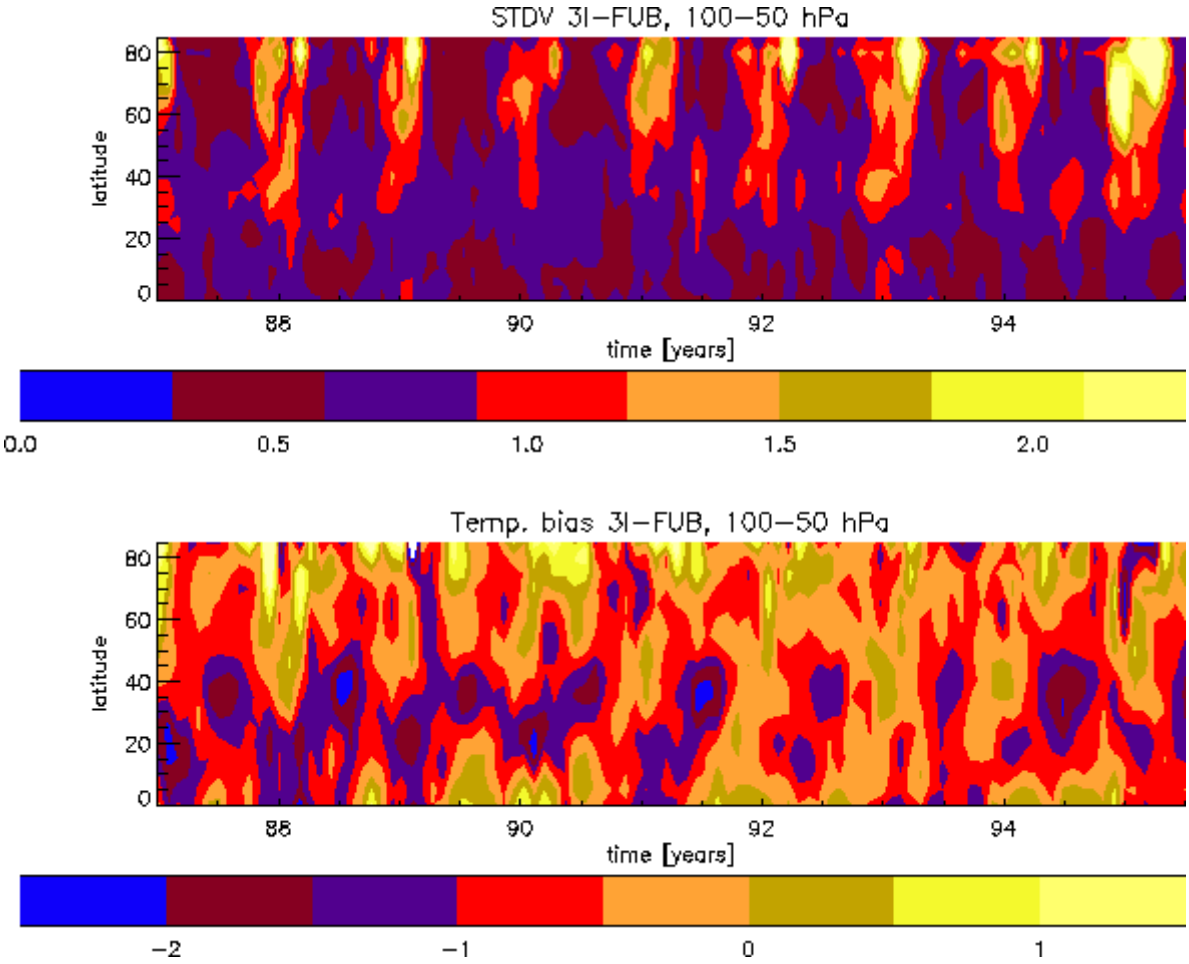

Figure 2.2. Différence entre les températures en moyenne zonale TOVS/3I et FUB (bas) et déviation standard de cette différence (haut) en fonction du temps et de la latitude nord pour la couche 100-50 hPa, la période 1987-1995, et toutes les latitudes nord (Cagnazzo *et al.*, 2000).

2.4.1 Comparaison entre les base de données indépendantes TOVS et FUB dans la basse et moyenne stratosphère

Des travaux en liaison avec des campagnes de terrain (Claud *et al.*, 1993 et 1999) ont montré que les produits des ré-analyses TOVS/3I sont généralement en bon accord avec les températures stratosphériques FUB. Des comparaisons ont ensuite été effectuées sur l'hémisphère nord en entier mais aussi séparément sur terre et sur mer et concluent qu'un meilleur accord est obtenu sur terre, où les données FUB reposent essentiellement sur les radiosondages, que sur mer, où elles reposent davantage sur les données SSU. Ces travaux ont été menés sur une période de 4 ans. Nous avons donc étendu ces analyses aux huit ans et demi disponibles.

Comme les températures FUB sont fournies par niveaux, les températures moyennes des couches atmosphériques correspondant aux données TOVS-3I ont été calculées en faisant l'hypothèse que la température varie linéairement entre les deux niveaux considérés. Les données FUB ne sont pas fournies à 70 hPa, par conséquent trois couches sont considérées : 100-50 hPa, 50-30 hPa et 30-10 hPa. De plus, comme les températures FUB à 10 hPa ne sont disponibles que pendant les mois d'hiver pour la période 1987 - 1991, les comparaisons avec les températures dans la couche 30-10 hPa sont effectuées seulement durant ces mois d'hiver sur cette période. Enfin, les comparaisons ont été effectuées sur une grille de 5 degrés de latitude par 5 degrés de longitude, qui correspond à la résolution spatiale des données FUB, et les températures TOVS-3I ont donc été échantillonnées sur cette sous-grille.

La figure 2.2 montre la différence entre les températures en moyenne zonale TOVS/3I et FUB (bas) et la déviation standard de cette différence (haut) en fonction du temps et de la latitude nord pour la couche 100-50 hPa et la période 1987-1995 (Cagnazzo *et al.*, 2000).

Le biais est généralement négatif, compris entre 0 et –2.5 K (3I inférieur à FUB), avec des valeurs plus grandes à la fin du printemps pour les latitudes autour de 40°N. Toutefois, il y a aussi une variabilité inter-annuelle et les différences sont en moyenne moins prononcées pendant la période 1992-1993, qui sont les années qui suivent l'éruption du Pinatubo. La déviation standard est maximale pour les hautes latitudes pendant les mois d'hiver, elle passe de 0.7 K à 2.5K maximum à 60°N-90°N, en relation avec la plus grande variabilité dynamique des températures dans ces régions pendant cette période. En été, les valeurs de la déviation standard restent plus homogènes et moins dépendantes de la latitude. La structure des déviations standard pour les couches 50-30 hPa et 30-10 hPa (figures 2.3 et 2.4 respectivement) est similaire à celle présentée dans la figure 2.2, avec des valeurs plus grandes pour la couche 30-10 hPa.

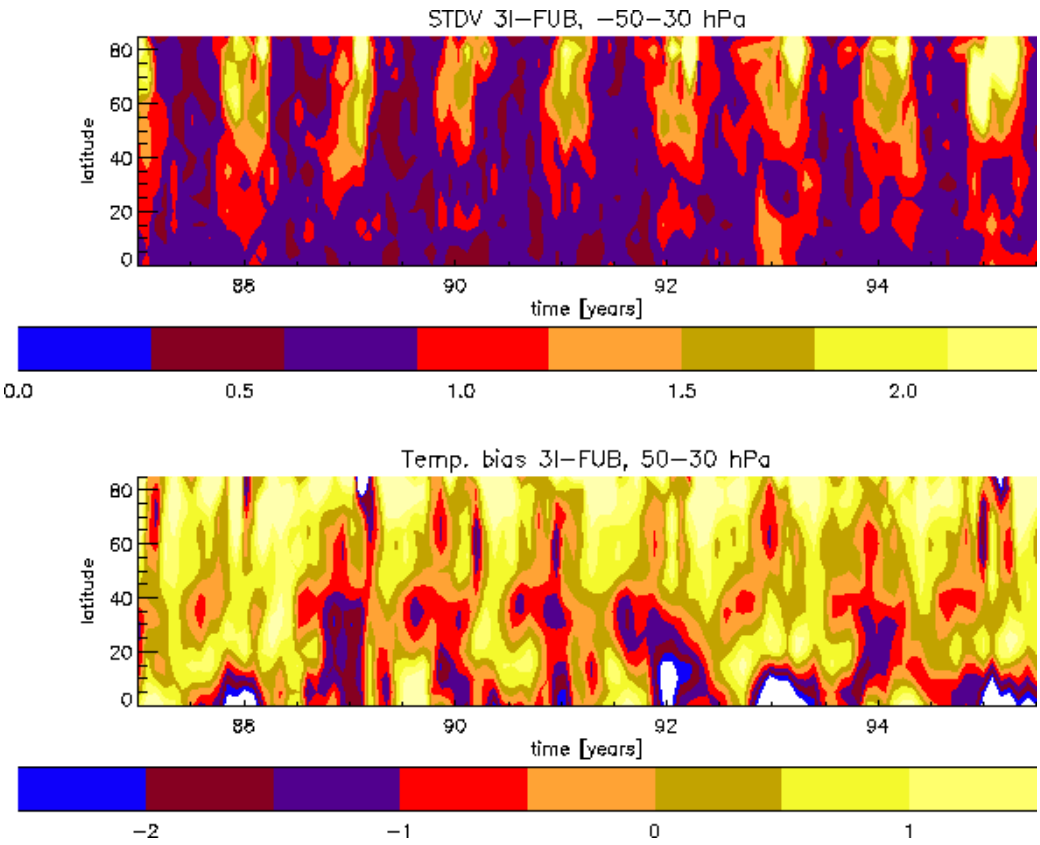

Figure 2.3. Comme la figure 2.2 mais pour la couche 50-30 hPa.

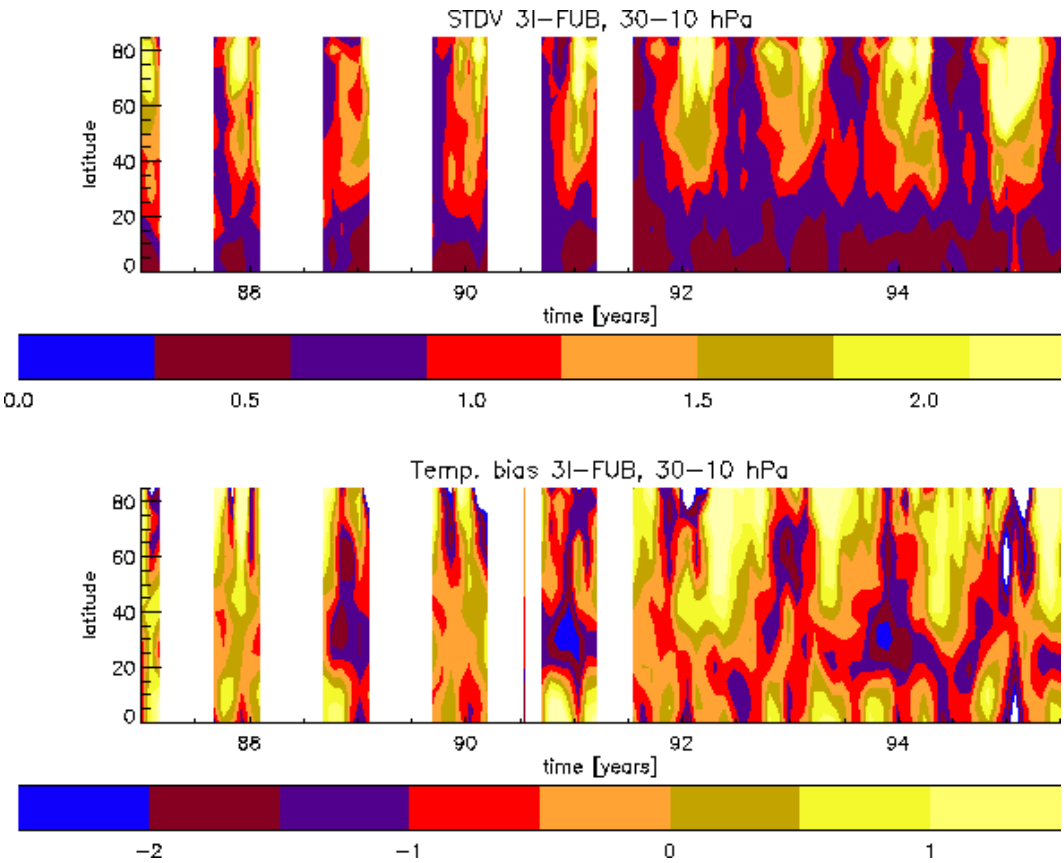

Figure 2.4. Comme les figures 2.2 et 2.3, mais pour la couche 30-10 hPa.

Les couches 50-30 hPa (figure 2.3) et 30-10 hPa (figure 2.4) aux moyennes latitudes sont caractérisées par un biais inférieur à 1.5 K en valeur absolue et une déviation standard inférieure à 1.7K, mais qui augmente pendant l'hiver ; les biais les plus importants sont observés pour la couche 50-30 hPa dans les régions tropicales et subtropicales pendant l'hiver (biais négatifs compris entre -1K et -1.5K) et aux hautes latitudes (biais positifs, + 1K).
Les valeurs de la déviation standard (moins de 2.5 K) et du biais (dans l'intervalle –3 ; 2 K) démontrent le bon accord global entre ces deux jeux de données indépendantes ; ces valeurs montrent aussi la continuité des températures TOVS/3I, indépendamment du satellite (NOAA-10 jusqu'en août 1991 et NOAA-12 ensuite).

Nous allons maintenant détailler davantage les différences en fonction de la période de l'année.

La différence (3I-FUB) pour la couche 50-30 hPa pendant l'hiver (janvier – février – mars) et l'été (juin – juillet - août) en fonction de la latitude Nord pour tous les points de grille (figure 2.5) est en général croissante avec la latitude pendant l'hiver; la figure 2.5 révèle aussi que la variabilité y est bien plus marquée pendant l'hiver que pendant l'été.

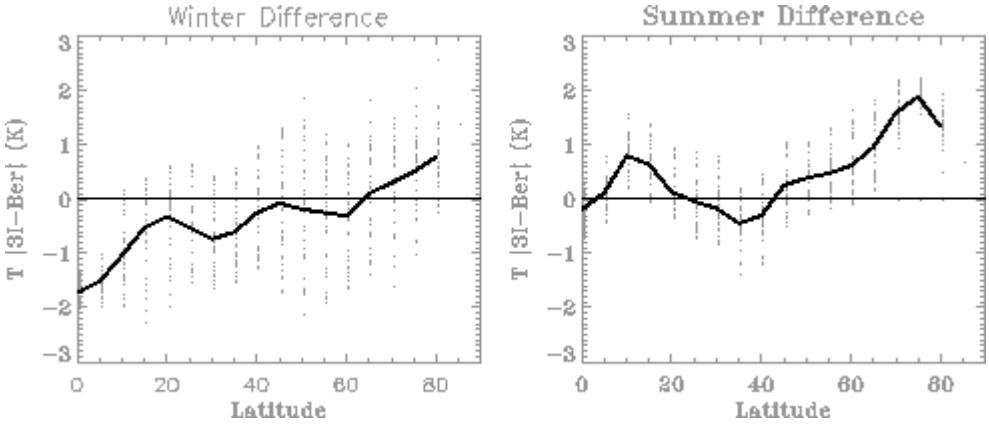

Figure 2.5. Différence (TOVS/3I moins FUB) pendant l'hiver (janvier – février – mars, gauche) et l'été (juin – juillet – août, droite) en fonction de la latitude Nord pour la couche 50-30 hPa et tous les points de grille.

La figure 2.6 présente la structure latitudinale de la température moyenne de la couche 100-50 hPa pour les bases TOVS/3I (courbe continue) et FUB (courbe en pointillés) pour les mois de janvier, avril, juillet et octobre ; cette figure sera reprise lorsque l'on effectuera la comparaison entre les observations et les sorties du modèle de circulation générale dans le chapitre 5.
Les figures 2.7-2.9 représentent la différence entre les deux courbes pour les trois couches. On observe que :

le biais est toujours inférieur à 2.5 K en valeur absolue et souvent inférieur à 1 K ;

aux basses latitudes, le biais est presque toujours négatif pour toutes les couches et les saisons (sauf Octobre pour 30-10 hPa et Juillet pour 50-30 hPa où la température TOVS/3I est plus chaude que la température FUB) ;

les températures TOVS/3I sont généralement plus froides que les températures FUB pour toutes les latitudes et saisons pour la couche 100-50 hPa (biais presque toujours négatif) ;

les températures TOVS/3I sont plus chaudes que les températures FUB aux hautes latitudes pour toutes les saisons pour la couche 50-30 hPa.

en avril, les températures TOVS/3I sont plus chaudes que les températures FUB aux hautes latitudes et pour toutes les couches.

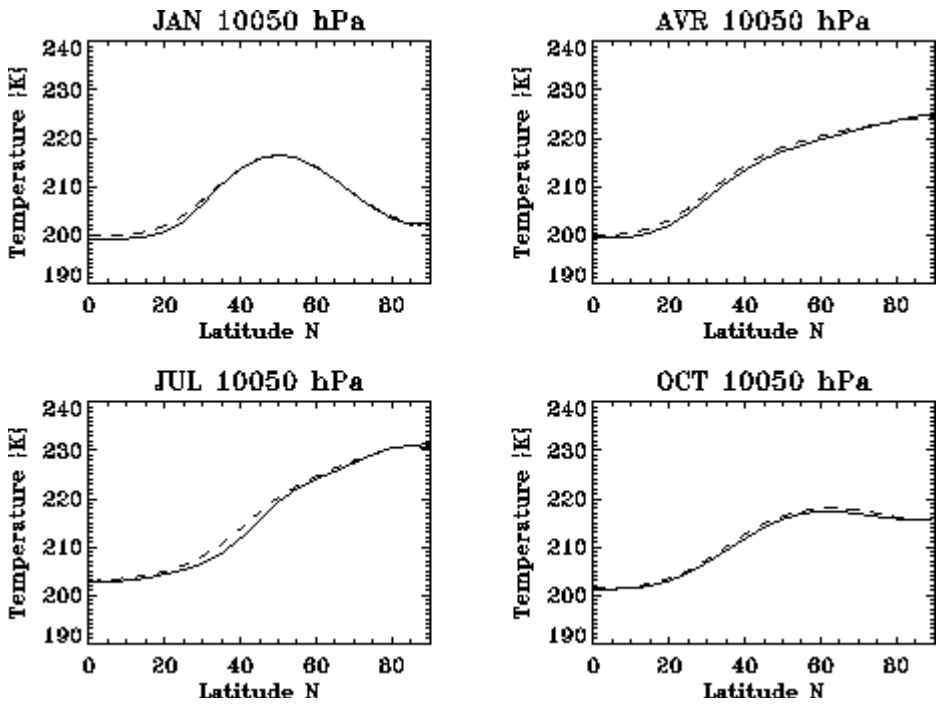

Figure 2.6. Structure latitudinale de la température moyenne de la couche 100-50 hPa pour les bases TOVS/3I (courbe continue) et FUB (courbe en pointillés) pour les mois de janvier (en haut à gauche), avril (en haut à droite), juillet (en bas à gauche) et octobre (en bas à droite)

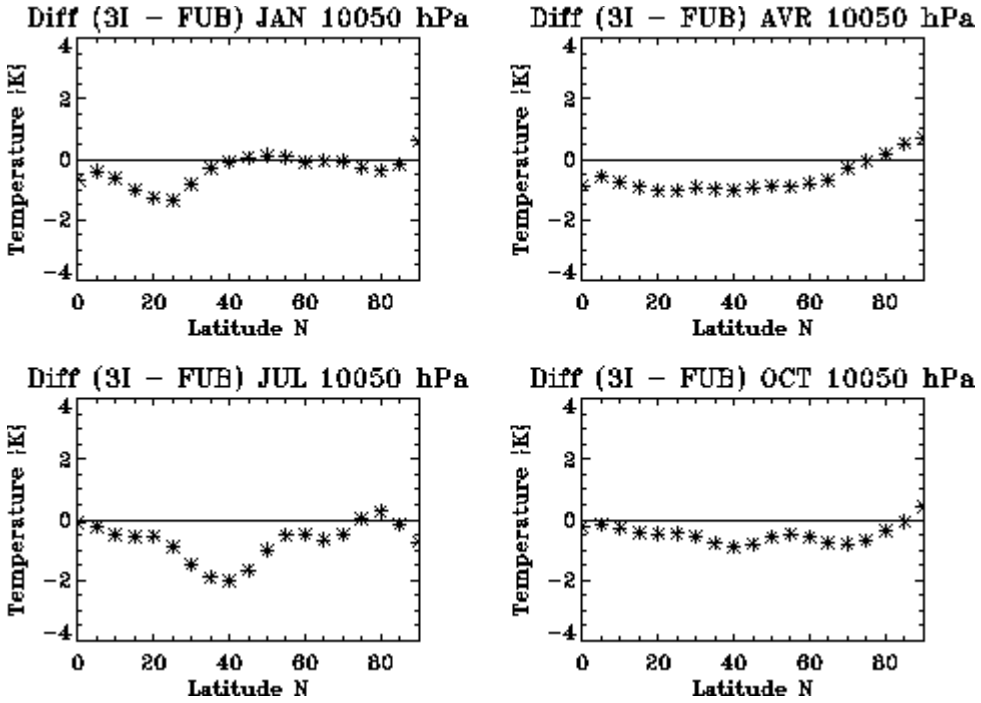

Figure 2.7. Structure latitudinale de la différence entre la base TOVS/3I et FUB à 100-50 hPa pour les mois de janvier, avril, juillet et octobre.

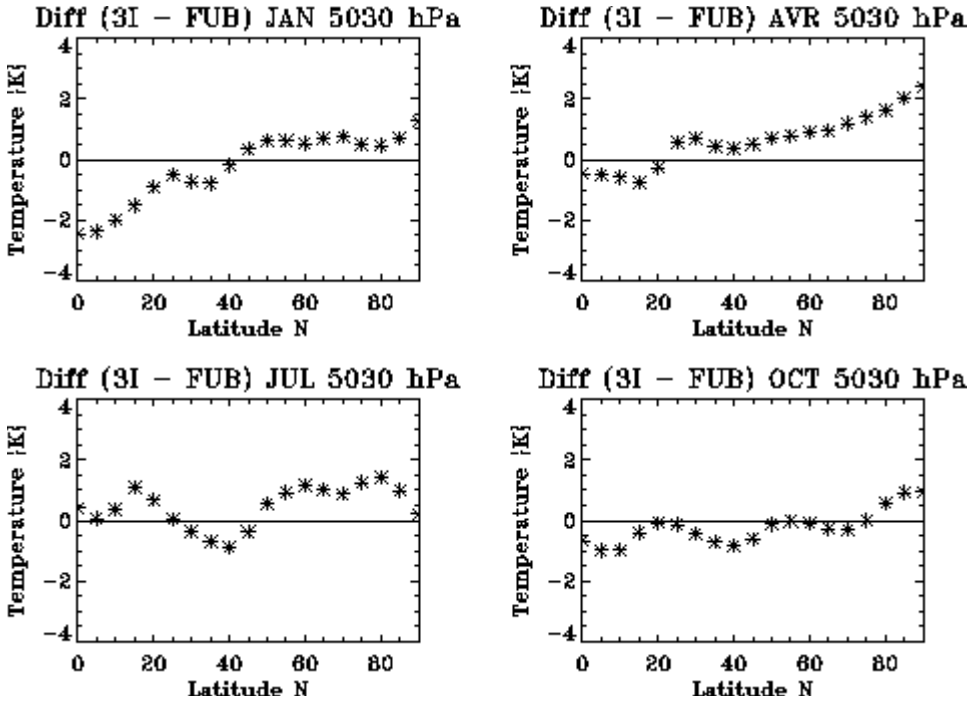

Figure 2.8. Comme la figure 2.7, mais pour la couche 50-30 hPa.

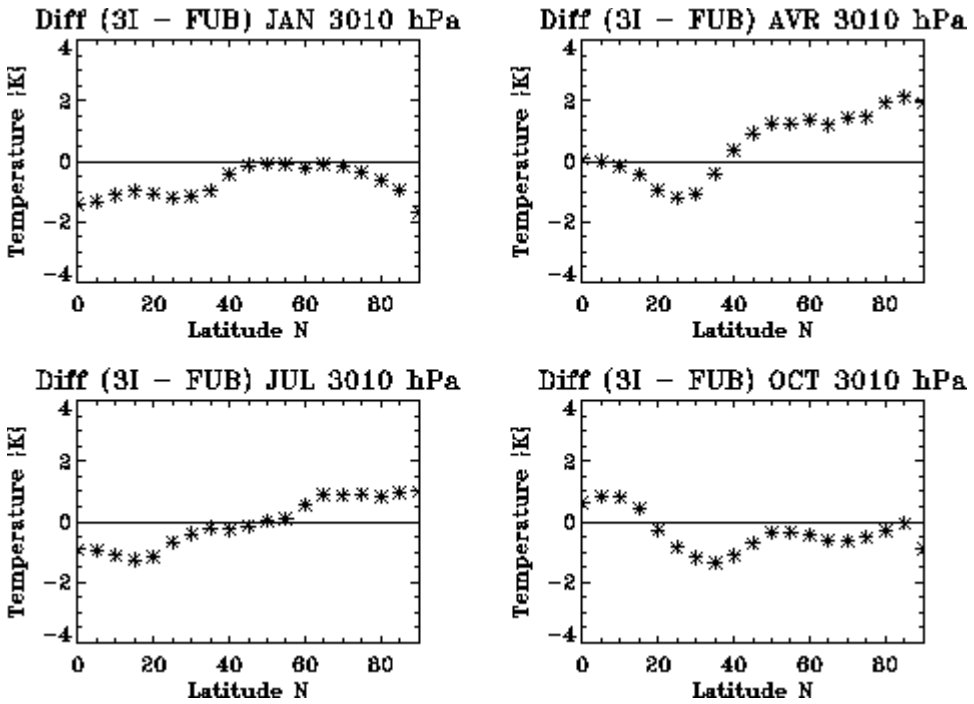

Figure 2.9. Comme pour la figure 2.7, mais dans la couche 30-10 hPa.

La figure 2.10 montre le cycle saisonnier, en fonction des mois, des températures FUB et TOVS/3I à 20°N, 40°N, 60°N, 80°N pour la couche 100-50 hPa. La figure montre un bon accord général entre les deux jeux de données, avec un cycle saisonnier plus marqué à 80°N (maximum en juin et juillet). Cette figure sera aussi reprise lorsque l'on effectuera la comparaison entre les observations et les sorties du modèle de circulation générale dans le chapitre 5.

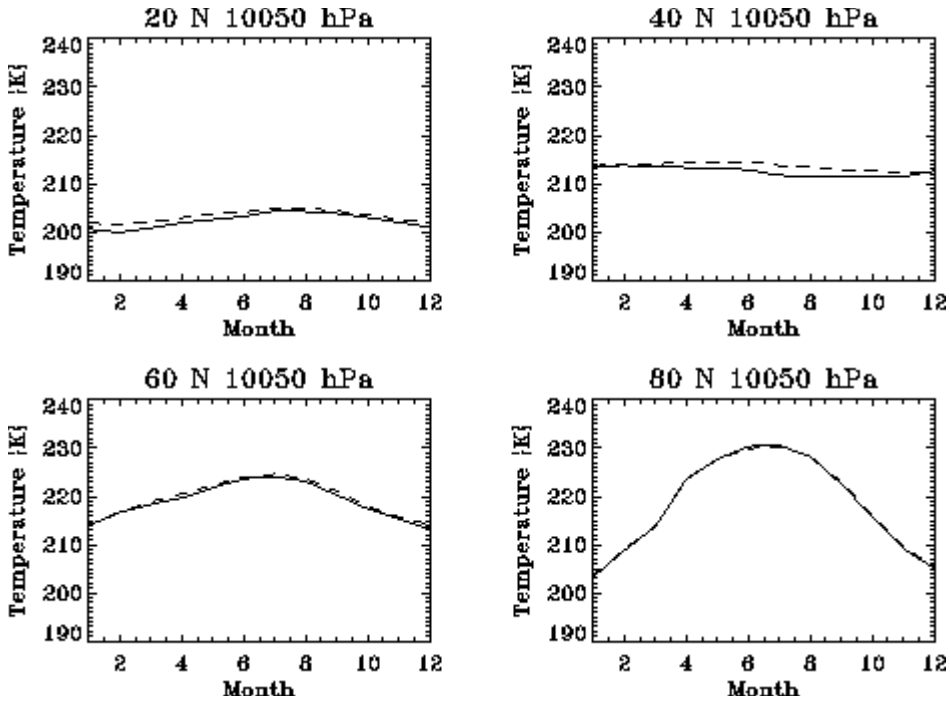

Figure 2.10. Evolution annuelle des températures TOVS/3I (courbe continue) et FUB (courbe en pointillés) à 20°N, 40°N, 60°N, 80°N pour la couche 100-50 hPa.

Les figures 2.11-2.13 présentent les différences TOVS/3I – FUB en fonction du mois et pour les quatre mêmes latitudes. Le biais à 100-50 hPa (figure 2.11) est :

- négatif tous les mois à 20°N et 40°N (il est compris entre 0 et –2.5 K ; maximum en janvier, février, mars à 20°N et en juin, juillet, août à 40°N)

- négatif ou nul à 60°N et 80°N, sauf en juin, juillet à 80°N où le biais est positif (0.5 K).

- Il présente un cycle annuel à 40°N.

Le biais pour la couche 50-30 hPa (figure 2.12) est positif à 60°N et 80°N, où il atteint sa valeur maximale (2.5K) ; pour la couche 30-10 hPa (figure 2.13), il est négatif à 20°N et il atteint la valeur maximale de 3K à 80°N en mai. Nous notons enfin que la différence en

fonction de la saison présente plus de variabilité à 80°N pour les couches 50-30 hPa et 30-10 hPa que pour la couche 100-50 hPa.

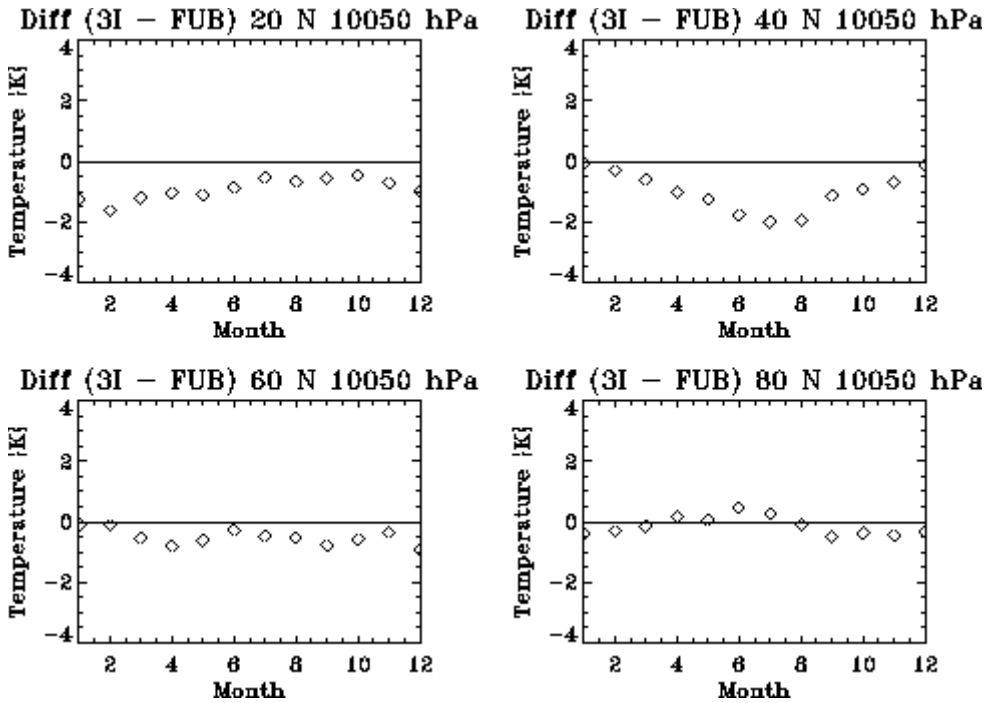

Figure 2.11. Cycle saisonnier de la différence des températures TOVS/3I et FUB à 20°N, 40°N, 60°N, 80°N pour la couche 100-50 hPa.

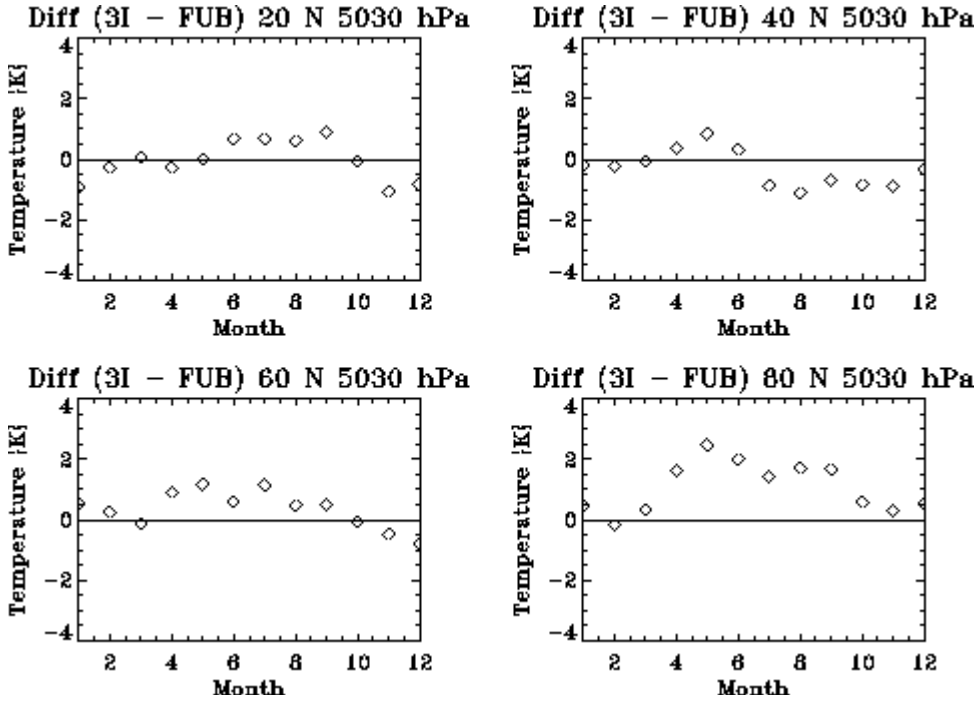

Figure 2.12. Comme pour la figure 2.11, mais pour la couche 50-30 hPa.

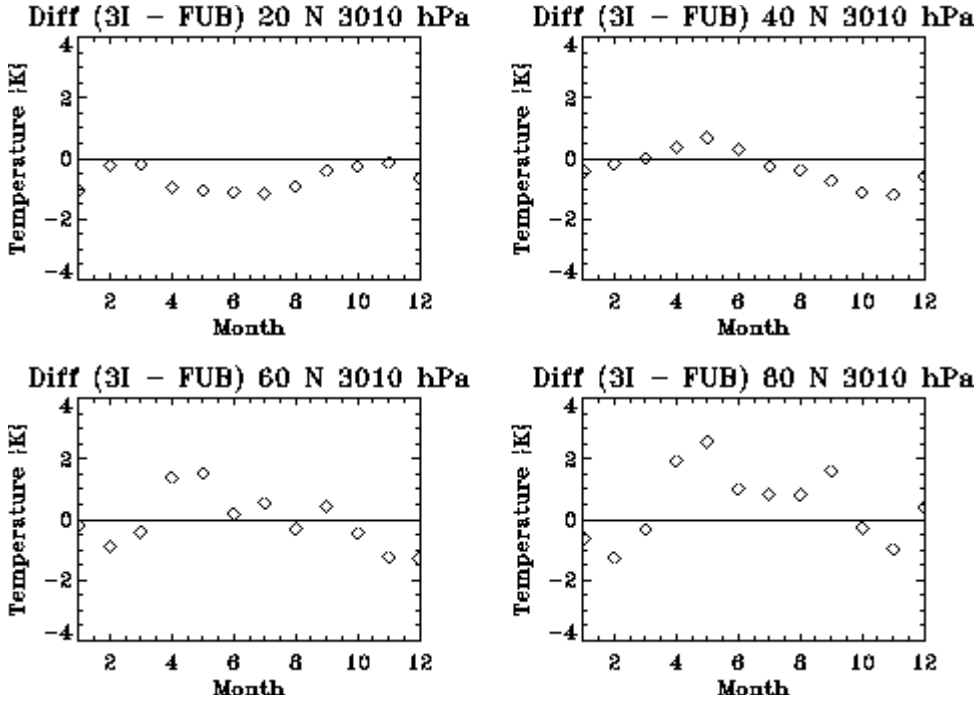

Figure 2.13. Comme pour la figure 2.11, mais pour la couche 30-10 hPa.

2.4.2 Comparaison FUB - SSU/MSU dans la basse stratosphère

Pour effectuer des comparaisons entre FUB et SSU/MSU dans la basse stratosphère, nous avons calculé les anomalies mensuelles de la température dans 4 régions : Globe (70°S-70°N), hémisphère nord (0°-70°N), hémisphère sud (0°-70°S), Tropiques (0°-30°N). Les anomalies mensuelles sont obtenues en effectuant la différence entre la température d'un mois donné et la température moyenne de ce mois sur la période 1979-1999 ; cette température moyenne a été calculée en excluant les périodes post-volcaniques (d'avril 1982 à septembre 1983 pour l'éruption de El Chichon et de juin 1991 à septembre 1993 pour celle du Pinatubo). Pour les données FUB, on n'a considéré que l'hémisphère nord.

La figure 2.14 représente les séries temporelles des anomalies de température FUB au niveau 50 hPa pour l'hémisphère nord et SSU pour le canal 15X, centré à 50 hPa, pour l'hémisphère nord et pour la région 70°S-70°N (courbe globale). Les séries temporelles des anomalies incluent encore toute la variabilité naturelle plus une tendance à long terme. Les deux premières courbes en moyenne de l'hémisphère nord sont en bon accord et bien corrélées (0.82, voir tableau 2.4). La troisième, moyenne globale, est plus lissée que les autres mais elle présente le même évolution. De plus, le réchauffement qui a suivi les éruptions volcaniques est bien visible sur les deux bases de données, en moyenne de l'hémisphère nord (FUB et SSU) et en moyenne globale (SSU).

La figure 2.15 représente les anomalies de température du canal SSU 15X et les anomalies FUB à 50 hPa dans la région tropicale (30°S-30°N) pour SSU et 0-30°N pour FUB.
Les deux séries varient en phase et leur comportement est cohérent (corrélation 0.83 ; voir tableau 2.4). La région considérée est dominée par la variabilité inter-annuelle qui est associée à l'oscillation quasi-biennale, dont l'effet est plus visible pour les températures FUB (comme l'on verra dans le chapitre 3).
La variabilité des séries temporelles FUB et SSU peut être observée sur la figure 2.16 qui représente les déviations standard des anomalies pour les deux bases de données en moyenne globale (en haut, à gauche), dans la région tropicale (en haut, à droite), dans l'hémisphère nord (en bas, à gauche) et dans l'hémisphère sud (en bas, à droite).

Les conclusions que nous en tirons sont les suivantes :

la variabilité est plus grande dans la couche (pour SSU) et au niveau (pour FUB) 50 hPa que dans la couche/niveau inférieure (100 hPa pour FUB et 90 hPa pour MSU);

c'est la région tropicale qui montre le plus de variabilité;

FUB à 100hPa est moins variable que MSU (NH et Tropiques).

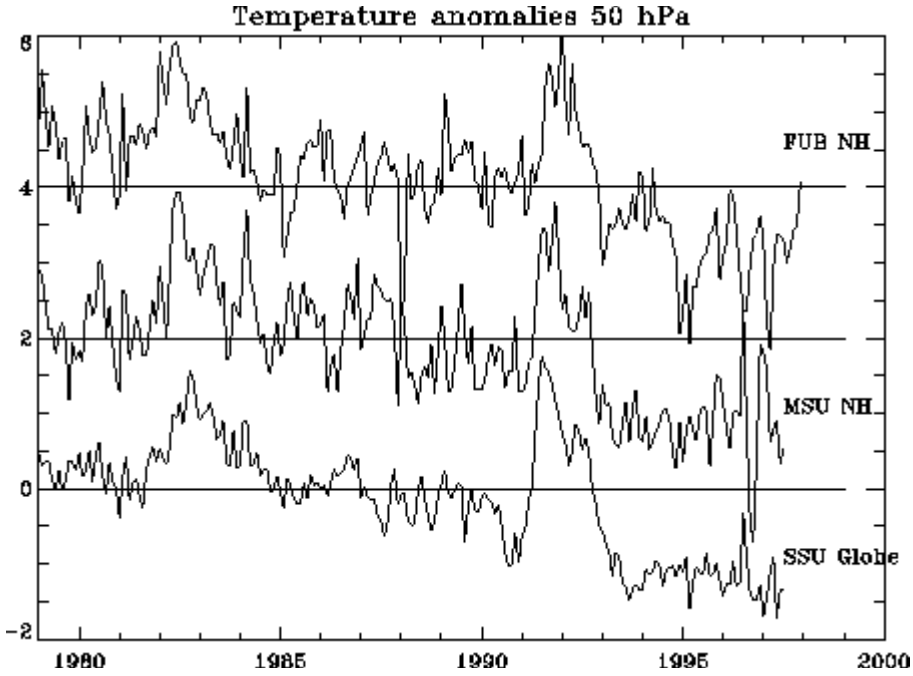

Figure 2.14 Séries temporelles des anomalies de température FUB au niveau 50 hPa pour l'hémisphère nord (première courbe), MSU/SSU pour le canal 15X, centré à 50 hPa, pour l'hémisphère nord (deuxième courbe) et SSU pour la région 70°S-70°N (troisième courbe).

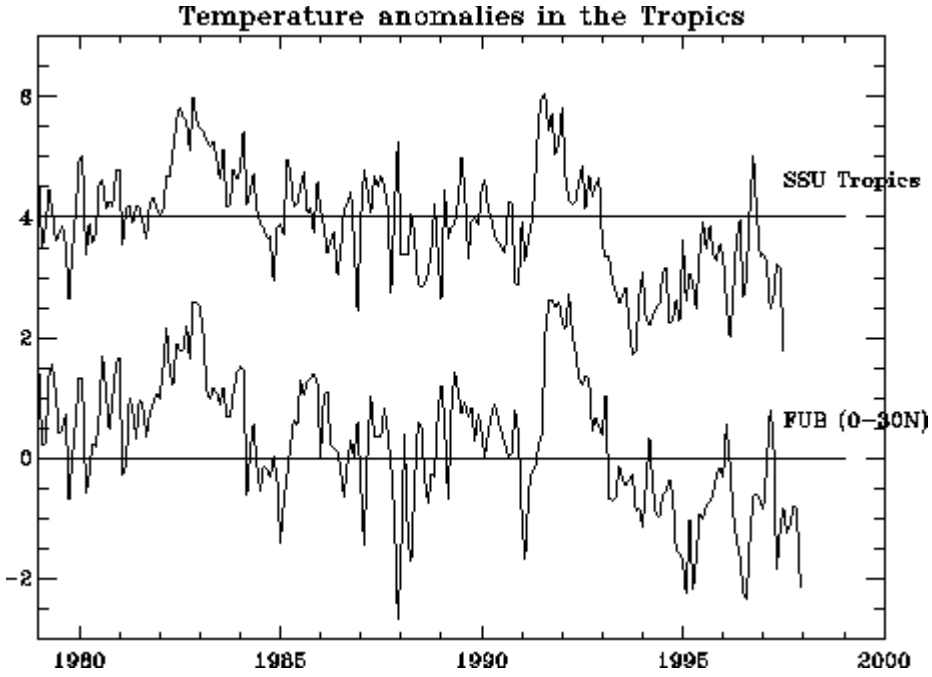

Figure 2.15. Anomalies de température du canal SSU 15X dans la région tropicale (30°S-30°N, première courbe) et anomalies FUB à 50 hPa (0-30°N, seconde courbe).

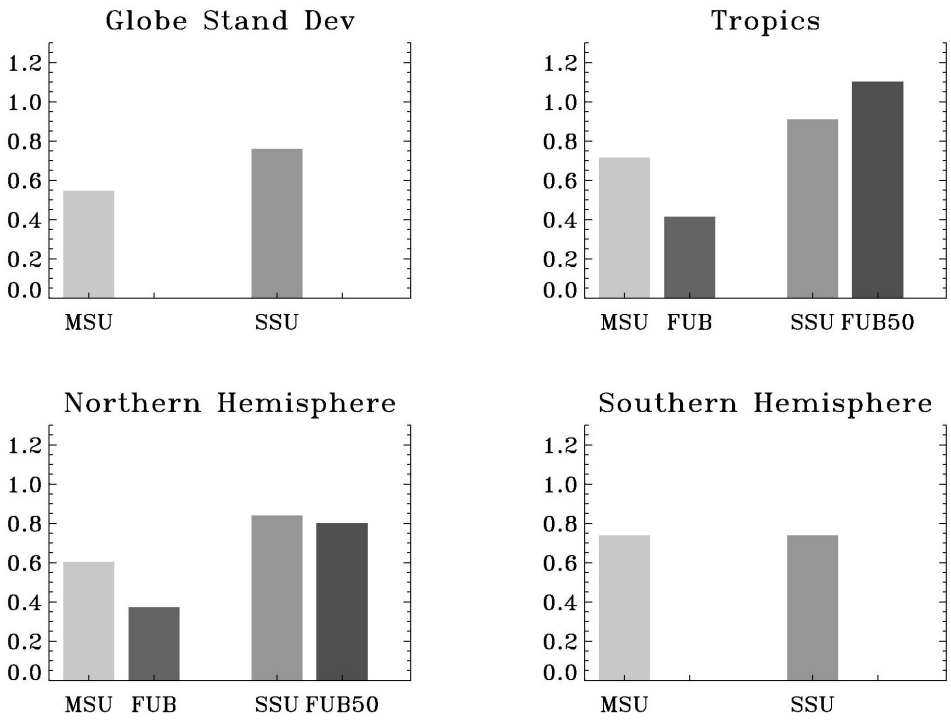

Figure 2.16 Déviations standard des anomalies pour les deux bases de données :

- en moyenne globale (en haut, à gauche) à 90hPa (MSU) et 50 hPa (SSU)
- dans la région tropicale (en haut, à droite) pour la base FUB à 100 hPa, FUB à 50 hPa, MSU à 90 hPa et SSU à 50 hPa
- dans l'hémisphère nord (en bas, à gauche)
- dans l'hémisphère sud (en bas, à droite)

Le Tableau 2.4 montre les corrélations croisées entre SSU 15X et FUB 50 hPa pour l'hémisphère nord et les Tropiques. Ces deux séries temporelles sont plutôt bien corrélées, les comparaisons effectuées par ailleurs entre des jeux de données satellitaires et de radiosondages montrant en général des corrélations plutôt faibles dans la stratosphère, de l'ordre de 0.4 ou 0.5 (Seidel *et al.*, 2004).

Corrélation Croisée	SSU NH	SSU Tropiques
FUB NH	0.82	-
FUB Tropiques	-	0.83

Tableau 2.4. Corrélations croisées entre SSU 15X et FUB 50 hPa dans l'hémisphère nord est les Tropiques

Le Tableau 2.5 montre enfin les auto-corrélations « lag 1 »[3] des séries temporelles SSU 15X et FUB à 50 hPa. Les auto-corrélations varient de 0.77 aux Tropiques à 0.93 en moyenne globale, à la différence des séries des anomalies de température dans la troposphère, qui montrent des auto-corrélations de l'ordre de 0.5 (Seidel *et al.*, 2004). La haute auto-corrélation dans la stratosphère est associée aux fortes tendances négatives des séries temporelles et celle aux Tropiques au signal de la QBO. Pour effectuer des calculs de tendances à long terme, il faut tenir compte des auto-corrélations des séries dans la méthode d'analyse. Ces mêmes auto-corrélations diminuent si l'on élimine des séries temporelles une tendance linéaire et aussi les signaux inter-annuels associés à la QBO, l'ENSO, l'AO et les éruptions volcaniques, comme on le montrera dans le chapitre 3.

	SSU 15X	FUB 50 hPa
Tropiques	0.77	0.77
Hémisphère Nord	0.82	0.76
Hémisphère Sud	0.84	-
Globe	0.93	-

Tableau 2.5. Auto-corrélations « lag 1 » des séries temporelles SSU 15X et FUB à 50 hPa

2.5 La méthode d'analyse

Pour étudier la variabilité de la température stratosphérique ainsi que pour isoler une tendance à long terme, nous avons effectué une analyse basée sur des régressions multi-paramétriques aux moindres carrés (AMOUNTS, Adaptative Model for Unambiguous Trend Survey ; Hauchecorne *et al*.,1991 et Keckhut *et al.*, 1995).
Le modèle de régression utilisé au cours de ce travail est le suivant :

$$T(t) = m + S_t + A\ trend + B\ solar + C_1\ QBO_{45} + (C_2\ QBO_d) + D\ ENSO + F\ AO + N_t \qquad (2.1)$$

Où, pour chaque point de grille, on cherche à déterminer la valeur des coefficients A, B, C_1, C_2, D, F et :

$T(t)$ est la température du mois t,

m est un terme constant,

[3] L'auto-corrélation "lag 1" est la corrélation entre une série temporelle et la même série décalée d'une unité temporelle, dans notre cas un mois.

S_t est une composante saisonnière qui inclut des termes annuels, semi-annuels et ter-annuels de la forme suivante :

$$\sum_{h=1}^{3}\left[\alpha_h \sin\left(\frac{2\pi}{12}ht\right)+\beta_h \cos\left(\frac{2\pi}{12}ht\right)\right] \tag{2.2}$$

Les termes A et B incluent une variation annuelle et semi-annuelle ($A = A_0 + A_1 sin(ft) + A_2 cos(ft) + A_3 sin(2ft) + A_4 cos(2ft);\ f=2\pi/12$),

trend est une tendance linéaire,

QBO_{45} est la série temporelle du vent équatorial zonal à 45 hPa,

solar est le flux solaire à 10.7 cm,

ENSO est l'indice *SOI* standardisé (« Southern Oscillation Index »)

AO est l'indice de l'Oscillation Arctique

N_t est le terme residu

Le nombre maximal de paramètres à estimer est donc de 21.

Un terme de QBO déphasée (QBO_d) peut être introduit dans l'équation 2.1 pour déterminer la phase de la réponse de la température à l'oscillation de la QBO. Ceci est effectué en décalant la QBO à 45 hPa de 7 mois, de façon à ce que QBO_{45} et QBO_d définissent un espace de phase où l'amplitude et l'angle de phase de chaque vecteur (flèche rouge sur la figure 2.17) représentent respectivement l'amplitude et la phase de l'effet de la QBO sur la température.

L'amplitude C et la phase ψ sont définies en coordonnées polaires par :

$$C = (C_1^{\ 2} + C_2^{\ 2})^{1/2} \qquad \psi = \frac{1}{2\pi}\arctan\left(\frac{C_2}{C_1}\right)$$

Le fait de choisir un retard de phase de 7 mois est équivalent à prendre le vent équatorial à un niveau différent (par exemple 10 hPa), sauf que les deux vecteurs se rapprochent plus de l'orthogonalité que les vents à deux niveaux différents. Dans l'espace des phases, ceci correspond à un rapprochement des points sur un cercle (voir figure 2.17).

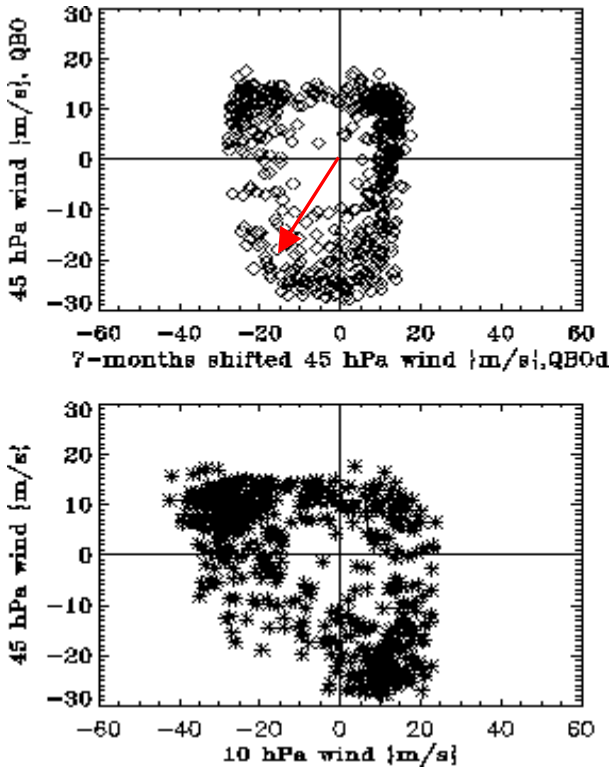

Figure 2.17. (a) Vent équatorial désaisonnalisé à 45 hPa en fonction du même vent décalé de 7 mois. (b) Vent équatorial désaisonnalisé à 45 hPa en fonction du vent désaisonnalisé à 10 hPa. La flèche représente le vecteur distance de l'origine. Son amplitude et sa phase représentent l'amplitude et la phase de la réponse de la température à la QBO.

Une méthode alternative consiste à reconstruire deux indices de QBO orthogonaux à travers le calcul des Fonctions Empiriques Orthogonales (EOF) de la matrice de corrélation des vents zonaux aux niveaux considérés (Wallace *et al.*, 1993). La structure verticale des deux premiers modes des EOF (EOF1 et EOF2), calculés à partir des séries temporelles des vents équatoriaux définis entre 70 hPa à 10 hPa, est représentée sur la figure 2.18a. Ces deux premiers modes expliquent plus de 95% de la variance de la QBO. Le premier mode (courbe noire continue en figure 2.18a) montre la corrélation négative entre les vents à 10 hPa et 70 hPa ; le deuxième mode (courbe noire en tireté) reproduit la variabilité des niveaux moyens (figure 2.18 en bas à gauche et en haut à droite). La figure 2.18b représente la série temporelle des coefficients normalisés de l'EOF1 en fonction des coefficients de l'EOF2 (c'est-à-dire la projection de la matrice des vents équatoriaux sur les vecteurs propres). Ces deux séries temporelles sont orthogonales ; chaque orbite représente un cycle entier de QBO. La figure 2.18c montre ces mêmes coefficients, dans le cas où les séries des vents équatoriaux de départ sont lissées (avec une moyenne glissante de 5 mois). Les deux premiers modes, dans le cas des séries lissées, sont représentés sur la figure 2.18a (courbes rouges). La figure 2.18c montre le diagramme équivalent de celui représenté sur la figure 2.17b.

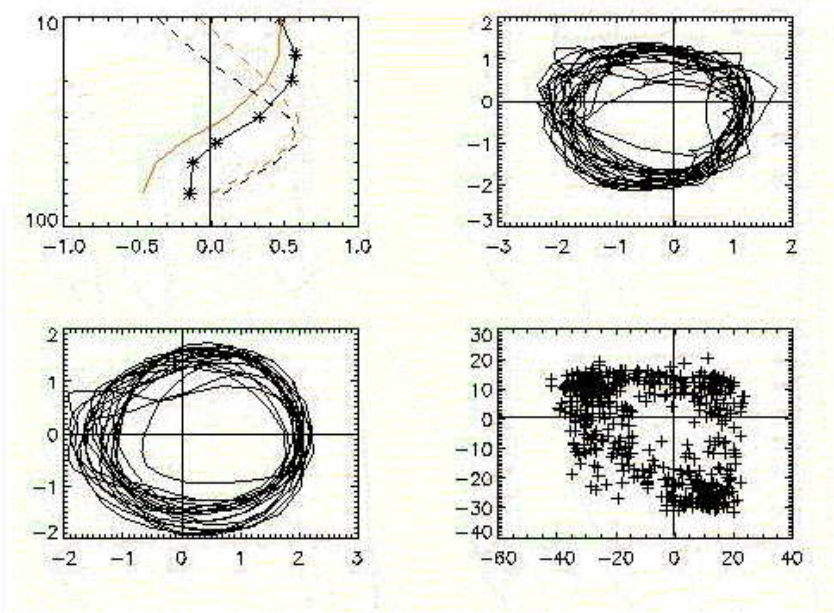

Figure 2.18 a) Premiers modes de variabilité des vents équatoriaux à 7 niveaux en fonction de l'altitude ; courbe noire continue pour l'EOF1, courbe noire en tireté pour l'EOF2. Les courbes grises sont les mêmes modes dans le cas où les séries des vents sont lissés avec une moyenne glissante de 5 mois. b) séries temporelles des coefficients de l'EOF1 en fonction des coefficients de l'EOF2. c) comme b), dans le cas où les séries des vents sont lissés avec une moyenne glissante de 5 mois. d) comme figure 2.17b.

Les deux séries temporelles *EOF1(t)* et *EOF2(t)* orthogonales, représentées sur la figure 2.18, pourraient être utilisées à la place des séries QBO_{45} et QBO_d pour calculer la phase et l'amplitude de l'effet de la QBO sur la température stratosphérique. Nous avons toutefois privilégié la première approche (décalage de 7 mois) pour sa facilité de mise en œuvre.

L'estimation des erreurs dans AMOUNTS est effectuée en tenant en compte du fait que deux mesures successives peuvent être dépendantes ; en effet, comme on a vu dans le dernier paragraphe, les séries temporelles mensuelles de la température dans la stratosphère sont fortement auto-corrélées. Un facteur qui tient compte de cette dépendance est inclus dans le calcul de l'erreur (Frederick, 1984) :

$$\sigma = \sigma_r \cdot \left(\sqrt{\frac{(1+\Phi)}{(1-\Phi)}} \right) \qquad (2.3)$$

où :

σ_r est la variance et Φ est l'auto-corrélation des résidus.

le terme résidu dans l'Eq. 2.1 est *Nt* ; il inclut toute la variabilité qui n'est pas considérée dans la paramétrisation des processus physiques. Nous avons vérifié que ce terme est bien représenté par un processus autorégressif d'ordre 1, *AR(1)* :

$$N_t = \Phi\, N_{t-1} + e_t \qquad (2.4)$$

où e_t sont des variables aléatoires ayant zéro pour valeur moyenne et la même variance σ^2_e. La propriété *AR(1)* implique que le terme au temps *t* (N_t) est dépendant de celui au temps précédent (N_{t-1}). Nous supposons en outre que l'auto-corrélation Φ satisfait à la condition $-1 < \Phi < 1$. Une valeur positive de Φ indique la présence d'une variabilité naturelle à long terme dans la série temporelle.
Lorsque l'hypothèse *AR(1)* est satisfaite, la série de variables aléatoires e_t peut être considérée comme un bruit blanc. Une façon de tester cette hypothèse est de vérifier que les éléments de la série e_t ne sont pas auto-correlés. Cette procédure est connue sous le nom de test statistique dit de « portemanteau », réalisé sur les *K* premières auto-corrélations du bruit e_t (Box et Jenkins, 1989, chapitre 8, pp. 290-293). Une fois défini l'ordre *K*, on teste l'hypothèse nulle H_0 :
$r_k = 0$, $k \leq K$, où r_k sont les *K* premières auto-corrélations de la séries e_t[4].

L'analyse est effectuée indépendamment pour chaque point de grille. Puis, pour tenir compte de la corrélation spatiale entre les séries temporelles dans le calcul de la significativité, une simulation de type Monte Carlo est effectuée suivant la méthode robuste de Livezey et Chen (1983).
La méthode AMOUNTS, plus puissante qu'une simple corrélation et différente des méthodes d'analyse spectrale, présente de nombreux avantages ; d'abord, elle permet d'utiliser la base de données en entier à la différence des méthodes d'analyses composites qui demandent de travailler avec des sous-ensembles temporels. Ce point est crucial pour des études climatologiques qui reposent idéalement sur des bases de données qui soient les plus longues possible. De plus, il s'agit d'une méthode flexible car les expériences peuvent être facilement conduites en incluant ou non (en imposant leurs valeurs égales à zéro) un ou plusieurs éléments de forçage ; cela permet de comparer directement les résultats de différentes expériences. Enfin, il est possible à travers l'étude du terme de résidu (voir équation 2.4) d'estimer l'impact d'un élément donné de forçage dans l'analyse. En revanche, dans cette méthode, il faut que les séries temporelles des éléments de forçage soient décorrélées et orthogonales, pour que les résultats soient non-ambigus. Comme nous le verrons dans le chapitre 3, cette hypothèse est vérifiée de façon satisfaisante sur les indices du forçage pour les vingt années considérées.

---

[4] En général pour un processus ARMA(p, q) « AutoRegressive Moving Average » (AR(1) est un processus ARMA avec p=1, q=0), la statistique de ce test est: $Q_K = T(T+2)\sum_{k=1}^{K}\frac{r_k^2}{T-k} \xrightarrow[T\to\infty]{} \chi^2(K-p-q)$

2.6 Choix d'une indice de QBO, ENSO, AO et Solaire

La série de référence de la QBO est la moyenne mensuelle du vent équatorial à 45 hPa (figure 2.19b ; vents fournis par B. Naujokat, FUB). La série temporelle a été normalisée par la valeur moyenne de l'amplitude de la QBO (40 m/s). Nous choisissons comme deuxième indice la QBO à 45 hPa décalée de 7 mois. Ceci nous permet d'associer à la réponse de la température une amplitude et une phase, de nous affranchir du choix du niveau et tenir compte de la propagation verticale de la QBO dans le but d'évaluer la réponse de la température à ce forçage dans toute la stratosphère.
Il existe plusieurs indices ENSO : pour notre part, nous avons utilisé le SOI (Southern Oscillation Index ; Kiladis et Van Loon, 1988) combiné à un indice d'anomalie de Température de Surface de l'océan (SST) dans le Pacifique tropical oriental. L'indice SOI standard (figure 2.19c) est défini comme la différence centrée réduite de la pression au niveau de la surface de la mer entre Tahiti et Darwin (Australie) ; les événements ENSO sont caractérisés par une valeur négative de l'indice SOI (Kiladis et Van Loon, 1988).
Pour l'indice AO, nous avons considéré la définition de Thompson et Wallace (1998): l'indice AO est défini comme la série temporelle centrée réduite calculée à partir de l'EOF principale des pressions de surface entre 20°N et 90°N (figure 2.19d).
Le flux solaire à 10.7 cm, reporté sur la figure 2.19a, a été utilisé comme indice de la variabilité solaire. En effet, le flux à 10.7 cm est bien corrélé avec le cycle à 11 ans des taches solaires. Cet indice a été normalisé par la valeur moyenne du flux pendant la période d'analyse considérée.
Ajoutons à ceci que comme les éruptions volcaniques majeures ont un effet sur le bilan radiatif et la température stratosphérique, notre analyse a été conduite sur une période restreinte aux années où le niveau des aérosols en stratosphère est « climatologique ». Les mesures satellitales et au sol indiquent toutes que la charge d'aérosols peut être considérée comme perturbée entre avril 1982 et septembre 1983 pour l'éruption de El Chichon (avril 1982) et entre juin 1991 et septembre 1993 pour l'éruption du Pinatubo (juin 1991).

L'ensemble des mesures TOVS couvre la période de 1987 à 1995 qui inclut 3 oscillations de QBO, 2 événements ENSO intenses (1987 et 1992), et l'éruption du volcan Pinatubo. La période analysée correspond à un maximum de cycle solaire de 11 ans sans en couvrir la totalité.
L'analyse des bases de données FUB et SSU/MSU inclut les températures globales de 1979 à 2000/1998 respectivement. Pendant cette période il est possible d'analyser la variabilité de la température sur 6 oscillations de QBO, 4 événements ENSO chauds (Horel et Wallace, 1981), 2 cycles solaires et l'éruption des volcans El Chichon et Pinatubo.

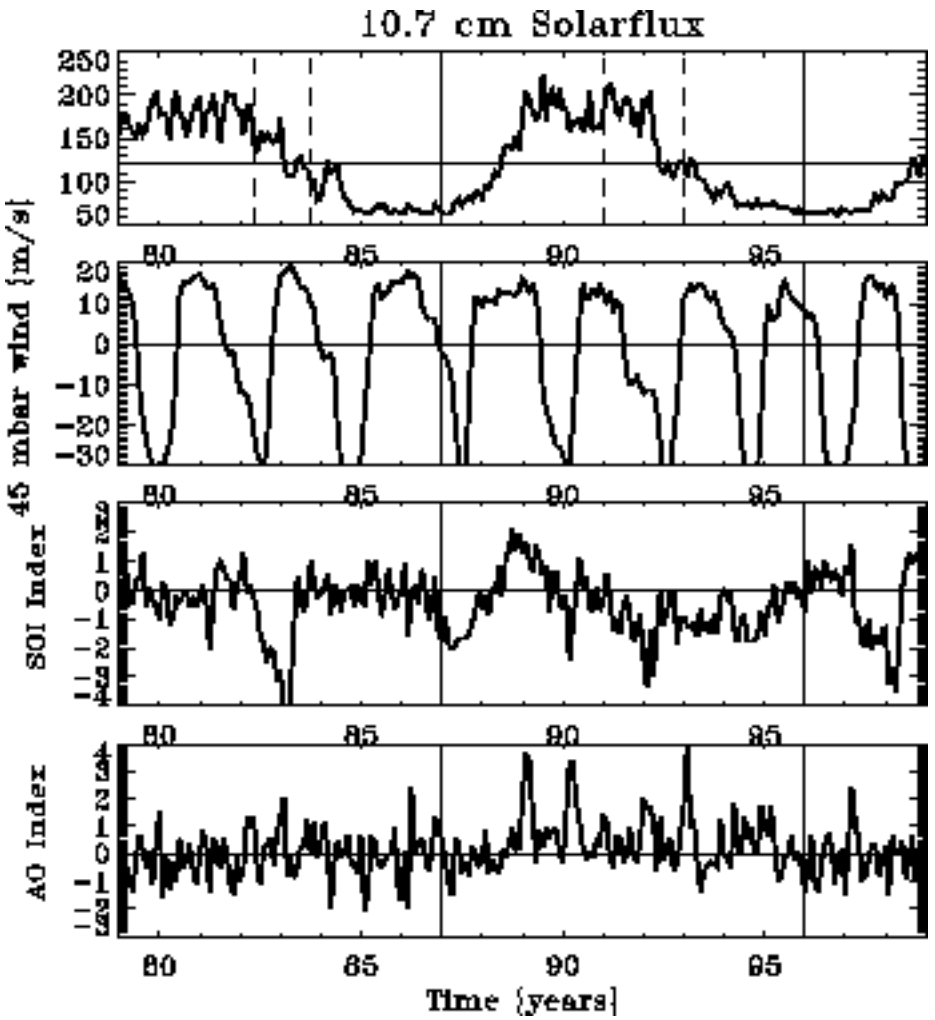

Figure 2.19. Séries temporelles mensuelles des indices des forçages inclus dans les régressions multi-paramétriques AMOUNTS . a) flux solaire a 10.7 cm, indice de l'activité solaire. b) vent équatorial a 45 hPa en m/s (mis a jour de Naujokat, 1986). c) indice SOI standardisé (de DSS, NCAR) comme mesure de la variabilité associée a l'ENSO. d) indice AO standardisé (de http://horizon.atmos.colostate.edu/ao/Data/index.html). Les lignes noires verticales représentent la période couverte par les réanalyses TOVS. Les lignes en tireté correspondent aux périodes où la charge en aérosols dans la stratosphère peut être considérée comme perturbée suite aux deux éruptions volcaniques d'El Chichon et Pinatubo.

Dans le tableau 2.6 on a reporté les résultats des corrélations (avec déphasage nul) entre les séries temporelles représentatives des facteurs de forçage pour les deux périodes de 20 ans et 8.5 ans. Les indices de forçage peuvent être considérés comme non corrélés sur une période de 20 ans avec un taux de significativité de 95%.

En ce qui concerne la période d'analyse de 8.5 ans, l'indice de cycle solaire et le SOI ont une corrélation significativement différente de zéro à 95 %. Par conséquent, le forçage solaire doit être omis dans l'analyse de l'effet de l'ENSO dans la série de mesures TOVS de 8,5 ans

(c'est-à-dire que le terme B de l'équation 2.1 sera considéré égal à zéro). La corrélation entre l'indice de QBO et le SOI vaut 0.2 et varie entre 0.2 et 0.5 pour les données TOVS, en considérant un taux de significativité de 95%. Ceci peut conduire à des difficultés pour la discrimination entre les effets de la QBO et du SOI sur les données TOVS en région tropicale. Ceci est cohérent avec l'étude de Wallace et Chang, (1982) qui n'ont pas abouti à l'identification des effets de l'ENSO et de la QBO à partir des analyses de plus de 20 hivers dans la région tropicale. Donc, les deux effets (QBO et ENSO) ne seront pas considérés simultanément lorsque l'on travaillera avec les données TOVS.

	Solaire - QBO	**Solaire - SOI**	**Solaire - AO**	**QBO - SOI**	**QBO - AO**	**SOI - AO**
8.5 ans	*0.04*	**0.27** (0,11 – 0,46)	-	**0.4** (0,2 – 0,5)	-	-
20 ans	*-0.019*	*0.08*	*0.1*	*0.05*	*-0.015*	*0.02*

Tableau 2.6 Coefficients de corrélation entre les séries temporelles des indices de forçage (cycle solaire, QBO, SOI et AO) pour 8.5 et 20 ans. En italiques si la corrélation n'est pas significative au niveau de confiance de 95%. En gras si la corrélation est significative ; l'intervalle de confiance des corrélations significatives à 95% est indiqué entre parenthèses.

CHAPITRE 3

Variabilité de la température dans la stratosphère

3.1 Introduction

Les bases de données TOVS/3I, FUB et SSU-MSU décrites dans le chapitre 2 offrent une relativement bonne couverture verticale, horizontale et temporelle de la stratosphère et permettent ainsi d'étudier en détail la réponse de la température aux divers forçages naturels. Comme il a déjà été dit, une compréhension détaillée de la variabilité interannuelle est préalable à une bonne caractérisation du changement climatique des vingt dernières années.
Dans ce chapitre, nous nous proposons d'abord d'isoler la variabilité à basse fréquence associée à l'Oscillation Quasi-Biennale (QBO) et à l'ENSO (El Nino Southern Oscillation) dans la structure thermique de la stratosphère. La bonne résolution spatiale de la base de données TOVS/3I nous permet d'effectuer une analyse détaillée dans la basse stratosphère des deux hémisphères et de retrouver une réponse régionale de la température à chacun des deux signaux, surtout pour ce qui concerne la réponse à l'ENSO qui n'est pas zonale. Nous montrons que 8.5 ans sont suffisants pour représenter la majorité de la variabilité à basse fréquence de la stratosphère. Ensuite, la base de données SSU/MSU, le seul jeu de données disponibles depuis la basse jusqu'à la haute stratosphère, et la base FUB qui couvre 20 ans nous permettent d'abord de confirmer les résultats obtenus avec la base TOVS/3I dans la basse stratosphère et aussi d'étendre notre analyse à l'étude de l'effet de signaux atmosphériques dont la variabilité est à l'échelle décennale. Plus en particulier, nous analyserons la variabilité de l'oscillation arctique (AO, le mode dominant dans l'hémisphère nord) et la composante à 11 ans du cycle solaire.

3.2 Effet de la QBO

Nous allons d'abord faire un certain nombre de rappels sur la QBO qui nous seront utiles au moment de l'interprétation de nos résultats

3.2.1 La théorie de la QBO - Rappels

La première explication d'un mécanisme plausible de la QBO a été donnée par Lindzen et Holton en 1968 et raffinée par Holton et Lindzen en 1972. Selon cette théorie, la QBO serait générée par la propagation des ondes équatoriales (de Kelvin et de Rossby-gravité) qui

transportent de la quantité de mouvement depuis la troposphère et qui interagissent avec le flux moyen : ces ondes, qui se propagent à partir de la troposphère jusque dans la stratosphère, se rompent et se dissipent à un certain niveau où elles déferlent et accélèrent le flux moyen.
Ce mécanisme est bien décrit par Plumb, 1984 : les ondes équatoriales ne peuvent pas se propager verticalement au-dessus de l'altitude où la vitesse du flux moyen est égale à la vitesse de phase de l'onde. La figure 3.1 représente l'évolution du flux moyen (de *a* à *d*) analogue à la QBO qui descend vers le bas. Les ondes se propagent verticalement de la troposphère (flèches rondes) jusqu'à ce qu'elles rencontrent une région où la différence entre la vitesse du flux moyen et la vitesse de phase de l'onde (+/-*c* sur la figure) devient faible. En réalité, elles se dissipent juste au-dessous de ce niveau et accélèrent le flux moyen dans la direction de leur vitesse de phase horizontale. L'effet de cette dissipation est donc un vent zonal qui descend vers le bas.

La composition exacte des ondes qui forcent la QBO fait encore l'objet de discussions (voir par exemple Dunkerton, 1997). Si les ondes de Kelvin sont responsables de l'accélération en phase d'ouest, il n'y a pas suffisamment d'ondes à grande échelle qui se propagent vers l'ouest et qui seraient responsables de l'accélération de la phase d'est de la QBO. Les ondes de Rossby-gravité et les ondes de Kelvin, qui ont toutes pour origine la troposphère tropicale, ont des périodes longues (plus de 3 jours) et des longueurs d'onde zonales de plus de 10000 km. Toutefois le flux vertical de quantité de mouvement qui leur est associé n'est pas suffisant pour guider le mécanisme de la QBO. L'idée couramment acceptée est donc que cette accélération est fournie par les ondes de gravité à petite échelle et à plus haute fréquence (Dunkerton, 1997) qui seraient produites par les systèmes convectifs (Alexander et Holton, 1997). Les ondes de Rossby extratropicales (ou ondes planétaires; ondes résultant du gradient latitudinal de la force de Coriolis) qui se propagent vers l'équateur dans l'hémisphère d'hiver pourraient aussi avoir un effet sur les niveaux les plus hauts (Dunkerton, 1983), car les niveaux les plus bas (20 – 30 km) sont plutôt bien protégés des intrusions d'ondes extratropicales (O'Sullivan, 1997).

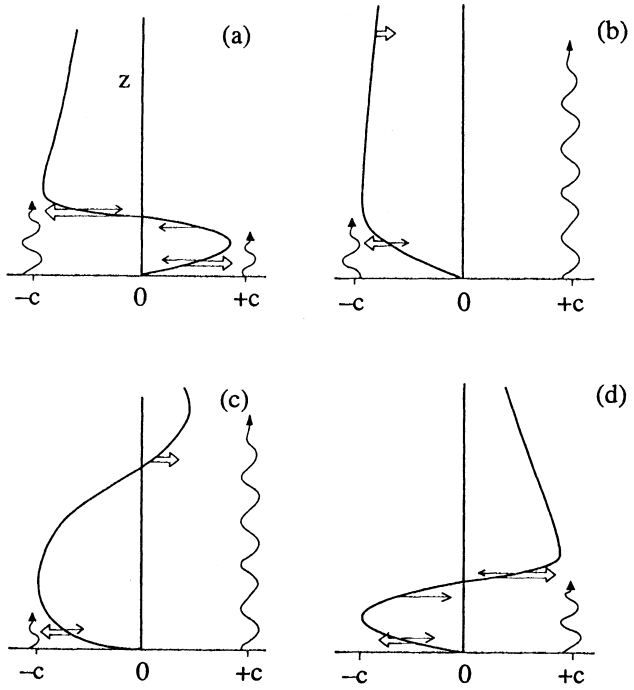

Figure 3.1. Evolution du flux moyen (profil vertical) analogue à la QBO qui descend vers le bas (Plumb, 1984). Les flèches rondes représentent la propagation des ondes depuis la troposphère, avec une vitesse de phase horizontale positive (+*c*, ondes de Rossby-gravité) ou négative (-*c*, ondes de Kelvin). Les flèches épaisses montrent le moment exercé par la cession de quantité de mouvement de la part des ondes sur le flux moyen (dans la direction de leur vitesse de phase horizontale). Les flèches horizontales fines représentent les accélérations d'origine visqueuse qui agissent de façon à détruire la région d'interface entre les vents d'ouest et d'est, quand elle est suffisamment étroite (Andrews, 1987).

La QBO est un phénomène qui intéresse directement les régions équatoriales et tropicales, mais son effet est aussi observé aux autres latitudes : la QBO agit en effet comme un guide d'onde pour la propagation des ondes planétaires des hautes vers les basses latitudes.
Holton et Tan (1980 et 1982) ont suggéré que la variabilité liée à la QBO dans l'hémisphère nord, connue comme « QBO extratropicale » ou oscillation de Holton et Tan, pourrait être due au fait que la phase de la QBO tropicale déplace la latitude de la ligne de vent zéro, c.a.d. la limite entre les vents zonaux moyens d'est et d'ouest : quand la QBO tropicale est dirigée vers l'ouest, cette ligne est déplacée vers le nord par rapport à sa position pendant la QBO d'est. Ce déplacement à son tour altère les propriétés de propagation des ondes de Rossby forcées de la troposphère : si la QBO tropicale est d'est, elle agit comme une guide d'onde (théorie de propagation des ondes planétaires de Charney-Drazin) ; si, par contre, le flux moyen dans la stratosphère tropicale est d'ouest, les ondes peuvent pénétrer dans la région tropicale sans

rencontrer aucune ligne critique. Donc, pendant une QBO d'ouest, la ligne critique du vent zéro se trouve plus au sud et par conséquent les ondes de Rossby peuvent se propager vers l'équateur. Pendant une QBO d'est, la ligne est plus au nord et les ondes confinées au voisinage du vortex polaire ont une influence plus forte et causent sa rupture. Aujourd'hui on pense que c'est plutôt la position de la ligne du vent critique, c.a.d. la ligne qui sépare les vitesses de phases des ondes, qui est plus importante pour déterminer la propagation et dissipation des ondes.
Le mécanisme proposé par Holton et Tan a été successivement corroboré par des études sur des observations effectuées par Dunkerton et al. (1988), Dunkerton and Baldwin (1991 et 1992), Baldwin et Dunkerton (1991).

3.2.2 Effet observé de la QBO sur la température équatoriale

Associée à la QBO dans les vents zonaux, il y a une QBO dans la température et dans la température potentielle. La variation de la température tropicale associée à la QBO, à cause de la symétrie équatoriale et de la longueur de la période, est en équilibre thermique[1] avec le cisaillement des vents zonaux. Dans l'approximation du plan équatorial $\beta = 0$ (Holton, Andrews et al., 1987, équation 8.2.2) on a :

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{-R}{H\beta}\frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \qquad (3.1)$$

où

u est le vent zonal,
z l'altitude,
R la constante des gaz pour l'air sec,
H=7 km est la hauteur d'échelle,
β la dérivée latitudinale du paramètre de Coriolis,
T la température,
y la latitude.

Une approximation de cette équation pour des échelles méridionales L est :

$$\frac{\partial u}{\partial z} \approx \frac{R}{H\beta}\frac{T}{L^2} \qquad (3.2)$$

[1] L'équilibre du vent thermique

Suivant cette équation, les anomalies de température tropicale associées à la QBO dans la basse stratosphère sont de l'ordre de +/- 4K avec un maximum dans la couche 30-50 hPa.

Nous avons voulu vérifier la validité de l'équation 3.2 pour les données FUB. Les figures 3.2 et 3.3 montrent la comparaison entre l'évolution temporelle des anomalies de la température à l'équateur à partir des températures stratosphériques FUB respectivement à 50hPa et à 30hPa et le cisaillement vertical des vents équatoriaux aux mêmes niveaux calculé comme la différence centrée à partir des vents à Singapore fournis par B. Naujokat (voir figure 2.19).

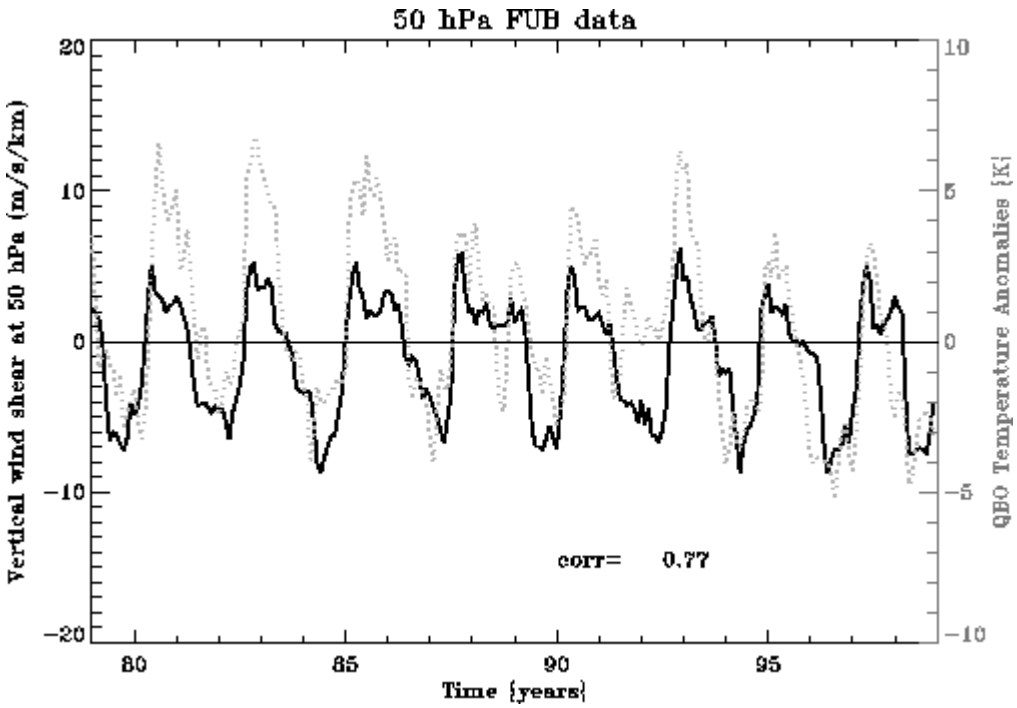

Figure 3.2 Série temporelle des anomalies de la température équatoriale à 50 hPa associées à la QBO, en K (courbe grise en pointillé) et série temporelle du cisaillement vertical du vent équatorial au même niveau en m/s/km (courbe noire).

Les deux figures montrent que les deux courbes sont en phase, avec des anomalies de la température maximales comprises entre -5K et 8K. Le cisaillement varie entre 5 m/s/km et -8 m/s/km à 50 hPa et +/-10 m/s/km à 30 hPa. Il est donc plus important aux plus hautes altitudes (30 hPa, figure 3.3), ce qui indique que le passage d'une phase à l'autre est plus rapide à 30 hPa qu'à 50 hPa.

Les corrélations entre les anomalies de température et le cisaillement vertical sont indiquées dans le tableau 3.1 : 0.76 à 50 hPa et 0.72 à 30 hPa sur la période de 20 ans (1979 – 1999) ; cette corrélation est plus forte à 30 hPa (0.77) si on enlève la période suivant les éruptions volcaniques. Les corrélations minimales sont observées pendant les périodes post-volcaniques, en particulier dans la tranche temporelle suivant l'éruption du Pinatubo (pas montré).

	50 hPa	30 hPa
1979-1999 *sans volcans*	*0.77*	*0.77*
1979-1999	*0.76*	*0.72*

Tableau 3.1. Corrélations entre le cisaillement vertical du vent équatorial à 50 et 30 hPa et les anomalies de température observées aux mêmes niveaux pour la base de données FUB.

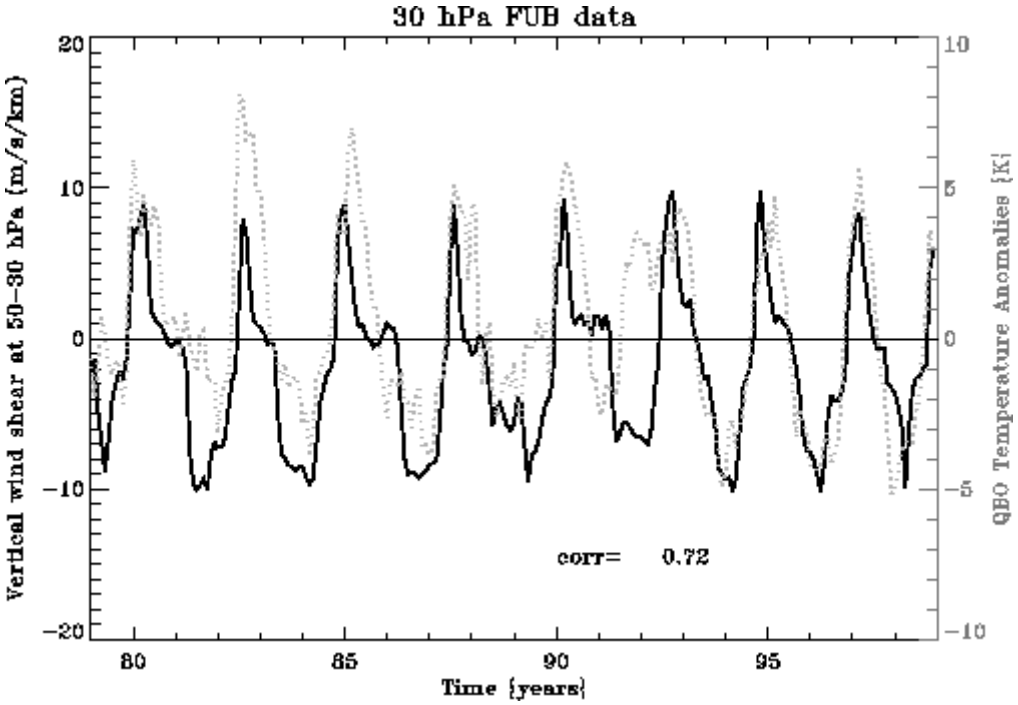

Figure 3.3 Comme la figure 3.2, mais pour le niveau 30 hPa.

Les figures 3.4 et 3.5 représentent le cisaillement des vents en fonction des anomalies de température, à 50 et 30 hPa respectivement. Ces figures sont un test de la relation du vent

thermique indiquée par les équations 3.1 et 3.2 sur la période 1979-1999. La relation linéaire est bien observée à 50 hPa. A 30 hPa, les données sont plus dispersées. Une analyse plus fine des figures 3.5 et 3.6 indique que les points excentrés en température à droite du reste de la distribution coïncident avec les années 1981-1982 à 30 hPa et 1981-1982, 1991-1993 à 50 hPa. Ces années, associées à des anomalies chaudes, sont les années qui ont suivi des éruptions volcaniques.

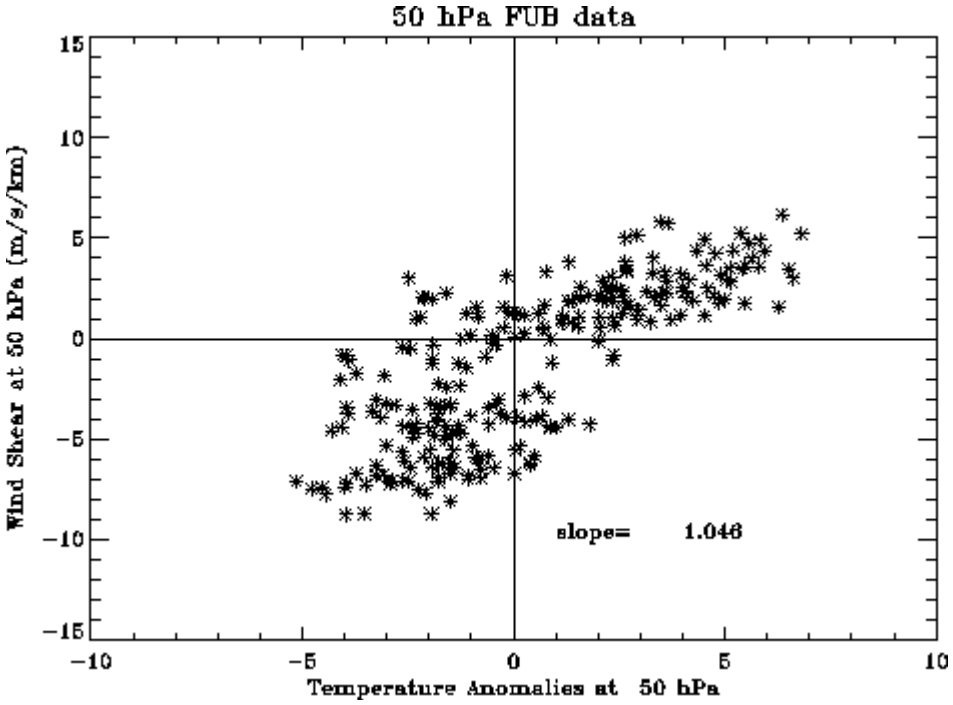

Figure 3.4 Cisaillement vertical des vents équatoriaux en fonction des anomalies de température à 50 hPa associées à la QBO.

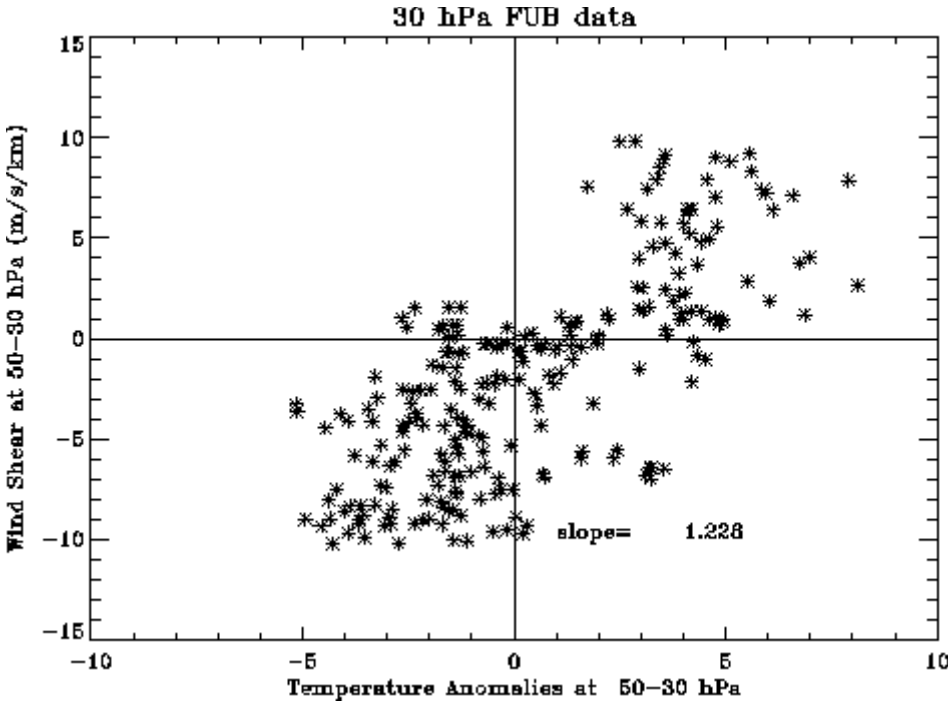

Figure 3.5 Comme la figure 3.4 mais pour le niveau 30 hPa.

La pente de la droite donne une indication de l'échelle méridionale de cohérence de la relation 3.1. Pour la période complète (20 ans) la pente calculée par régression linéaire est de 1.23 $ms^{-1}km^{-1}K^{-1}$ (= $1.228*10^{-3}$ $s^{-1}K^{-1}$) à 30 hPa et 1.05 $ms^{-1}km^{-1}K^{-1}$ à 50 hPa. A partir de l'équation 3.2, il est possible d'estimer l'échelle méridionale *L* de validité de l'approximation de l'équation 3.1 en sachant que *H* = 7 km, beta (à l'équateur) = 2.3 10-11 $(ms)^{-1}$, R = 287.05 J $kg^{-1}K^{-1}$. Les deux pentes estimées sont cohérentes avec une échelle méridionale d'environ 1300 km à 50 hPa et 1200 km à 30 hPa qui correspondent à une latitude d'à peu près 10 degrés (cohérents aux 2 altitudes).

Le fait que les points associés aux éruptions volcaniques soient excentrés (à droite) par rapport au reste de la distribution en figures 3.4 et 3.5 nous amène à estimer une échelle méridionale plus large pendant les périodes post-volcaniques.
Ces calculs sont en bon accord avec Randel *et al*, 1999 qui estime une échelle méridionale de 1000-1200 km avec les données de température et de vent UKMO (United Kingdom Météorological Office).

Nous concluons donc que la relation 3.1 est bien vérifiée par la base de données FUB et qu'elle est valable sur une échelle méridionale de 10° de latitude. Nous nous attendons donc à ce que, dans cette région, les anomalies de la température dont la variabilité est dominée par la QBO soient de l'ordre de +/- 4K.

3.2.3 Phase et Amplitude de l'oscillation en température associée à la QBO

Dans ce paragraphe nous ne montrons que les résultats des régressions multi-paramétriques pour la base de données TOVS/3I en fonction de la latitude et de la longitude pour les couches 100-70 hPa et 30-10 hPa. Les résultats pour les couches intermédiaires (70-50 hPa et 50-30 hPa) sont en effet qualitativement analogues à ceux obtenus pour la couche 100-70 hPa.

La figure 3.6 représente les diagrammes en latitude-longitude des projections du signal QBO sur la température obtenus par les régressions (terme C_1 de l'équation 2.1). Le signal est reporté pour les régions où le degré de significativité est supérieur à 95% (le coefficient C_2 de l'équation 2.1 est fixé à zéro).
Dans les deux cas, l'amplitude de la réponse de la température au forçage de la QBO a une structure symétrique par rapport à l'équateur et l'on observe des valeurs négatives dans la région subtropicale (20°-30°) pour les deux hémisphères. Les valeurs positives indiquent un réchauffement pendant la phase d'ouest de la QBO à 45 hPa. L'amplitude de la réponse à l'équateur est de 1.5 K par cycle de QBO. La variation de température est donc de l'ordre de 0.5 K, si la phase de la QBO est d'ouest et de -1 K, pour une phase d'est de QBO. Le forçage de la QBO est moins intense au-dessus du pacifique ouest car, dans cette région, le forçage dominant est représenté par l'ENSO (voir paragraphe 3.3).
Pour la couche 100-70 hPa, l'amplitude de la réponse de la température se réduit de 25% lorsque l'on élimine les deux années suivants l'éruption du Mont Pinatubo (figure 3.6a), par rapport à la réponse calculée pour la période entière (figure 3.6b) et les régions où elle est significative sont plus nombreuses.

Dans la région subtropicale, la phase de QBO d'ouest est en revanche caractérisée par un refroidissement. Si l'analyse est conduite sur la base de données TOVS/3I en entier, les résultats sont significatifs sur une région plus importante autour de l'équateur, où le signal a aussi une amplitude plus grande, mais sur une région plus petite dans la bande subtropicale. Ceci est du au fait que cette région coïncide avec la zone de la barrière dynamique, c'est-à-dire l'aire de confinement dynamique des masses d'air stratosphérique (Plumb, 1996) : le réchauffement suite à l'éruption du Pinatubo est confiné dans la bande 30°S-30°N où la température montre une grande variabilité. Cette variabilité introduit du bruit, ce qui rend les résultats moins significatifs.

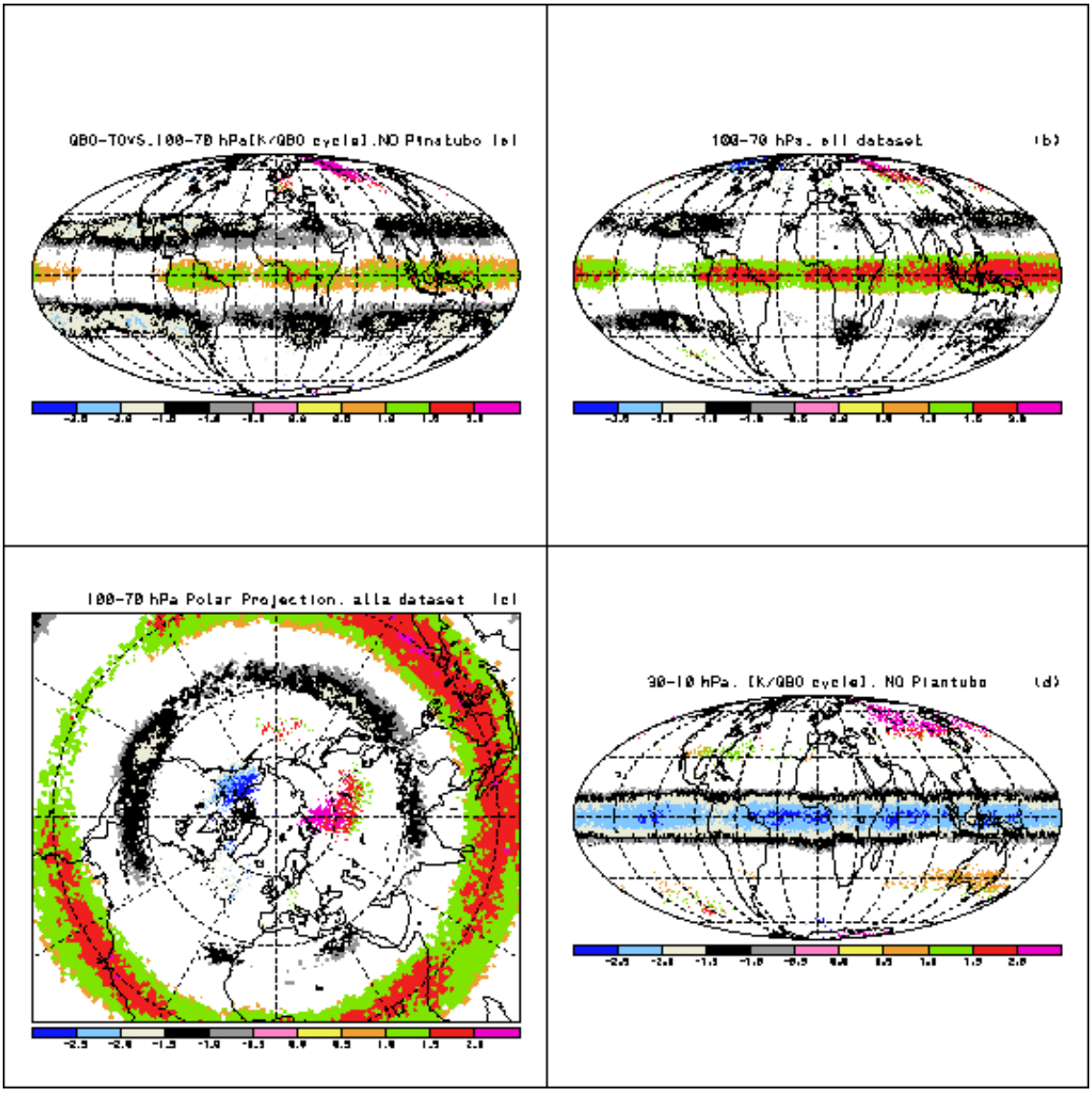

Figure 3.6 Diagrammes en latitude-longitude des projections du signal QBO sur la température obtenus par les régressions, c'est-à-dire le terme C_1 de l'équation 2.1, dans les régions où le degré de significativité est supérieur à 95%. Unités : K/ cycle de QBO. a)100-70 hPa, lorsque l'on élimine les deux années suivants l'éruption du Mont Pinatubo. b) 100-70 hPa, pour 8.5 années. c) 100-70 hPa, en projection polaire. d) 30-10 hPa, lorsque l'on élimine les deux années suivants l'éruption du Mont Pinatubo.

Au-delà de 60°N, l'analyse de la base de données TOVS/3I en entier montre une structure dipolaire positive/négative (figure 3.8c) qui n'est pas présente lorsque l'on analyse la base

réduite. Dans ce cas, la courte durée de la base de données (6 ans) empêche une explication de cette structure.
L'effet le plus fort de la QBO sur la température équatoriale est obtenu dans la couche 30-10 hPa (figure 3.6d) sur la période réduite. La réponse négative indique que l'effet de la QBO sur la température équatoriale est en opposition de phase par rapport au signal à 100-70 hPa. L'amplitude maximale de l'oscillation en température est ici de -2K/+2K pendant une phase d'ouest/est de QBO.

Cette même analyse a été conduite avec la base de données FUB. Les résultats FUB (non montrés) sont en bon accord pour l'hémisphère nord : les structures en latitude et longitude sont similaires, sauf les structures plus fines non zonales observées aux plus hautes latitudes qui ne sont pas visibles avec la base FUB ; de plus, l'amplitude de la réponse équatoriale est un peu plus grande pour les données FUB. Ceci suggère toutefois que même une base de données de moins de 10 ans est suffisante pour étudier les caractéristiques principales de la variabilité à basse fréquence associée à la QBO en température. Cette conclusion est en accord avec les résultats de Scaife *et al.* (2000a).

La figure 3.7 représente l'effet en moyenne annuelle de la QBO sur la température SSU/MSU en fonction de la latitude et de l'altitude. Cette figure nous permet d'observer la réponse en température à la QBO y compris dans la haute stratosphère (mais seulement en moyenne zonale).
Les structures aux basses latitudes (20°S-20°N) et tempérées/sub-tropicales (20°-40° N/S) sont en opposition de phase, avec une réponse équatoriale négative maximale à 50 hPa (-2 K/cycle de QBO) et une réponse positive à la même altitude entre 20° et 40° N/S (1 K/cycle de QBO).

Entre 20hPa et 1 hPa (dans la moyenne et haute stratosphère), on retrouve encore la même structure avec les trois régions (20°-40°S, 20°S-20°N, 20-40°N) en opposition de phase et une réponse maximale comprise entre 10 et 5 hPa (1 ;-0.6 K/cycle de QBO).
De plus, pour une même bande de latitude, les réponses dans la basse et dans la haute-moyenne stratosphère sont en opposition de phase. Ce comportement est lié à la propagation verticale de la phase de la réponse à la QBO aux basses ainsi qu'aux moyennes latitudes. Cette propagation repose toutefois sur des mécanismes différents aux basses et moyennes latitudes : interaction ondes-flux moyen aux basses latitudes, circulation méridionale secondaire aux moyennes latitudes.

La structure observée dans la stratosphère est symétrique par rapport à l'équateur entre 40°S et 40N ; par contre, aux plus grandes latitudes nord (60°N-70°N) il y a une région significative en moyenne zonale annuelle qui n'est pas observée dans l'hémisphère sud (QBO extratropicale; Holton et Tan, 1980).

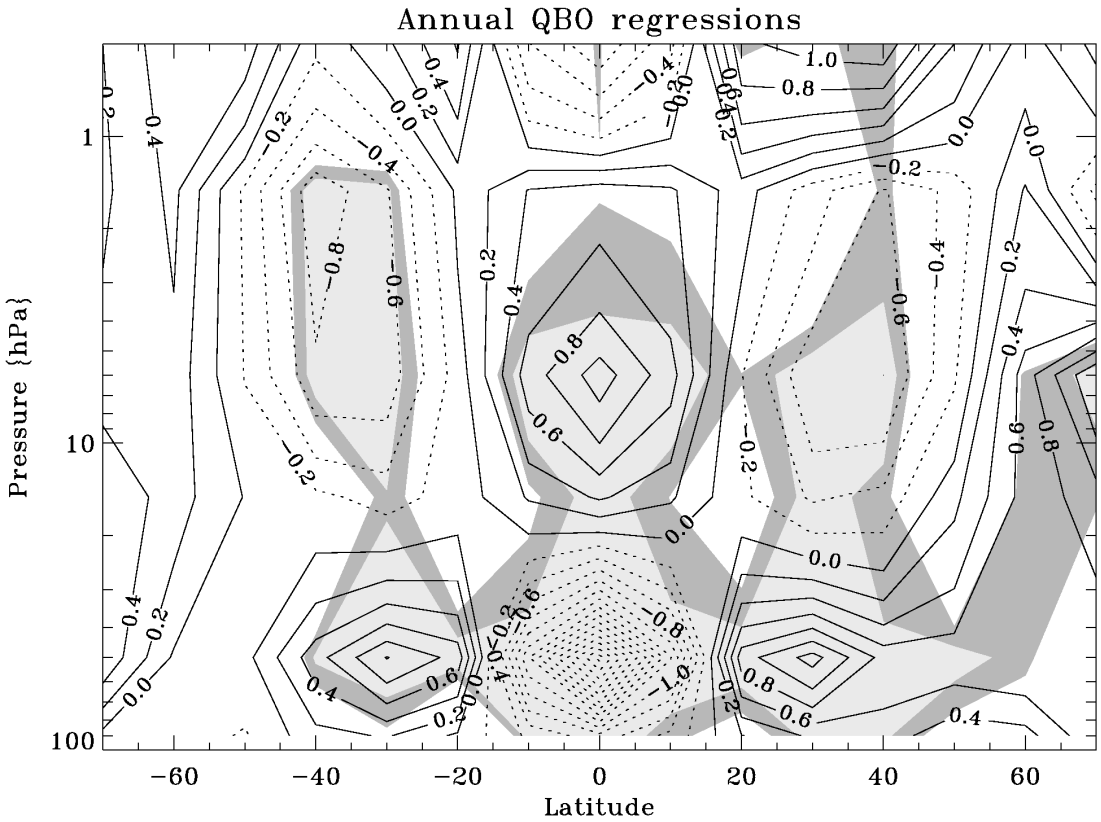

Figure 3.7 Régression annuelle de la QBO sur la température SSU/MSU en fonction de la latitude (valeurs négatives pour l'hémisphère sud) et de la pression. Unités : K/ cycle de QBO. Les courbes continues/ en tireté représentent une signature positive/négative respectivement. Les régions colorées en gris clair / foncé sont significatives au 95% / 90% respectivement.

Pour s'affranchir du niveau de la QBO choisi, nous avons introduit un terme de déphasage (QBO_d) dans l'équation 2.1. Nous pouvons donc calculer donc une amplitude et une phase à la réponse de la température à l'oscillation de la QBO (voir chapitre 2).

L'effet de la QBO en fonction de la latitude et du temps pour la base de températures zonales FUB à 30 hPa est représenté sur la figure 3.8 pour les 20 ans considérés (les périodes post-volcaniques ont été éliminées) ; trois régions correspondant à trois comportements différents peuvent être distinguées :

- les basses latitudes (0°-20°N), où la réponse maximale de la température associée à la QBO est comprise entre +3 K et –3 K (quand on passe de la phase d'ouest à la phase d'est)

- les moyennes latitudes (20°-60°N), où l'oscillation est en opposition de phase par rapport aux basses latitudes et varie entre + 0.5 K et –1.5 K

- les hautes latitudes (60°-90°N), où la structure observée n'est pas significative en moyenne zonale, mais elle est en phase avec les moyennes latitudes et vaut moins de +/- 0.5 K.

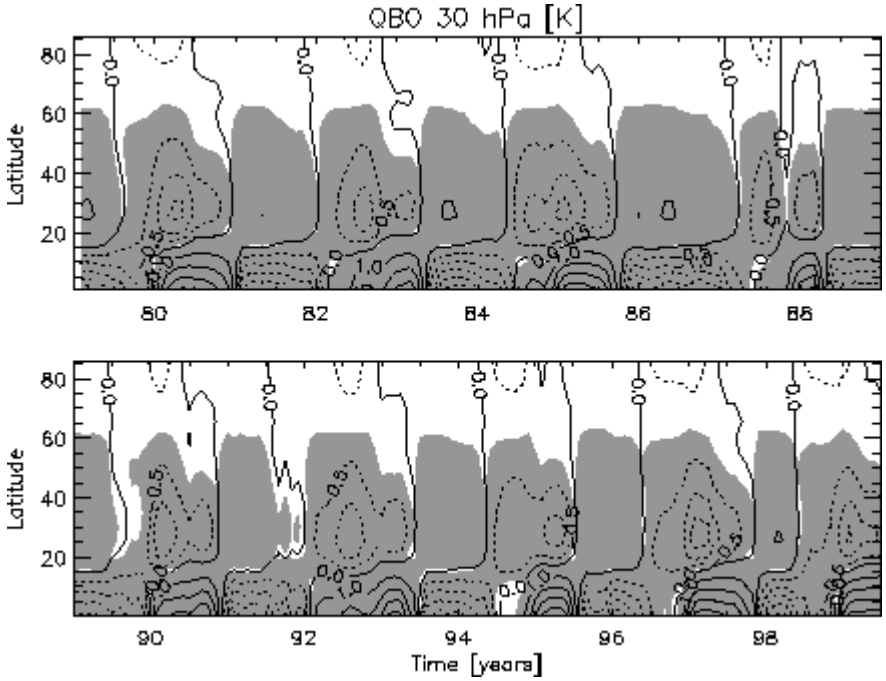

Figure 3.8 Effet de la QBO en fonction de la latitude et du temps pour la base de températures zonales FUB à 30 hPa. Les régions significatives à 95% sont en gris. Unités : K, contours tous les 0.5 K. Les contours négatifs sont en pointillé.

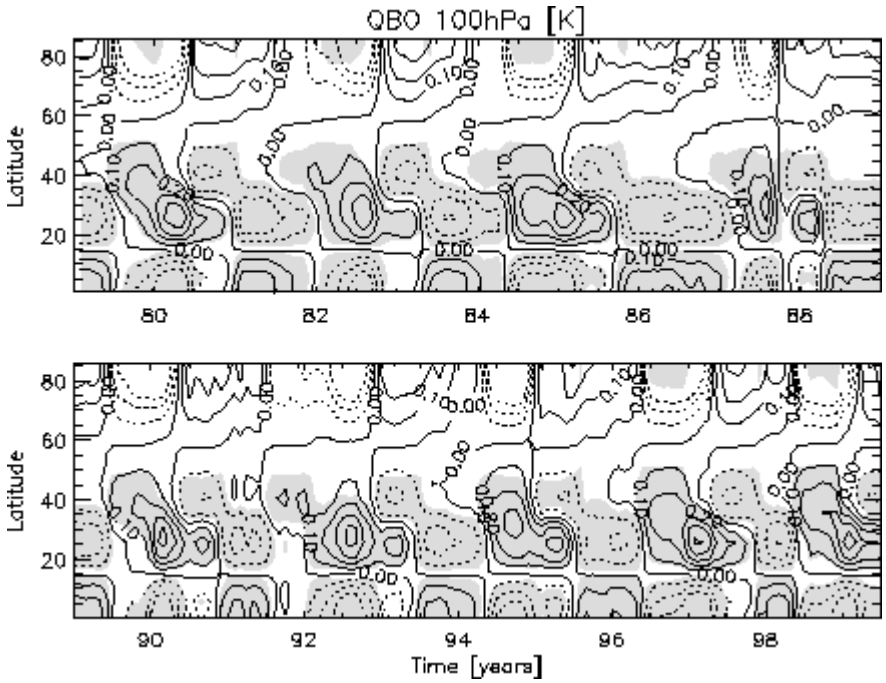

Figure 3.9. Comme figure 3.8, mais pour le niveau 100 hPa

A 100 hPa (figure 3.9), les réchauffement / refroidissement sont de l'ordre de 0.5 / -0.5 K. Les moyennes et basses latitudes sont encore en opposition de phase, comme pour le niveau 30 hPa. La structure aux hautes latitudes n'est pas significative en général, mais en phase avec les basses latitudes (signal compris entre +/- 0.3).

Quand on compare pour les mêmes bandes de latitudes les deux niveaux 30 et 100 hPa, les basses et les moyennes latitudes à 100 hPa sont en opposition de phase par rapport à 30 hPa, c'est-à-dire qu'un refroidissement à 100 hPa correspond à un réchauffement à 30 hPa. Ceci est du au fait que les vents équatoriaux à 100 hPa et à 30 hPa sont en général en opposition de phase (W et E).

La figure 3.10 fournit une synthèse des résultats des figures 3.8 et 3.9 en terme d'amplitude (a) et de phase (b) de la réponse de la température FUB à la QBO pour les trois niveaux : 100, 50 et 30 hPa. L'amplitude la plus importante est obtenue à 30 hPa (7 K/cycle de QBO à l'équateur) et diminue avec l'altitude. L'amplitude est maximale à l'équateur, puis diminue de façon abrupte avec la latitude pour rejoindre sa valeur minimale à 15°N ; ensuite elle augmente entre 20° et 30° N et, aux hautes latitudes, elle devient non significative.

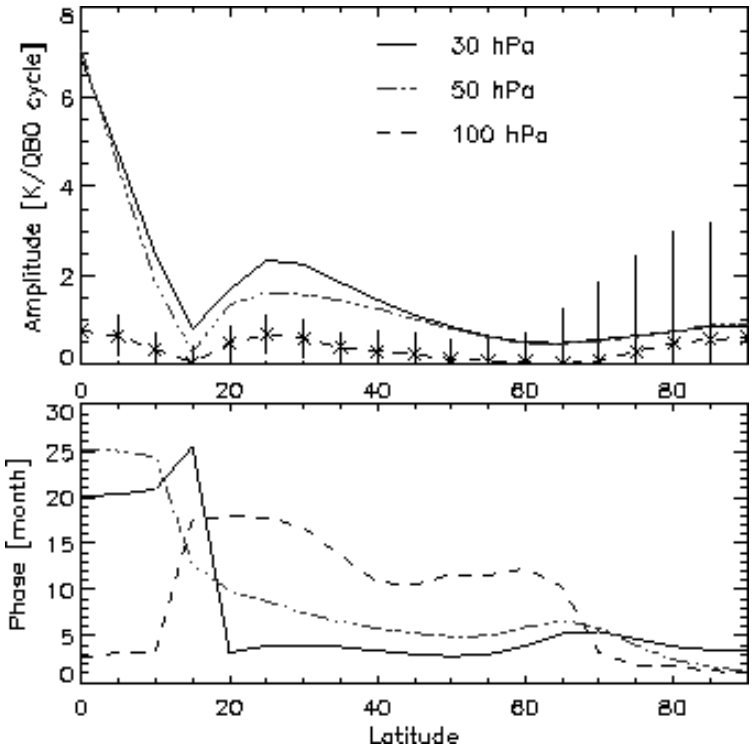

Figure 3.10. Amplitude(K/QBO cycle) et phase de la réponse de la température FUB à la QBO en fonction de la latitude pour les trois niveaux : 100, 50 et 30 hPa. Les barres verticales représentent le taux de significativité à 95% et ne sont indiquées que pour le niveau 100 hPa où elles sont les plus grandes. L'amplitude est par définition positive, la phase est comprise entre 0 et 28 mois.

La phase, donnée en mois, indique un décalage de 15 mois (à peu près la moitié de la période de la QBO) à tous les niveaux entre les basses et moyennes latitudes. La phase à 100 hPa, non significative au seuil de 95%, a la même valeur au nord de 70°N qu'aux basses latitudes ; à 30 hPa, elle a la même valeur au nord de 70°N qu'aux moyennes latitudes. De plus, la différence de phase entre 30 et 100 hPa n'est pas exactement décalée d'une demi-période, mais elle vaut 20 mois aux basses latitudes, 10 mois aux moyennes latitudes. A 50 hPa, aux moyennes latitudes, la phase est incluse entre les phases des deux autres niveaux. Ceci suggère une lente propagation verticale aux moyennes latitudes des anomalies de température associées à la QBO. Les latitudes 15-20°N représentent la transition à partir de laquelle la réponse de la température au forçage de la QBO change de signe.

Cette même analyse a été effectuée avec la base TOVS/3I pour étudier l'amplitude et la phase de la réponse de la température à la QBO dans l'hémisphère sud (figure 3.11).
L'amplitude et la phase entre 45°N/S montrent deux transitions symétriques à 15°N/S, comme pour les données FUB dans l'hémisphère nord. A l'intérieur de cette région, l'amplitude augmente avec l'altitude et devient maximale à l'équateur. Toutefois, l'amplitude observée

pour la couche 30-10 hPa est la moitié de l'amplitude calculée avec la base de données FUB à 30 hPa. Pour la couche 100-70 hPa, l'amplitude à l'équateur est d'environ 1.5 K/cycle de QBO, en assez bon accord avec les résultats trouvés avec FUB à 100 hPa. Pour ce qui concerne la phase, le décalage à 15°N est de 10 mois plutôt que les 15 mois calculés avec FUB.

La différence dans l'amplitude et la phase observée avec TOVS/3I et FUB peut être principalement attribuée au fait que dans une couche, la QBO change (en particulier entre 30 et 10 hPa), et donc la réponse pour les données TOVS/3I est lissée par rapport aux données FUB fournies pour des niveaux.

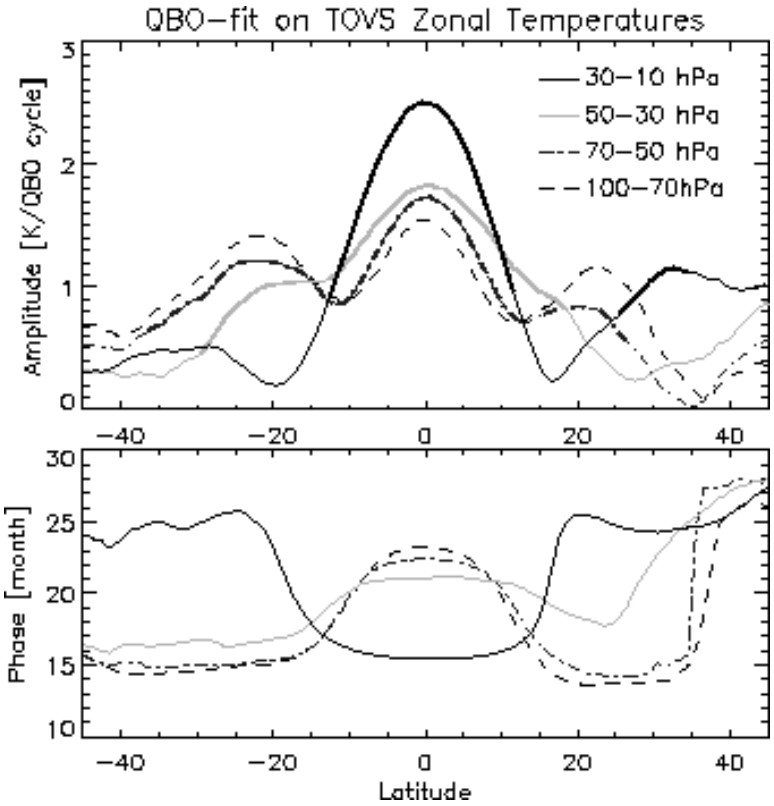

Figure 3.11 Amplitude(K/QBO cycle) et phase (mois) de la réponse de la température TOVS/3I à la QBO en fonction de la latitude pour les 4 couches. Les lignes épaisses sont significatives à 95%.

Si les figures d'amplitude et phase sont symétriques autour de l'équateur dans la région 15°S-15°N, cette symétrie disparaît progressivement aux plus hautes latitudes. L'asymétrie entre les deux hémisphères est vraisemblablement liée à l'activité différente des ondes planétaires selon l'hémisphère considéré.

Les structures de variabilité associées à la QBO, en opposition de phase entre les basses et moyennes latitudes, constituent un aspect de la circulation méridionale secondaire induite par la QBO équatoriale (voir paragraphe 1.5). A l'anomalie thermique équatoriale positive pendant une phase d'ouest descendante de la QBO est associée une descente d'air à l'équateur, qui est nécessaire pour que cette anomalie chaude équatoriale soit maintenue dans le temps. Cette descente équatoriale induit une montée d'air aux latitudes subtropicales, donc une circulation méridionale entre l'équateur et les régions subtropicales, et par conséquent une anomalie négative des températures subtropicales ; le contraire est observé pendant une phase d'est. Nous avons estimé les refroidissement / réchauffement aux latitudes subtropicales à deux tiers des anomalies de la température équatoriale à 50 et 30 hPa (à partir de données FUB) alors qu'elles sont du même ordre de grandeur dans la moyenne et haute stratosphère (à partir de données SSU/MSU).

3.2.4 Variabilité saisonnière de la réponse de la température à la QBO

Pour étudier la réponse saisonnière de la température à la QBO, les régressions AMOUNTS ont été calculées trois mois par trois mois, en réalisant ainsi des moyennes glissantes.
L'analyse saisonnière réduit la base de données et par conséquent le nombre de degrés de liberté : les résultats sont donc moins significatifs que ceux en moyenne annuelle. Cette analyse a été effectuée seulement sur les bases de données SSU/MSU et FUB, qui comptent chacune environ 20 ans de données.

La réponse en hiver-printemps pour chaque hémisphère en fonction de la latitude et de l'altitude est maintenant représentée sur la figure 3.12 pour la base de données SSU/MSU: pendant les mois de janvier – février - mars (hiver-printemps de l'hémisphère nord) et juin - juillet - août (fin hiver de l'hémisphère sud). A nouveau, pour la même altitude, les basses et moyennes latitudes et pour la même latitude la basse et moyenne-haute stratosphère sont en opposition de phase.

A partir de la figure 3.12 on observe que :

- dans la basse stratosphère, la réponse à la QBO présente un cycle saisonnier marqué aux latitudes extra-tropicales : il y a une grande différence pour la région 20°-40°N/S où le signal est significatif et vaut jusqu'à 1.5 K/cycle de QBO pendant l'hiver / printemps de chaque hémisphère (même ordre de grandeur qu'à l'équateur) alors qu'il est nul dans l'hémisphère d'été. Aux latitudes 40°-70°S et 60°-70°N, la réponse est significative pendant l'été de chaque hémisphère et vaut-0.5 K/cycle de QBO.

- Dans la moyenne et haute stratosphère, il y a aussi une grande différence pour la région 20°-40°N/S où le signal est significatif et vaut jusqu'à –2.5 K/cycle de QBO pendant l'hiver / printemps de chaque hémisphère (soit plus de 2 fois le signal équatorial). Aux latitudes 40°-70°S et 60°-70°N, la réponse est significative pendant l'été de chaque hémisphère et vaut -0.5 K/cycle de QBO.

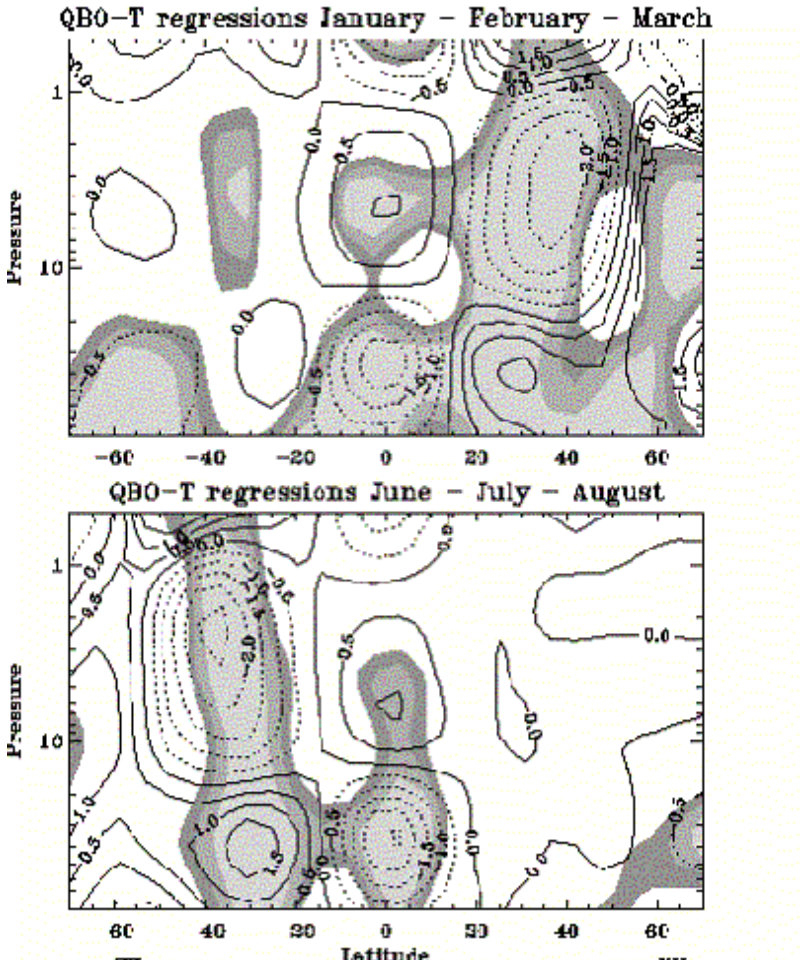

Figure 3.12. Régressions saisonnières température - QBO en fonction de la latitude et de l'altitude. En haut, la réponse pendant les mois de janvier – février - mars , en bas juin - juillet – août. Les trois niveaux de gris correspondent à un taux de significativité de 95% (gris clair), 85% (gris) et 75% (gris foncé).

Nous allons revenir plus en détail sur le caractère saisonnier de la réponse à la QBO dans la basse et haute/moyenne stratosphère, à partir des données FUB et SSU/MSU.

Basse stratosphère

Les figures 3.13 et 3.14 représentent la réponse à la QBO (données FUB) en fonction de la latitude et du mois à 30 hPa et 50 hPa, respectivement. Elles confirment que la réponse saisonnière est forte entre 20°N-40°N, où elle vaut maximum 2 - 2.5 K/cycle de QBO. Ce résultat est en bon accord avec Randel et Cobb (1994) qui, en utilisant les données MSU, ont trouvé un effet maximal de la QBO pendant l'hiver / printemps des deux hémisphères dans la température ainsi que dans l'ozone à 20°-40° N/S.
Aux hautes latitudes, même si les structures ne sont pas significatives, le cycle saisonnier est en accord avec figure 3.12 (son amplitude est 1.5 – 2 K/cycle de QBO à 70°N en janvier – février – mars).
Aux hautes latitudes, on observe un cycle saisonnier avec un maximum / minimum (à 80°N : 3 / -3 K/cycle de QBO) en mars / octobre. Des structures similaires ont été observées sur l'ozone totale (Bowman *et al.*, 1989 ; Randel et Wu, 1996) ; ces structures sont cohérents avec les températures (Randel et Cobb, 1994 ; Lait *et al.*,1989).

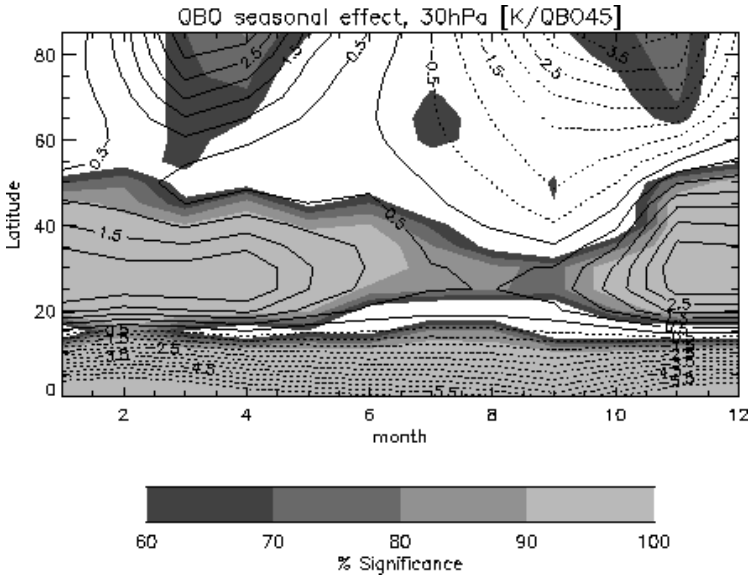

Figure 3.13 Signal de la QBO sur la température FUB en fonction de la latitude et du mois à 30 hPa QBO Unités : K/ cycle de QBO. Contours tous les 0.5 K/cycle de QBO. Les contours en pointillé représentent des valeurs négatives. Les régressions ont été effectuées tous les trois mois ; et donc 1 se réfère à décembre – janvier – février, 2 à janvier – février – mars, etc.

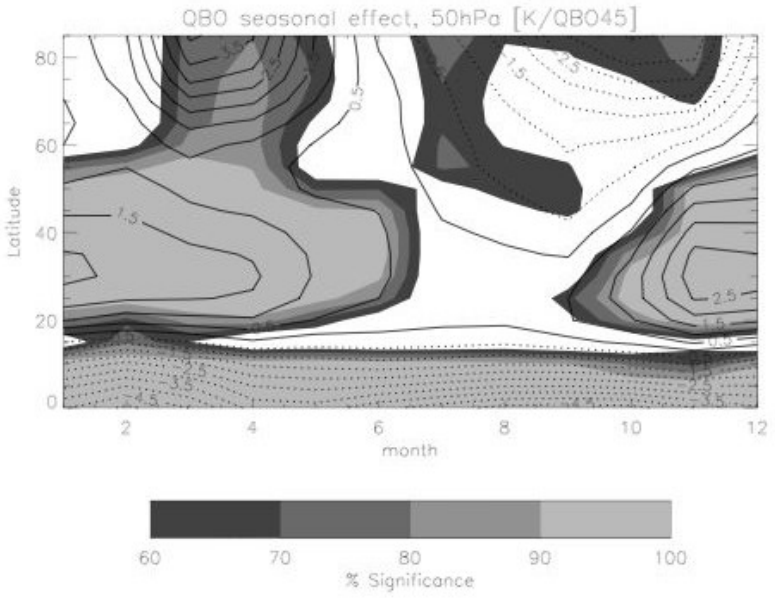

Figure 3.14 Comme figure 3.13, mais à 50 hPa.

La figure 3.15 représente la réponse en phase et amplitude pour les couches 50 hPa et 90 hPa, données SSU/MSU. Ce calcul est effectué en ajoutant le terme QBO_d à l'équation 2.1 (voir le paragraphe 2.5 pour les détails). Le régions en pointillé indiquent une phase inférieure à 14 mois. Le cycle annuel aux moyennes latitudes est maximum pendant l'hiver –printemps (le signal vaut maximum 2.8 K/cycle de QBO à 50 hPa et 1.2 K/cycle de QBO à 90 hPa , du même ordre de grandeur qu'à l'équateur), et il est plus fort dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud. Aux hautes latitudes, on observe les pics en janvier et août, pour l'hémisphère nord, où le signal maximum vaut 2.5 K/cycle de QBO (à 50 hPa) – 2 K/cycle de QBO (à 90 hPa), et en octobre / mars pour l'hémisphère sud.
La phase[2] nous indique que les signaux aux basses et moyennes latitudes sont décalées de 15 mois, c'est-à-dire en opposition de phase.

[2] La phase est considérée significative dans les régions où l'amplitude est significative.

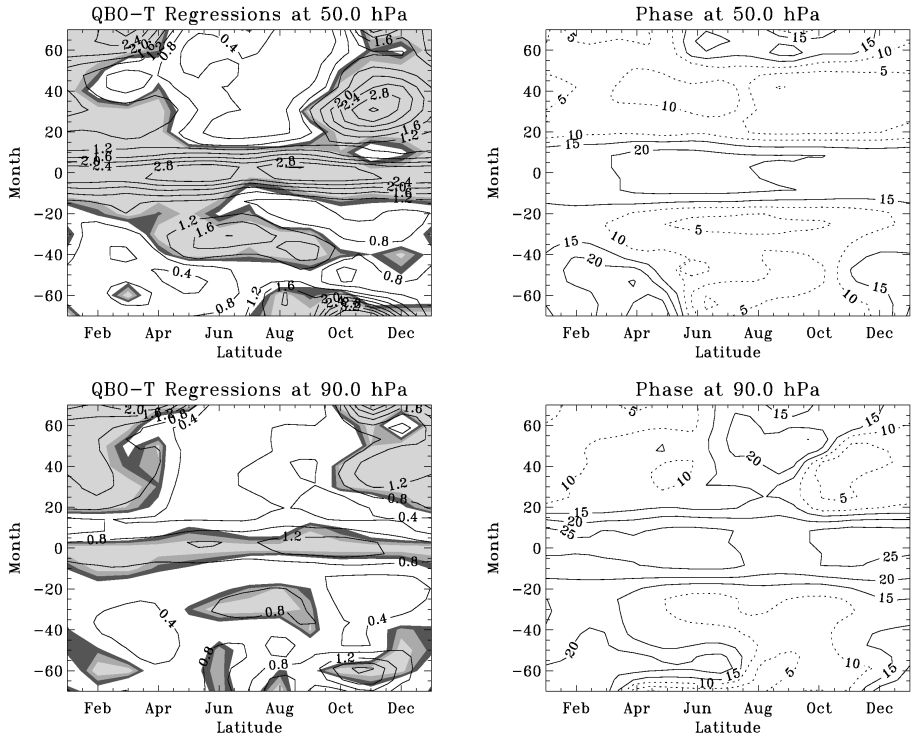

Figure 3.15 Amplitude et phase (en mois) de la réponse de la température au forçage de la QBO dans la basse stratosphère (50 et 90 hPa) à partir de données SSU/MSU. L'amplitude est définie en K/cycle de QBO et elle est toujours positive (à gauche). La phase (à droite) varie entre 0 et 28 mois. Les pointillés indiquent une phase inférieure à 14 mois.

Haute stratosphère

La figure 3.16 représente la réponse en phase et amplitude à la QBO à 6hPa et 15 hPa. L'oscillation annuelle du signal a les mêmes caractéristiques que dans la basse stratosphère, à la différence que le signal équatorial présente un faible cycle saisonnier et que les signaux aux hautes et moyennes latitudes sont plus forts que dans la basse stratosphère : ils sont maximaux à 6 hPa où ils atteignent 3 K/cycle de QBO à 60°-70°N et 2 K/ cycle de QBO aux moyennes latitudes pendant l'hiver boréal. La phase révèle que les signaux aux hautes latitudes sont en phase avec les signaux équatoriaux et que ceux-ci à 6 et 15 hPa sont en opposition de phase (différence de phase d'environ 15 mois) avec les mêmes signaux à 90 et 50 hPa ; la même chose est observée pour les moyennes latitudes.

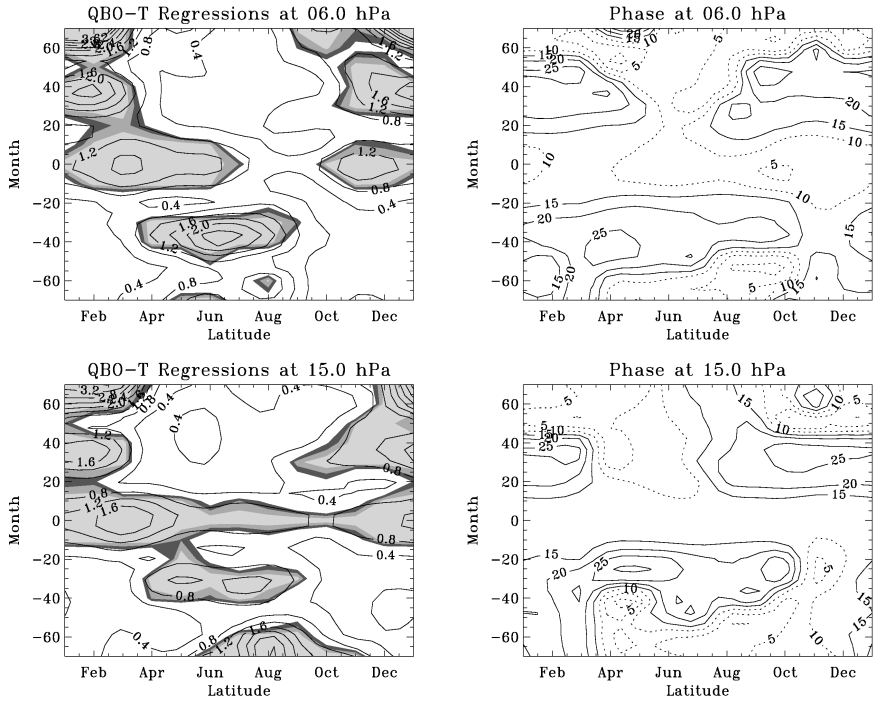

Figure 3.16 Comme figure 3.15 mais pour les couches 6 hPa et 15 hPa.

3.3 L'effet de l'ENSO sur la température

Le signal de l'ENSO dans la troposphère est caractérisé par un réchauffement aux Tropiques (Yulaeva and Wallace, 1994; Angell, 2000; Trenberth and Caron, 2000) et dans la stratosphère par un refroidissement pendant l'hiver (Randel et Cobb, 1994). Il est en général difficile de séparer l'influence de l'ENSO de celle de la QBO dans la stratosphère, à cause de la coïncidence de leurs phases (Wallace et Chang, 1982 ; van Loon et Labitzke, 1987). Une signature ENSO à la tropopause tropicale a été détectée par Reid,(1994) et plus récemment par Randel et Gaffen (2000) et dans la stratosphère aux hautes latitudes nord par Van Loon and Labitzke (1987), qui sont arrivés à la conclusion que pendant un événement chaud, le vortex polaire est plus faible et l'anticyclone des îles Aléoutiennes plus intense (Hamilton, 1993). Un signal ENSO dans l'ozone total aux Tropiques a été observé par Shiotani (1992) et aux moyennes latitudes par Randel et Cobb (1994).

Comme l'effet de l'ENSO varie avec la saison, la variabilité de la température stratosphérique associée à l'ENSO a été étudiée selon la saison.
La réponse au forçage de l'ENSO à partir de données TOVS/3I, après avoir éliminé la période suivant l'éruption du Mont Pinatubo, est présentée sur la figure 3.17 pour la couche 100 – 70 hPa (le terme D de l'équation 2.1) pour les mois de décembre à avril et de juin à octobre. Les figures à droite représentent le même terme, mais dans les régions où la significativité est supérieure à 90%.
Pendant l'hiver de l'hémisphère nord, la réponse à l'ENSO consiste essentiellement en deux zones positives symétriques par rapport à l'équateur dans le bassin du Pacifique et une zone négative sur le continent Asiatique et sur les deux côtes des Etats Unis.
Dans le Pacifique central, la réponse en température à l'ENSO est incluse entre 0.4 – 1 K/indice SOI. Ceci signifie que, par exemple, pendant l'ENSO du 1987, le refroidissement de cette région était compris entre –0.8 et -2 K. (Pour estimer l'effet maximal de l'ENSO en termes de température, il faut multiplier le terme D de l'équation 2.1 par la variation maximale de la série SOI (qui vaut 4, figure 2.18c) : dans le Pacifique Central, 0.8 K/ indice SOI signifie que quand on passe d'un minimum à un maximum de la valeur de l'indice SOI, la température varie de 3.2 K).

Pendant la saison d'hiver / printemps de l'hémisphère sud (juin – octobre, figure 3.17c), la réponse positive entre 30°N/S devient faible et non significative, alors que les bandes négatives à 30°N et S s'agrandissent. Les régions significatives (figure 3.17 d) montrent qu'une structure négative apparaît entre 30°S et 60°S et qu'une forte région de variabilité positive devient significative autour du Pole Sud (figures 3.17 c et d). Dans l'hémisphère nord, la bande négative centrée à 30°N est significative, au-dessus des Etats Unis, de l'Asie et de l'Europe.

Nous avons voulu d'abord montrer le signal global ENSO et ensuite discuter les régions significatives. Ce choix est principalement du au fait que l'analyse saisonnière conduite pour la base TOVS/3I (qui compte 8.5 années de données) réduit le nombre de degrés de liberté, et par conséquent la significativité des structures observées. Toutefois, certaines structures non significatives, surtout aux hautes latitudes où la variabilité naturelle est importante, pourraient être porteurs d'information physique. En effet, les structures négatives aux hautes latitudes nord persistent dans les autres couches et deviennent significatives lorsque l'analyse saisonnière est conduite pour la base de données FUB (20 années).

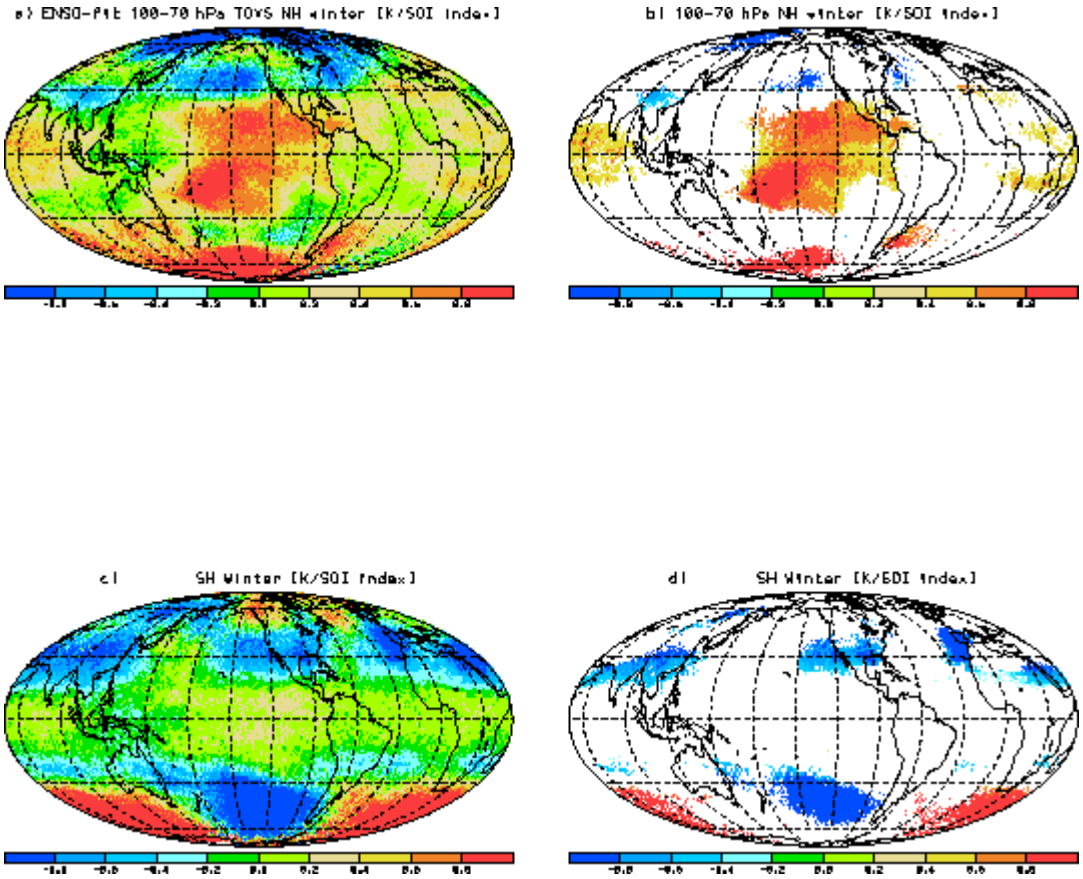

Figure 3.17 Réponse de la température au forçage ENSO à partir de données TOVS/3I pour la couche 100-70 hPa, après avoir éliminé les années suivantes l'éruption de Pinatubo. Unités : K/indice SOI. a) Pendant la saison d'hiver – printemps de l'hémisphère nord (décembre – avril). b) le même terme dans les régions où il est significatif à 90%. c) Pendant l'hiver – printemps de l'hémisphère sud (juin – octobre). d) Dans les régions où il est significatif à 90%.

Un problème supplémentaire vient du fait que l'éruption de Pinatubo peut contaminer les résultats ENSO : par cohérence avec l'analyse QBO et le calcul des tendances de température, nous avons choisi d'éliminer de nos séries temporelles les deux années suivantes l'éruption de Pinatubo ; la base de données est donc réduite et le signal ENSO aux hautes latitudes nord pourrait être partiellement masqué par cette omission.
C'est dans la couche 100-70 hPa que la réponse de la température à l'ENSO est la plus forte et la plus significative. Son amplitude dans le bassin du Pacifique ainsi que son extension spatiale et sa significativité pendant l'hiver / printemps diminuent lorsqu'on monte en altitude (couches 50-70 hPa et 50 – 30 hPa ; non montré). Toutefois, la bande négative autour de 30°N est encore présente pour ces couches. En particulier, dans la couche 30 – 10 hPa, il n'y a pas d'effet de l'ENSO au-dessus le Pacifique, mais les régions autour de 30°N (en particulier au-dessus de l'Asie) restent présentes, mais avec une significativité réduite (non montré).

La figure 3.18 montre la réponse associée à l'ENSO pour les vingt années de la base de données FUB à 100 hPa pendant l'hiver – printemps de l'hémisphère nord (les années post éruptions volcaniques ont été éliminées). Les structures sont en bon accord avec les résultats TOVS/3I pour la couche 100-70 hPa. De plus, l'amplitude de la réponse est du même ordre de grandeur (-0.8 K/indice SOI au-dessus de l'Asie et 0.6 au-dessus du Pacifique).
Aux hautes latitudes, les structures ne sont pas significatives à 100 hPa, comme c'était le cas pour TOVS/3I. A 50 hPa, il y a une région positive significative (refroidissement) autour du pole qui est présente aussi à 30 hPa (figure 3.19). Les structures négatives aux hautes latitudes nord signifient que pendant un événement El Nino, la stratosphère des hautes latitudes (de 50 à 30 hPa) a tendance à être plus chaude et donc le vortex polaire plus faible.

Si le refroidissement observé dans la basse stratosphère au-dessus de la région directement intéressée par l'ENSO (Pacifique central) est d'origine radiative, induit par l'augmentation de la convection profonde dans la troposphère en liaison avec l'anomalie positive de SST, un effet opposé est obtenu aux hautes latitudes nord. Cet « effet à distance » qui est encore visible et fort à 30 hPa, ne peut être expliqué qu'en évoquant des changements plus généraux de la circulation de la stratosphère induits par l'effet indirect de l'oscillation ENSO (par exemple : Hamilton, 1993).

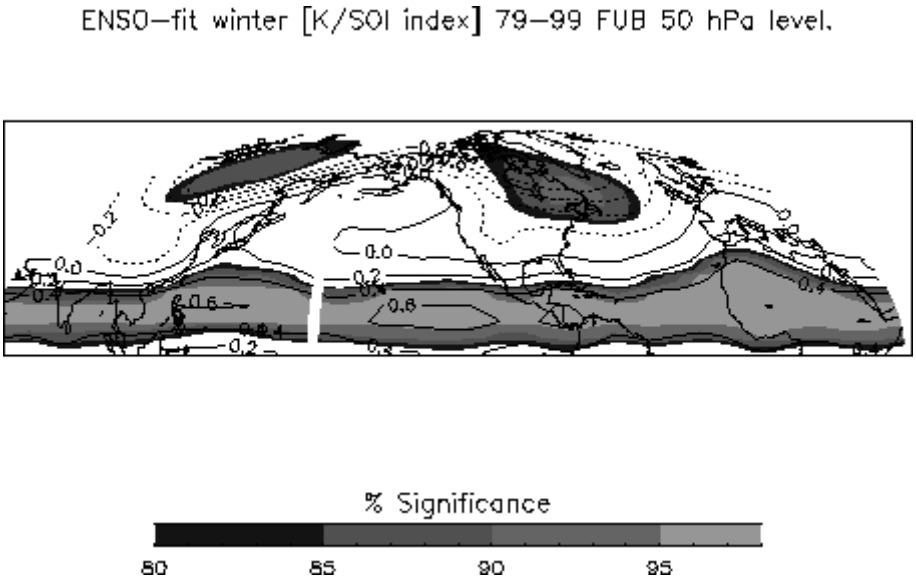

Figure 3.18 Réponse de la température au forçage ENSO à partir de données FUB (20 ans) pour le niveau 50 hPa pendant la saison d'hiver – printemps de l'hémisphère nord (décembre – avril).. Unités : K/indice SOI.

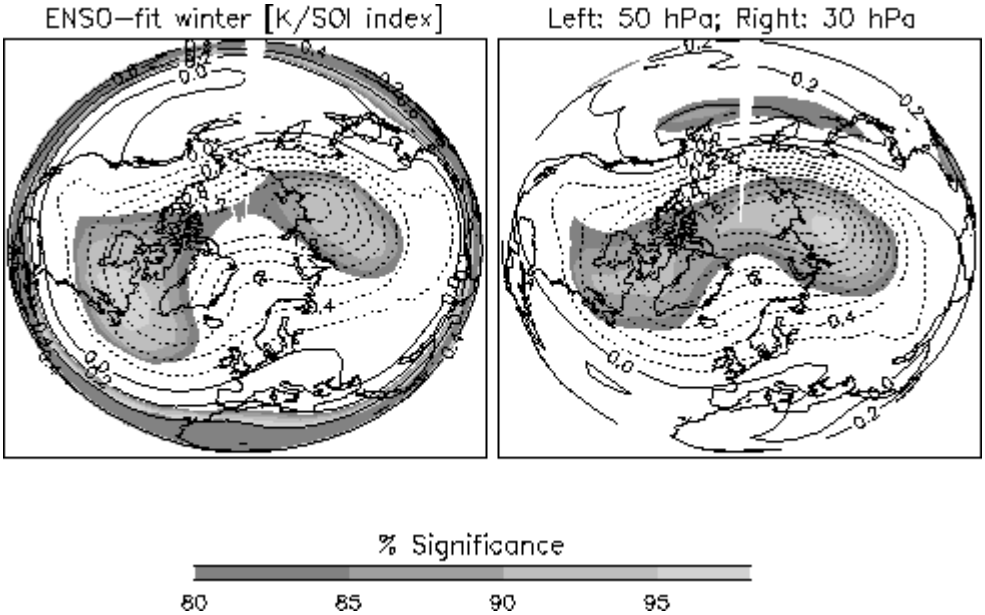

Figure 3.19 Comme figure 3.18 mais pour les niveaux 50 et 30 hPa en projection polaire.

3.4 Variabilité des températures FUB et SSU/MSU associée au cycle solaire

A partir des observations FUB, Labitzke et Van Loon (1988) ont observé une réponse significative de la basse stratosphère polaire hivernale à la variabilité solaire. La corrélation avec le cycle solaire observée augmente si les données sont séparées suivant la phase de la QBO à 45 hPa. Kodera (1993) a montré ensuite que la série solaire et la température polaire pouvaient être considérées comme corrélées, même sans séparer les données en fonction de la phase de la QBO. Plus récemment, Labitzke *et al.* (2002) ont observé une corrélation et des différences significatives entre les minima et maxima du cycle solaire dans les hauteurs géopotentielles et les températures issues des réanalyses NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996)

Si la variation de l'activité solaire d'un minimum à un maximum est de l'ordre de 0.1%, l'effet radiatif d'une telle variation à la surface de la Terre devrait être non détectable (0.1 K). Toutefois, les changements observés dans l'irradiance solaire ne sont pas distribués uniformément dans le spectre : ces sont les UV qui sont les plus affectés. Or, les changements dans les UV ont un effet sur l'ozone stratosphérique. Les changements dans l'ozone associés à la variation solaire induisent des changements dans la température et dans la structure des vents qui pourraient moduler à leur tour les propriétés des ondes planétaires (Hood, 2003). Cette idée d'une propagation verticale vers le bas, de la haute jusqu'à la basse stratosphère, a été proposée initialement par Hines (1974) et reprise successivement par d'autres auteurs (Haigh, 1994 ; Kodera, 1995 ; Hood *et al.*, 1993 ; Labitzke *et al.*, 2002).

Des études ont également suggéré qu'au moins une partie de la variabilité observée attribuée à la variabilité solaire est en réalité le reflet d'autres influences telles que les aérosols volcaniques (Salby et Shea, 1991 ; Solomon *et al.*, 1996) ou les oscillations internes au climat (Metha et Delworth, 1995) et que le cycle solaire module même la QBO (Salby et Callaghan, 2000). Le problème avec l'analyse de la variabilité associée au cycle solaire inter-décennale est que les bases de données utilisées doivent être suffisamment longues et sans discontinuités temporelles.

Kodera et Kuroda (2002) ont montré que, pendant l'hiver, la circulation de la stratopause en moyenne climatologique passe d'un état contrôlé par le rayonnement à un état contrôlé par la dynamique. Le cycle solaire peut changer l'équilibre entre ces deux états : l'état contrôlé par le rayonnement dure plus longtemps pendant un maximum de l'oscillation solaire et le jet subtropical est plus intense. De plus, ces auteurs suggèrent que l'influence du soleil à la stratopause se propage dans la basse stratosphère à travers la modulation de la variabilité interne du jet polaire en hiver et à travers un changement dans la circulation de Brewer-Dobson.

La signature sur l'ozone du cycle solaire de 11 ans à la stratopause a été détectée par McCormack et Hood (1996). La réponse de la température dans la haute stratosphère présente par contre des structures plus complexes.

Nous nous proposons donc d'estimer la signature du cycle solaire dans l'atmosphère moyenne à partir de la base de données SSU/MSU ; puis, des résultats pour la basse stratosphère à partir de la base de données FUB seront discutés.

La figure 3.20 représente l'effet (en moyenne annuelle) du cycle solaire sur les températures en fonction de la latitude et de la pression. L'effet du cycle solaire est positif entre 30 et 1 hPa (24-25 km) dans la bande de latitude 35°S-40°N avec un maximum de 0.7 K/cycle solaire (figure 3.20). Ceci est en bon accord avec des résultats précédents de Scaife *et al.*, (2000a). Ces régressions montrent que pendant un maximum/minimum du cycle solaire la température de la stratosphère moyenne tropicale présente une anomalie positive/négative. L'amplitude de cette anomalie est de 0.7 K/cycle solaire au maximum. Cet effet est du à la présence de l'ozone, dont l'efficacité de photodissociation est directement influencée par les variations de l'activité solaire.
Au-delà de cette bande de latitude, l'effet est négatif et faiblement significatif en moyenne annuelle (autour de 10 hPa). Ces résultats sont corroborés par les analyses récemment effectuées à partir de bases de données de rocketsondes (Keckhut *et al.*, 2004 soumis, cf annexe, et Keckhut *et al.*, 1995).
Les oscillations du cycle solaire influencent la propagation d'ondes planétaires dans la stratosphère extratropicale, via la modulation d'ozone ; nous avons donc effectué les régressions de la température également par saison. Les résultats de ces régressions pour la région de l'atmosphère centrée sur 15 hPa sont présentés sur la figure 3.21.

.

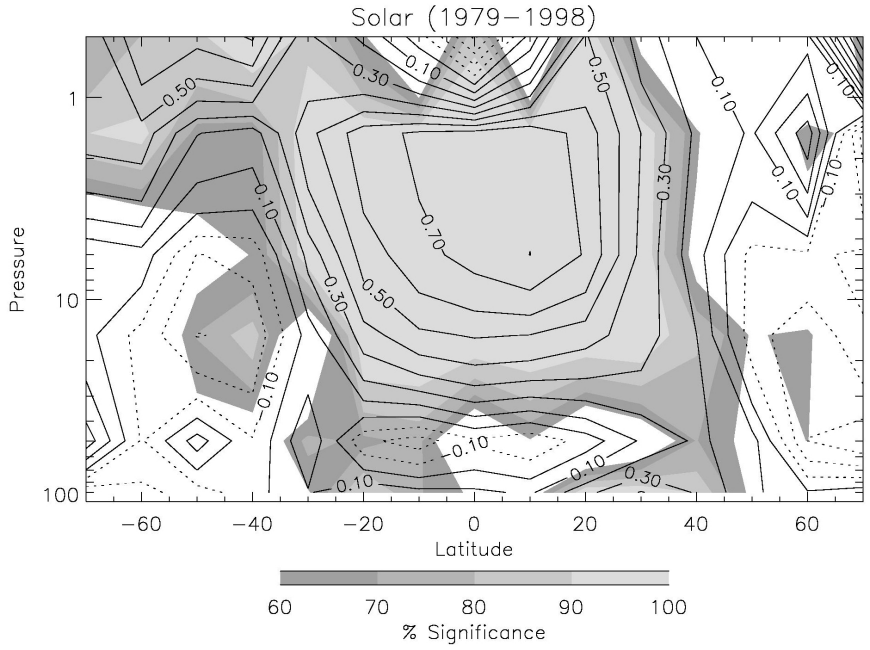

Figure 3.20 Effet du cycle solaire sur les données SSU/MSU en fonction de la latitude et de la pression. Unités : K/cycle solaire. Contours : tous les 0.1 K/cycle solaire.

Une forte dépendance saisonnière apparaît effectivement dans la haute et moyenne stratosphère, avec un maximum autour de 50° de latitude dans les deux hémisphères. La réponse de la température aux basses latitudes varie elle moins fortement avec la saison. Dans la région tropicale, l'effet solaire moyen sur la température est inclus entre 0.5 et 1 K/cycle solaire. La réponse aux hautes latitudes varie à 50°S de -1.8 K/cycle solaire en juillet à 0.6 K/cycle solaire en novembre et à 50°N de –1.2 K/cycle solaire en décembre à 0.2 K/cycle solaire en juillet. Concernant la structure négative déjà vue en moyenne annuelle, les deux hémisphères montrent des différences dans son amplitude et son extension en latitude : la réponse négative aux moyennes latitudes de l'hémisphère sud est plus forte mais limitée à 5 mois (de mai à septembre), alors que dans l'hémisphère nord, elle est visible pendant 7 mois (de octobre à avril) mais de plus faible amplitude.

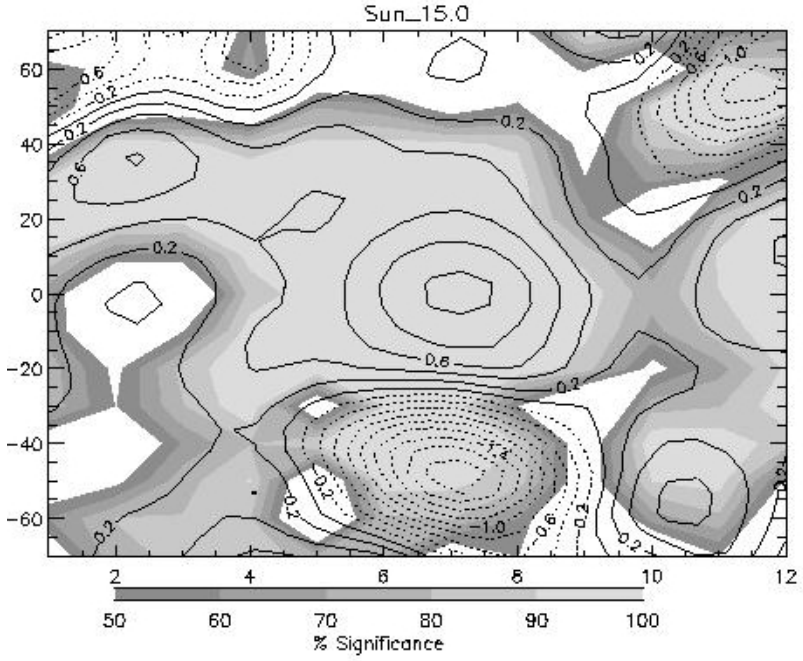

Figure 3.21 Cycle saisonnier de la réponse de la température à la variabilité solaire à 15 hPa en fonction des mois et de la latitude. Unités : K/cycle solaire. Contours : tous les 0.2 K/cycle solaire.

La réponse négative observée aux moyennes latitudes en moyenne annuelle ainsi que son cycle annuel ne sont pas encore complètement compris. Les différences entre les deux hémisphères peuvent être interprétés en termes de différences dans la stabilité dynamique des vortex, car les signatures négatives apparaissent pendant l'hiver de chaque hémisphère quand les ondes peuvent se propager vers le haut et se casser. Un travail récent (Hampson *et al.*, soumis 2004) montre, à partir de simulations par un modèle 3D de la stratosphère, que la réponse de la stratosphère au forçage solaire est fortement non-linéaire et est associée aux réchauffements stratosphériques soudains.

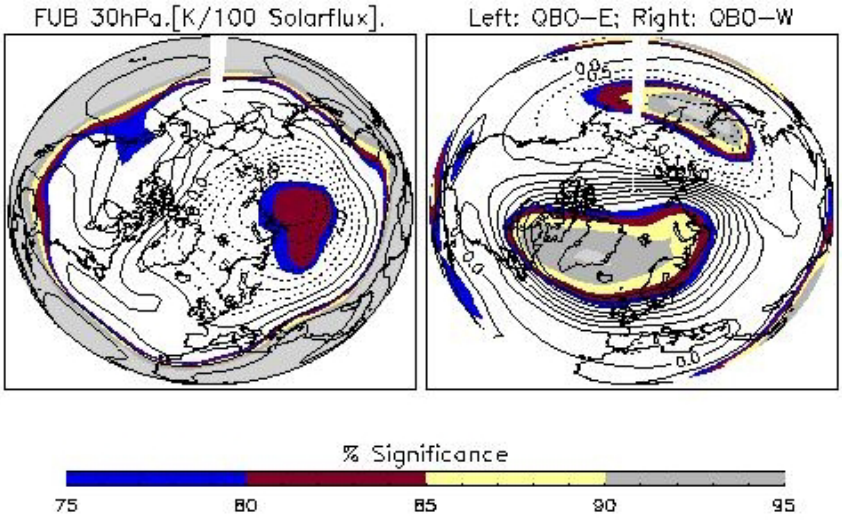

Figure 3.22 Régressions de la température FUB à 30 hPa sur l'indice solaire en séparant les années de QBO d'est (à gauche) et d'ouest (à droite). Unités : K/cycle solaire.

Nous avons effectué des régressions des températures FUB sur l'indice du flux solaire, en séparant les années de QBO à 45 hPa d'est et d'ouest. La figure 3.22 montre les résultats des régressions pour le niveau 30 hPa. Pendant une phase d'ouest de la QBO (figure de droite), la température polaire annuelle montre une réponse positive, c'est-à-dire qu'elle est positivement et significativement corrélée au cycle solaire. Deux régions apparaissent où les régressions sont positives (maximum 4 K/ cycle solaire) et négatives (maximum –3 K/cycle solaire). La région positive est plus grande et significative, elle couvre aussi le pole ; la région négative est significative à l'est du continent asiatique. Pendant une phase d'est (figure de gauche), les structures au nord de 30-40°N ne sont pas significatives, le taux de significativité de la structure négative présente sur le continent asiatique nord est inférieur à 85%. Au sud de 40°N, il apparaît une région positive, comme dans le cas des régressions effectuées pendant l'été, et significative partout, qui est absente sur la figure de droite.

Nous retrouvons donc un vortex polaire plus chaud pendant un maximum du cycle solaire, si la phase de la QBO descendante à l'équateur est d'ouest. Ces résultats sont en bon accord général avec les travaux de Labitzke (1987), Labitzke et van Loon (1988), van Loon et Labitzke (1998).

Des explications des structures observées reposent sur l'influence que le cycle solaire pourrait avoir sur la circulation méridionale diabatique dans les régions tropicales et subtropicales et sur la possibilité pour la QBO de moduler le cycle solaire (Salby et Callaghan, 2000 ; Labitzke, 2001).

Des travaux de modélisation à partir de GCM qui simulent le signal solaire ont observé les mêmes effets, mais moins prononcés qu'à partir des observations (Haigh, 1996 ; Shindell *et al.*, 1999, Balachandra *et al.*, 1999).

3.5 L'effet de l'Oscillation Arctique

L'Oscillation Arctique, aussi appelée Mode Annulaire de l'hémisphère nord (ou en anglais « Northern Annular Mode », NAM), a plusieurs définitions (Hurrel, 1995 ; Wallace et Gutzler, 1981 ; Thompson et Wallace, 1998, 2000). Au cours de ce travail, nous considérons la définition de Thompson et Wallace, (1998) selon laquelle l'indice AO correspond à la série temporelle centrée réduite calculée à partir de l'EOF principale des SLP (« Sea Level Pressure », pressions au niveau de la mer) entre 20°N et 90°N.
Un indice d'AO négatif est associé au niveau du sol à des basses pressions dans la région polaire et à des hautes pressions dans la bande subpolaire avec une symétrie zonale circulaire, et en altitude à une anomalie positive dans les vents zonaux polaires vers l'ouest : le vortex polaire est faible, et les ondes de Rossby se propageant depuis la troposphère l'affaiblissent encore. Par contre, pendant une phase positive d'AO, le vortex est plus fort et donc moins d'ondes s'y réfractent (figure 3.23). Cette dernière situation est associée à une circulation de Brewer-Dobson plus faible, et donc à moins d'ozone transporté dans la stratosphère extratropicale (Perlwitz et Graf, 2001).

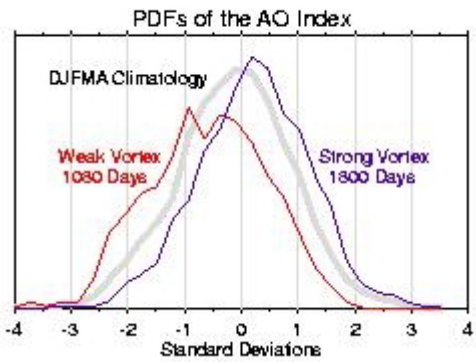

Figure 3.23 Fonction de densité de probabilité pour l'indice journalier normalisé de l'AO : de décembre à avril (courbe centrale), pour les 1080 jours où le vortex est faible (courbe à gauche), et pour les 1800 jours où le vortex est fort (courbe à droite). D'après Baldwin et Dunkerton (2001).

Baldwin et Dunkerton (1999) ont étudié le couplage entre l'AO et les conditions de la basse stratosphère ; ils ont mis en évidence une forte corrélation entre la troposphère et la stratosphère avec une tendance pour les signaux à se propager depuis la stratosphère vers la troposphère.

Pour examiner les structures de la température associées à ce mode de variabilité, des régressions des données FUB et SSU/MSU sur l'indice de l'AO ont été effectuées.

Les régressions annuelles sont présentées pour la base de données MSU/SSU (figure 3.24) :une structure positive peut être observée aux hautes latitudes nord (maximum 1 K/indice AO) au-dessus de 20 hPa et négative au-dessous. A 10 hPa, on retrouve une structure dipolaire entre 40°N et 60°N qui est liée à la structure de l'AO : les régressions sur le vent zonal (Wallace, 2000) montrent que quand il y a une basse pression sur le pole et une haute pression dans les régions subpolaires, des forts vents d'ouest apparaissent au nord de 45°N.

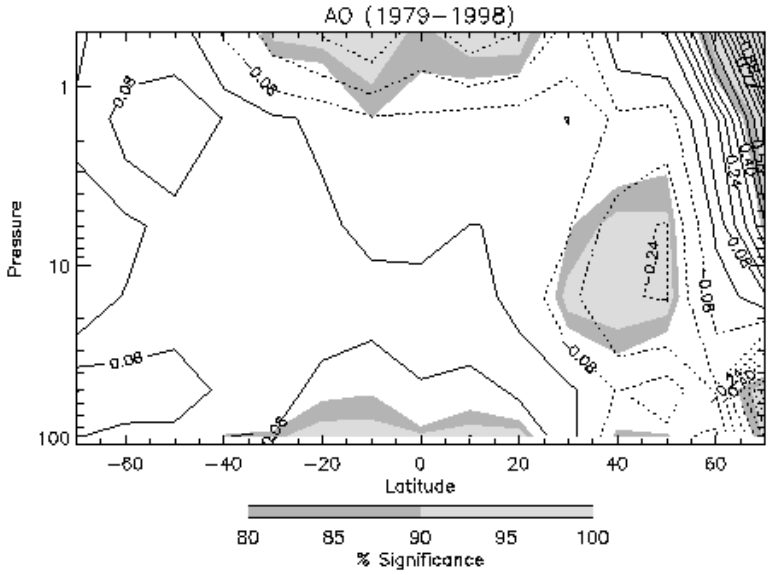

Figure 3.24 Régression annuelle de l'indice AO sur la température SSU/MSU. Unités : K/indice de AO.

Les régressions mensuelles à 100 hPa (données FUB ; figure 3.25 en haut) montrent une réponse maximale aux hautes latitudes nord pendant l'hiver et indiquent un refroidissement en cas d'indice AO positif : lorsque l'indice d'AO prend sa valeur maximale (3, pendant certains hivers), le refroidissement à 80°N peut atteindre 6 K.

L'indice d'AO montrant lui-même une tendance positive (par exemple : Wallace, 2000), la figure 3.25 (en bas) montre la contribution de l'Oscillation Arctique aux tendances de température pour la base de données FUB en fonction du mois et de la latitude de

l'hémisphère nord. On observe que la contribution est un refroidissement de 1.25-1.5 K/décennie maximum pendant l'hiver-printemps à 80°N. Cette figure doit être comparée avec les tendances mensuelles à 50 hPa qui sont montrées dans le chapitre 4 (figure 4.6).

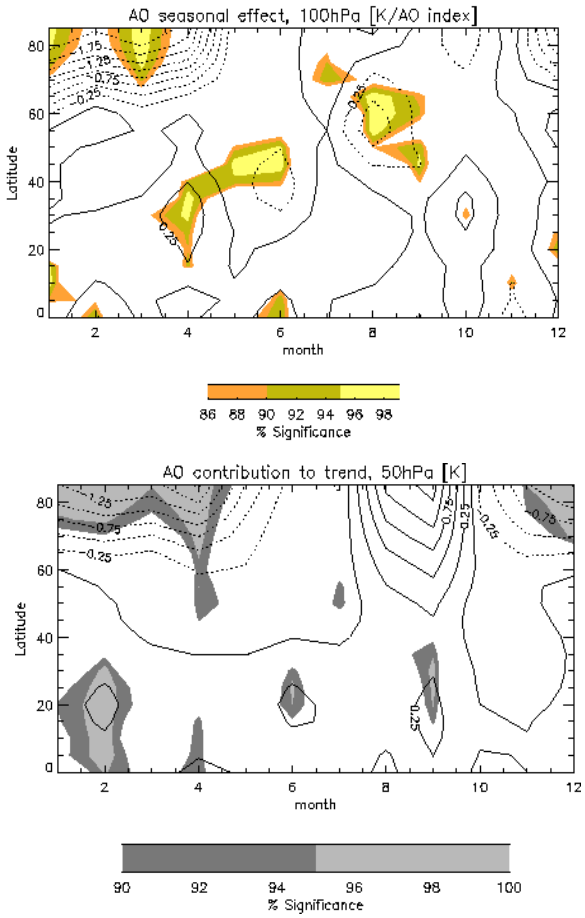

Figure 3.25 Haut: régression mensuelle de l'indice AO sur la température FUB à 100 hPa. Unités : K/indice de AO. Bas: contribution de l'Oscillation Arctique aux tendances observées à 50 hPa pour l'hémisphère nord en fonction de la latitude et du mois. Unités: K/décennie.

3.6 Les résidus

Les résidus, dont les propriétés statistiques ont été brièvement présentées dans le chapitre précédent, incluent toute la variabilité qui n'est pas considérée dans la paramétrisation des processus physiques. L'analyse des résidus donne des indications sur la fiabilité de la méthode et nous permet donc d'estimer le degré de confiance de notre estimation. Nous étudions le terme résiduel lorsque sont inclus les différents termes de forçage dans les régressions multi-paramétriques. Nous montrons ici l'effet des termes de QBO et de l'AO pour les séries issues des bases de données FUB et TOVS/3I.

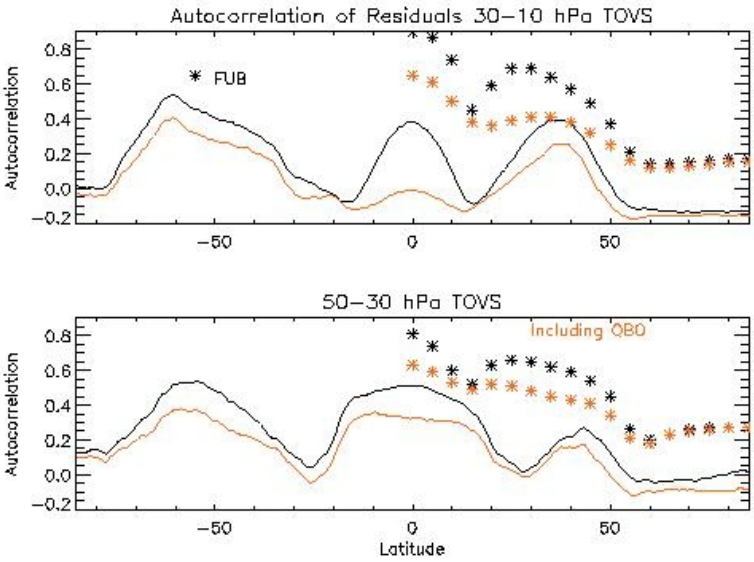

Figure 3.26 Taux d'auto-corrélation des séries temporelles des résidus (terme Nt de l'équation 2.1) en fonction de la latitude pour les bases de données TOVS/3I (courbes continues) à 30-10 hPa et 50-30 hPa et FUB (étoiles) à 30 et 50 hPa. La courbe et les points gris / noirs représentent le taux d'auto-corrélation au cas où l'on inclut / élimine le terme de QBO dans les régressions multi-paramétriques respectivement.

La figure 3.26 représente le taux de auto-corrélation Φ des séries temporelles des résidus *Nt* en fonction de la latitude pour les bases de données TOVS/3I à 30-10 hPa et 50-30 hPa et FUB à 50 et 30 hPa lorsque l'on inclut ou pas le terme de QBO. L'auto-corrélation (courbe noire) montre trois maxima :

- à l'équateur avec Φ égal 0.4 pour TOVS/3I à 30-10 hPa et 0.9 pour FUB à 30 hPa; ces valeurs deviennent 0.5 à 50-30 hPa et 0.8 à 50 hPa respectivement.
- à 30°N - 40°N, avec Φ égal à 0.4 pour TOVS/3I à 40°N, et 0.6 pour FUB à 30°N
- à 60°S, avec Φ variable entre 0.5 et 0.6

En principe, une faible auto-corrélation entre les points de la série permet de mieux estimer des tendances à long terme. Les valeurs de Φ sont en générale beaucoup plus grandes pour la base de données FUB. Ceci suggère qu'il devrait être plus aisé de détecter une tendance linéaire pour les séries TOVS/3I que pour la base FUB à partir d'une série de la même longueur. L'inclusion du terme de QBO réduit significativement la valeur de l'auto-corrélation à toutes les latitudes pour les deux bases de données. L'effet maximal se situe à l'équateur dans la couche 30-10 hPa pour la base TOVS/3I, où l'effet de QBO est le plus important. Toutefois la corrélation présente des valeurs assez importantes pour la base FUB.
La figure 3.27 représente le taux d'auto-corrélation des séries temporelles des résidus en fonction de la variance (exprimé en pourcentage par rapport à la valeur moyenne de la température à la latitude considérée) pour la couche 30-10 hPa (base de données TOVS/3I) et différentes tranches de latitude, lorsque l'on inclut ou pas le terme de QBO dans l'équation 2.1.
La dépendance en latitude est claire : les basses latitudes montrent une corrélation positive et une faible variance par rapport aux hautes latitudes. L'inclusion du terme de QBO dans les régressions réduit le terme d'auto-corrélation aux basses latitudes ainsi que leur variance. Ceci confirme que la QBO est le mode dominant de variabilité aux basses latitudes. Des résultats similaires pour la QBO sont observés dans l'hémisphère sud.

La figure 3.28 montre l'auto-corrélation en fonction de la variance pour la base FUB à 50 hPa pour différentes tranches de latitude. L'inclusion du terme d'AO dans la régression, mode de variabilité dominant pendant l'hiver de l'hémisphère nord, a bien pour effet de réduire la variance et l'auto-corrélation aux hautes latitudes.
La longueur de la série, la variabilité et les valeurs des auto-corrélations des résidus sont les facteurs clé lorsqu'on évalue la possibilité d'estimer des tendances significatives. Weatherhead *et al*. (1998) et Tiao *et al*. (1990) estiment à partir des caractéristiques des résidus en termes de variance et auto-corrélation le nombre minimal d'années nécessaires pour estimer une certaine tendance linéaire significative.
Si ω_0 est la tendance à détecter, σ_N est la variance des résidus et Φ est l'auto-corrélation, le nombre minimal d'années n nécessaires pour estimer une tendance linéaire significative est (Weatherhead *et al*., 1998):

$$n = \left[\frac{3.3\sigma_N}{|\omega_0|} \sqrt{\frac{(1+\phi)}{(1-\phi)}} \right]^{2/3} \qquad (3.3)$$

La relation 3.3 montre qu'il est nécessaire de disposer d'une longue base de données pour estimer une faible tendance et que n est proportionnel à la variance des résidus. Nous allons maintenant quantifier la valeur de n en fonction de Φ *et* σ_N , estimés à partir de la base de

données TOVS/3I. La figure 3.29 montre le taux d'auto-corrélation des séries temporelles des résidus en fonction de la variance issu des séries TOVS/3I pour différentes latitudes (0.5°N, 20.5°N, 40.5°N, 60.5°N et 70.5°N). Nous avons superposé les courbes qui représentent les valeurs de Φ et de σ_N en fonction de différentes valeurs de n pour une tendance ω_0 égale à 0.5 %/année. Cette valeur est représentative de la tendance des températures aux latitudes moyennes. Le nombre d'années nécessaires pour l'estimation d'une tendance donnée augmente avec la latitude (de 8 à 23 ans) car la variabilité naturelle aux hautes latitudes est plus importante. L'inclusion du terme de QBO réduit sensiblement n (de 11 à 7 ans) aux basses latitudes. Toutefois l'estimation de n indique que la longueur de la base de données TOVS/3I ne permet pas aujourd'hui la détection de tendances fiables.

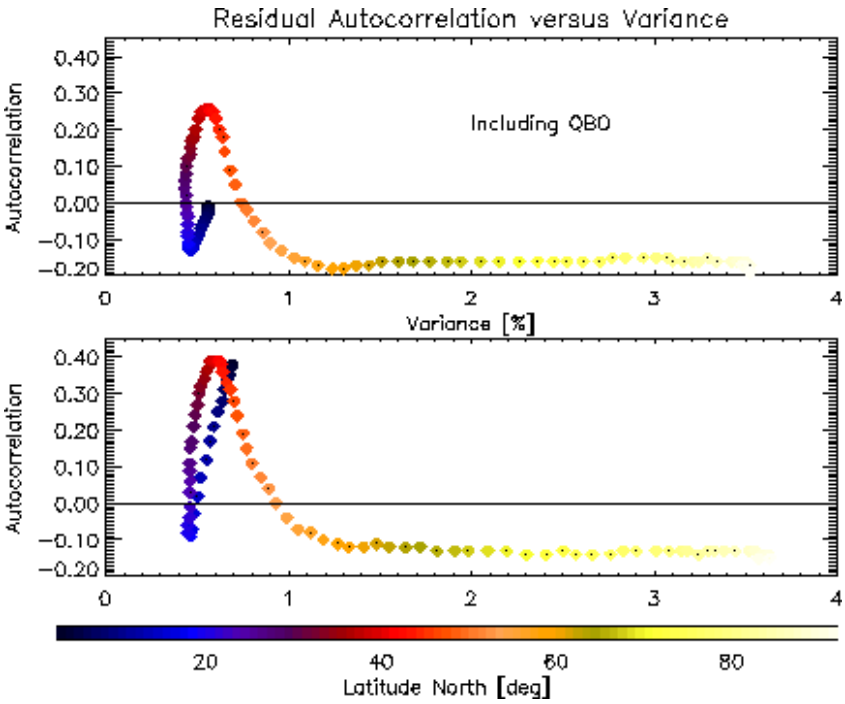

Figure 3.27 Taux d'auto-corrélation des résidus (terme *Nt* équation 2.1) en fonction de la variance des résidus (en pourcentage) à différentes latitudes de l'hémisphère nord pour la base de données TOVS/3I et la couche 30-10 hPa lorsque l'on inclut (en haut) ou pas (en bas) le terme de QBO dans les régressions multi-parametriques. La période suivant l'éruption de Pinatubo a été éliminée.

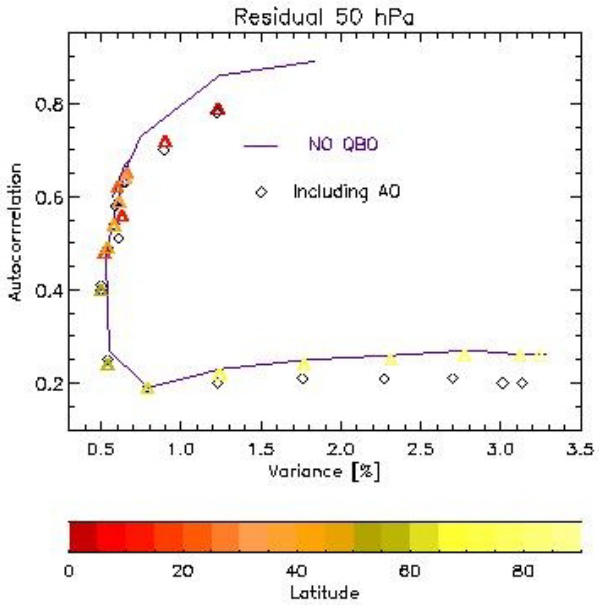

Figure 3.28 Comme figure 3.27, mais pour la base de données FUB à 50 hPa. Les diamants noirs représentent les régressions effectuées en ajoutant le terme de l'AO.

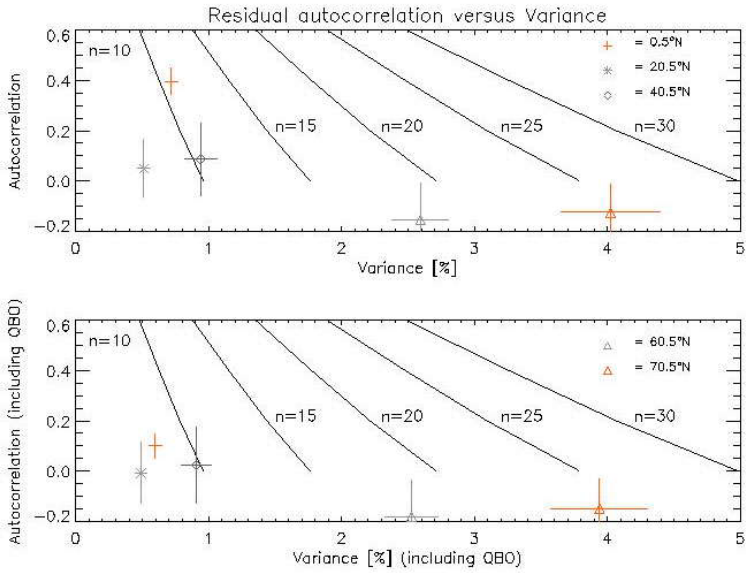

Figure 3.29 Comme figure 3.27 mais pour les latitudes (0.5°N, 20.5°N, 40.5°N, 60.5°N et 70.5°N). Les courbes noires superposées représentent le nombre minimal d'années nécessaires pour détecter une tendance linéaire de 0.5%/année, estimé à partir de l'équation 3.3.

3.7 Conclusions au chapitre

Les trois bases de données TOVS/3I, FUB et MSU/SSU, décrites dans le chapitre 2, ont été utilisées pour étudier la réponse de la température stratosphérique aux forçages de la QBO, de l'ENSO, de la variabilité solaire et de l'AO à l'échelle globale.
Ces analyses montrent qu'il est possible d'étudier la variabilité à basse fréquence associée à la QBO et à l'ENSO à partir d'une série de l'ordre de 10 ans.

Nous observons que la variabilité naturelle de la température dépend de la saison et de la latitude et son amplitude est en général importante par rapport aux tendances à long terme que l'on désire identifier. L'inclusion des différents éléments de forçage dans la méthode de régression nous a permis d'améliorer le calcul des tendances et le degré de confiance de notre analyse.

L'analyse met en évidence la réponse à structure zonale de la température au forçage de la **QBO** dans la stratosphère tropicale et sa propagation depuis les niveaux les plus hauts de la basse stratosphère jusqu'à la tropopause.
Un décalage des structures de variabilité est évident entre la basse stratosphère (100 – 30 hPa) et la moyenne/haute stratosphère (20 – 1 hPa), avec une réponse plus forte dans la basse stratosphère (7 K par cycle de QBO pour le niveau 30 hPa de la base de données FUB).
A l'équateur, la réponse est maximale avec un réchauffement pendant les phases d'ouest de la QBO et un refroidissement pendant les phases d'est. Dans la région 20°-40° N/S, la réponse est zonale et déphasée par rapport aux Tropiques (2.5 K par cycle de QBO à 30 hPa). La transition entre les deux régimes est observée entre 15° et 20° pour les deux hémisphères.
Le décalage de la réponse entre les basses latitudes et la région incluse entre 20° – 40° N/S est du à la circulation méridionale secondaire induite par la QBO, qui provoque une descente d'air à l'équateur pendant le réchauffement associé à la QBO d'ouest et une montée d'air dans la région 20° – 40°.
Les anomalies de température induites par la QBO se propagent vers le bas. Nous avons estimé que dans la basse stratosphère cette propagation est moins marquée aux moyennes latitudes: le décalage avec l'équateur à un niveau donné est d'environ 15 mois ; le décalage entre les niveaux 30 et 100 hPa est de 20 mois à l'équateur et 10 mois aux latitudes moyennes.

Les éruptions volcaniques (et en particulier celle du mont Pinatubo) rendent plus difficile la détection d'un signal lié à la QBO aux sub-tropiques, où la barrière dynamique stratosphérique contrôle les échanges entre l'équateur et les latitudes moyennes. Une structure dipolaire induite par la QBO dans la basse stratosphère polaire n'est pas détectée lors de l'analyse de la base réduite TOVS/3I: cela indique indirectement un effet de l'éruption du mont Pinatubo sur les hautes latitudes.

L'amplitude de la réponse de la température à la QBO est plus grande pour FUB que pour TOVS/3I ou SSU/MSU. Cet effet est attribué à la résolution verticale des bases de données (la phase de la QBO dépend de l'altitude) : la largeur des fonctions de poids des canaux ne permet de restituer la température que dans une couche, tandis que les analyses FUB sont définies sur des niveaux fixés.

La réponse de la QBO présente un cycle saisonnier significatif entre 20° et 40° N/S avec un maximum pendant l'hiver / printemps des deux hémisphères à toutes les altitudes dans la stratosphère, ainsi qu'aux hautes latitudes (c'est pour cette raison que la réponse annuelle n'est pas significative dans cette dernière région).

La QBO est donc le mode dominant de variabilité à l'équateur et dans les régions subtropicales et joue un rôle important dans la variabilité aux hautes latitudes à travers la modulation de la propagation des ondes planétaires; au vu de l'amplitude de l'effet de la QBO, sa prise en compte de la QBO est absolument nécessaire pour l'estimation de tendances.

Les structures de variabilité associées à l'**ENSO** et à la Nina dans la stratosphère sont non-zonales et ont une forte dépendance saisonnière. Les structures positives observées dans le bassin du Pacifique indiquent un refroidissement pendant les événements ENSO, qui peut aller jusqu'à 3.2 K ; le refroidissement est du à une augmentation de la convection humide suite au réchauffement des SST tropicales liés à El Nino.
Des structures de variabilité significatives sont observées dans les couches les plus hautes de la basse stratosphère polaire Arctique, avec des hivers plus chauds lors d'événements ENSO intenses.

Nos analyses montrent en outre qu'il est possible d'étudier la variabilité à basse fréquence associée à la QBO et à l'ENSO à partir d'une série de l'ordre de 10 ans.

La **variabilité solaire** a un effet indirect sur la structure thermique de la stratosphère à travers la modulation de l'ozone stratosphérique. La variabilité de la concentration d'ozone influence aussi la structure des vents et la propagation des ondes planétaires. En général, on s'attend à un réchauffement associé à un maximum d'activité solaire : l'analyse de données confirme qu'un tel effet est observé dans la haute et moyenne stratosphère entre 40°N/S avec une valeur maximale de 0.7 K par cycle solaire. Toutefois, des structures négatives apparaissent pendant les mois d'hiver de chaque hémisphère entre 40° et 70°N et entre 30° et 70°S dans la haute et moyenne stratosphère. Elles pourraient être dues à l'effet indirect de la variabilité solaire sur la propagation des ondes planétaires.

La variabilité des températures associée à l'**AO** est significative pendant l'hiver dans l'hémisphère nord : des valeurs positives d'AO sont associées à un vortex polaire intense et donc à un refroidissement de la basse stratosphère. Les tendances positives d'AO sont également responsables des tendances de température aux hautes latitudes nord pendant l'hiver : la contribution maximale de l'AO au refroidissement observé est de 20% le mois de mars (à 80°N) et de 60% en avril.

L'analyse des résidus confirme que l'AO et la QBO sont les principaux facteurs de variabilité de la température dans la stratosphère. L'étude des paramètres statistiques à partir des bases de données TOVS/3I et FUB nous a permis d'estimer la longueur minimale de la série temporelle pour estimer des tendances significatives.

CHAPITRE 4

Les tendances de température

4.1 Introduction

Pour évaluer les changements à long terme dans la stratosphère, les bases de données analysées couramment sont constituées par les mesures des radiosondes (à partir des années 40), des lidars (depuis 1979), les produits satellitaires (depuis 1979), les mesures du type rocketsonde (depuis les années 60), ainsi que les réanalyses météorologiques issues de la modélisation numérique et assimilant des observations de radiosondes et de satellites. Les études menées jusqu'à aujourd'hui sur les tendances stratosphériques pour les vingt dernières années montrent toutes un refroidissement global considérable et significatif de la stratosphère avec en particulier un refroidissement important de la basse stratosphère polaire pendant l'hiver- printemps (3-4 K/décennie ; WMO, 2003), même si la très large variabilité associée à cette région rend difficile l'interprétation des résultats. L'amplitude et l'incertitude associés aux calculs des tendances dépendent aussi de l'altitude et de la saison. De plus, chaque base de données a ses propres incertitudes dont il faut tenir compte pour l'interprétation et la significativité des tendances.

Les données des radiosondages offrent une couverture horizontale qui n'est pas homogène (meilleure pour l'hémisphère nord que pour le sud, très faible aux Tropiques et aux hautes latitudes en général, très faible également sur les vastes étendues océaniques), et ils couvrent seulement la basse stratosphère. Les résultats publiés avec ces jeux de données montrent une tendance dans l'hémisphère nord comprise entre –0.2 ; –0.5 K/décennie (Ramaswamy *et al.*, 2001) dans la basse stratosphère pour la période 1979-1994, et de l'ordre de -0.5 K/décennie en moyenne globale pour la période 1979-2000 (Angell, 2003). Le refroidissement est plus marqué aux moyennes latitudes de l'hémisphère nord (-0.75 K/décennie) et moins fort (-0.5 ;1 K/décennie) dans la bande 15°S-45°S (Ramaswamy *et al.*, 2002). Le Tableau 3 de Ramaswamy *et al.* (2001) offre un résumé détaillé et exhaustif des tendances calculées à l'aide des différentes bases des radiosondages et l'article de Angell (2003) constitue une mise à jour de ces résultats.

Les données satellitaires SSU montrent un refroidissement de la haute stratosphère de 3 K/décennie au niveau de la stratopause et un minimum de 0.5 K/décennie dans la moyenne stratosphère (Ramaswamy *et al.*, 2001 et Ramaswamy *et al.*, 2002 pour la dernière mise à jour). Les données de lidars et fusées, disponibles sur des sites spécifiques, montrent un refroidissement de la haute et moyenne stratosphère de 1-2 K/décennie à partir des années 1970 (Ramaswamy *et al.*, 2001).

Dans ce chapitre, nous nous proposons de mettre à jour les calculs des tendances des températures stratosphériques pour la base de données FUB en incluant les années jusqu'à 2000 ainsi que de recalculer les tendances pour la base SSU/MSU pour la période 1979 – 1998. Pour les deux jeux de données la même méthode (les régressions multi-paramétriques décrites au chapitre 2) sera utilisée, et on s'affranchira des causes de variabilité étudiées dans le chapitre précédent (ce qui n'est pas le cas dans les études cités au paragraphe précédent). Les tendances seront fournies à tous les niveaux, pour toutes les couches, pour chaque saison et région et dans les mêmes conditions, c'est à dire en incluant les mêmes termes de forçage. Ceci nous permettra, une fois que la variabilité naturelle aura été isolée, d'améliorer la significativité des résultats ainsi que d'évaluer quantitativement la contribution des phénomènes tels que la tendance de l'AO aux tendances de température observés. De plus, le fait de mener la même analyse sur les données issues des observations satellitales et de radiosondages ainsi que des sorties de modèles (chapitre 5) nous permettra d'avoir une base homogène des tendances de température, de comparer les résultats avec les simulations et donc de mieux quantifier par région, altitude et saison les effets de la diminution de l'ozone et de l'augmentation de gaz à effet de serre sur les tendances de température observées pour la période allant de 1980 à 1999. En outre, à partir des études de la variabilité, il sera aussi possible d'effectuer des études statistiques telles que l'estimation du nombre minimal d'années nécessaires pour calculer une tendance significative selon la latitude et la saison (Weatherhead, 1998).

Dans la suite, nous présentons donc les calculs des tendances de température dans la stratosphère à partir des bases de données FUB et SSU/MSU pour les vingt dernières années.
La région 70°S-90°S, couverte par aucun de ces deux jeux de données, ne sera pas étudiée.
Nous nous réfèrerons à la région comprise entre 100 et 30 hPa (16-25 km) comme à la basse stratosphère, à la région entre 30 et 3 hPa (5-40 km) comme à la moyenne stratosphère et à la région entre 3 et 0.5 hPa (40-50 km) comme à la haute stratosphère. Ce n'est que dans le chapitre suivant du manuscrit que nous proposerons une interprétation détaillée des causes du refroidissement à l'aide de sorties de modèles de circulation générale. A partir des observations de température, il est aussi possible d'observer indirectement le changement dans la circulation moyenne stratosphérique. Ceci sera abordé dans le dernier paragraphe de ce chapitre.

4.2 Analyses des tendances de température observées

Toutes les tendances calculées dans ce chapitre sont obtenues à partir des régressions multi-paramétriques décrites dans le chapitre 2. Les calculs ont été effectués en incluant la QBO, l'ENSO, l'AO et le cycle solaire comme termes de forçage et en excluant les périodes suivant les éruptions volcaniques d'El Chichon et du Pinatubo.

4.2.1 Tendances globales

La figure 4.1 représente le profil vertical moyen des tendances de température globales et les incertitudes associées (2s) à partir de données SSU/MSU pour la période 1979-1998 et la région 70°S – 70°N. On observe un refroidissement significatif dans toute la stratosphère. On a aussi représenté les tendances pou les trois niveaux FUB, moyennés entre 0 et 70°N. Les deux bases de données montrent un bon accord dans la basse stratosphère où le refroidissement est significatif et compris entre -0.5 et -1 K/décennie. En moyenne, le refroidissement observé dans la basse stratosphère est équivalent pour l'un et l'autre des hémisphères. A 15hPa, il est de -0.5 K/décennie et négatif ; il n'est pas significatif à 6hPa. A partir de ce niveau, la tendance négative augmente avec l'altitude pour atteindre la valeur maximale de -2.5 K/décennie à 0.5hPa.

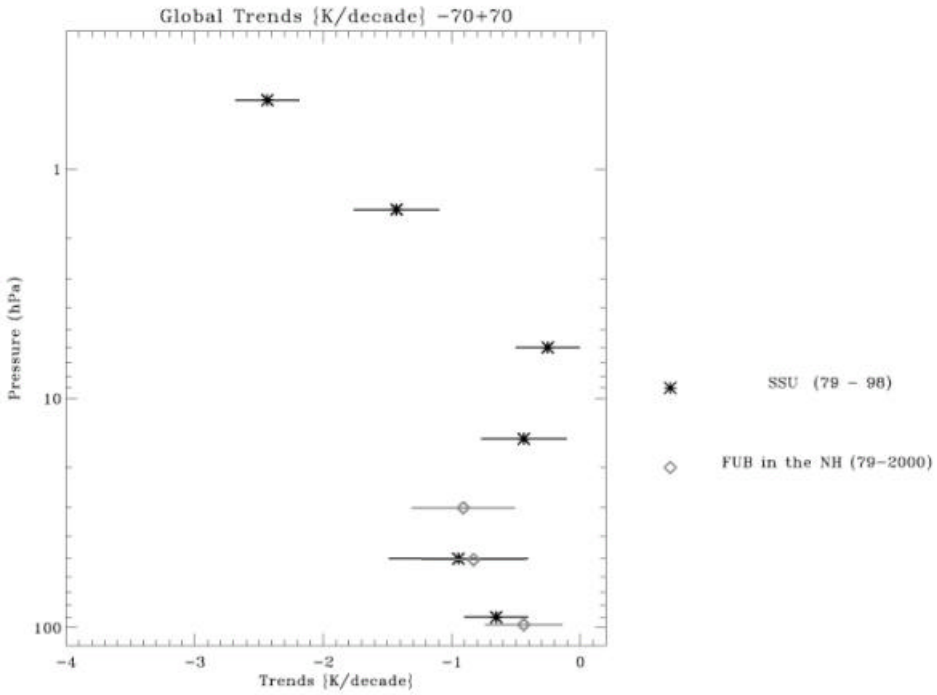

Figure 4.1 Tendances annuelles globales (70°S-70°N) pour la base de données MSU/SSU (étoiles) et pour l'hémisphère nord (0°-70°N) FUB (diamants).

4.2.2 Etude en fonction de la latitude

Les tendances annuelles zonales SSU/MSU et FUB en fonction de la latitude et de l'altitude sont représentées sur la figure 4.2 ; les régions en gris sont significatives à 95%. En dehors de

la région centrée sur 10 hPa pour des latitudes relativement élevées, la basse stratosphère se refroidit significativement à toutes les latitudes avec une amplitude maximale au sud de 50°S et aux hautes latitudes nord (-1.25 K/décennie ; figure 4.2b). Les régions qui subissent le plus fort refroidissement en haute stratosphère sont celles situées au delà de 50°N et S.

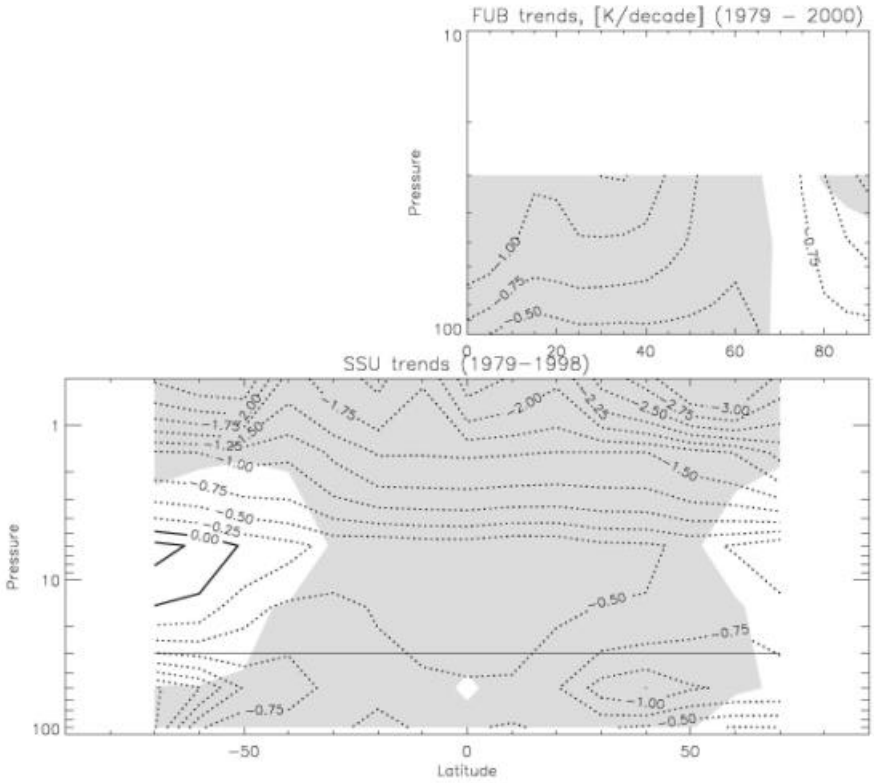

Figure 4.2 Tendances annuelles en moyenne zonale en fonction de la latitude et du niveau de pression (MSU/SSU et FUB).

La moyenne stratosphère (base de donnés SSU/MSU), est caractérisée par un refroidissement moins fort et quasiment indépendant de la latitude ; la haute stratosphère voit une diminution maximale de la température à la stratopause (-3K/décennie autour de 1 ; 0.5 hPa).

Les tendances de température en moyenne annuelle, montrées sur la figure 4.2, peuvent être comparées avec les tendances annuelles d'ozone, présentées sur la figure 4.3 où les tendances plus fortes que 250 ppbv/décennie sont indiquées en gris. Les tendances négatives maximales en température correspondent aux tendances négatives maximales d'ozone. En particulier, la forte tendance négative de la température dans la basse stratosphère aux hautes latitudes sud

est bien reliée à la diminution locale d'ozone. La relation entre les tendances négatives à la stratopause est par contre moins évident à cause du fait que les tendances de température à la stratopause sont dues à l'effet combiné de la diminution de l'ozone, détruit aux pôles et redistribué par la circulation, mais aussi détruit localement via les composés du chlore, et de l'augmentation des gaz à effet de serre tels que le CO2 (Langematz, 2003).

Toujours sur la figure 4.2, on peut noter un réchauffement de 0.25 K/décennie dans la région comprise entre 30 et 10 hPa aux hautes latitudes de l'hémisphère sud, mais il n'est pas significatif. Pour comprendre ce réchauffement, nous comparons à nouveau la figure 4.2 avec les tendances d'ozone (figure 4.3). Cette région se trouve au-dessus de la partie de l'atmosphère où la diminution locale d'ozone dans la basse stratosphère est significative. Mahlman et al. (1994) ont montré, à partir de simulations effectuées par un modèle de circulation générale, que la diminution d'ozone cause un refroidissement local et un changement dans le bras descendant de la circulation résiduelle (renforcement) qui a comme effet un réchauffement des régions au-dessus de la région de la diminution d'ozone. Nos résultats sont donc cohérents avec ces simulations et la tendance d'ozone.

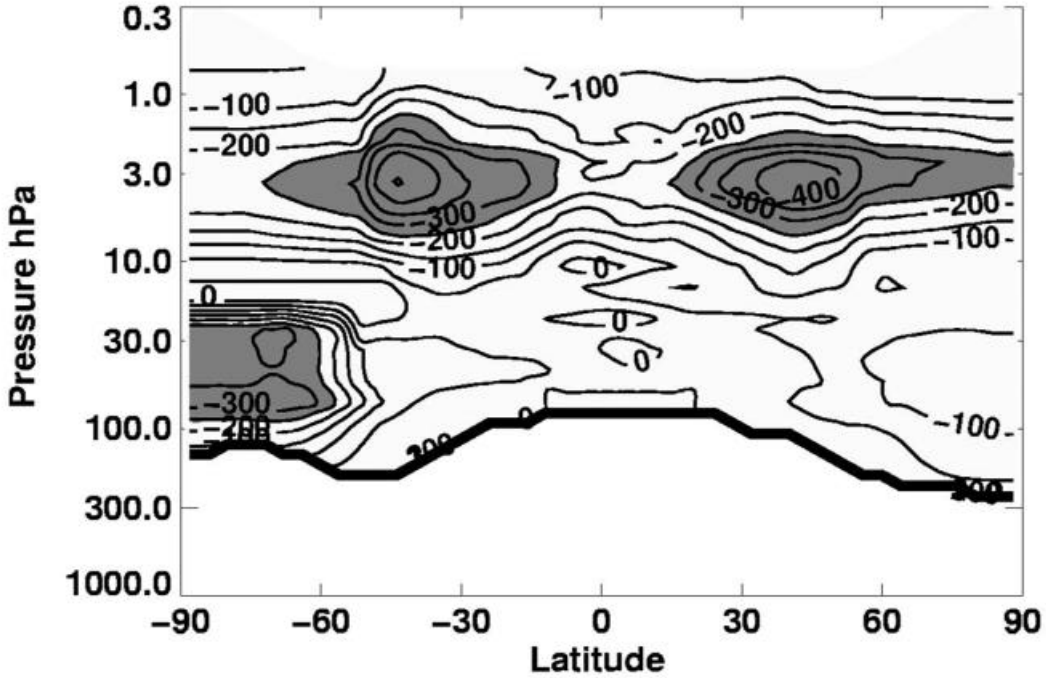

Figure 4.3 Tendances annuelles d'ozone en moyenne zonale (d'après Austin *et al.*, 2003)

La figure 4.4 montre le détail des tendances zonales en moyenne annuelle en fonction de la latitude à 90-100 hPa (SSU/MSU et FUB) et 50hPa (SSU et FUB). La tendance annuelle est négative partout et plus forte aux hautes latitudes où la variabilité est aussi la plus grande. Le refroidissement le plus important dans la basse stratosphère est obtenu aux hautes latitudes de l'hémisphère sud (70°S) avec une valeur de -1.8 K/décennie à 50 hPa. Un deuxième maximum relatif dans le refroidissement est observé au pole nord (-1.25 K/décennie à 50 hPa). En moyenne globale et entre 100 et 50 hPa, nous retrouvons un refroidissement de l'ordre de -0.8 K/ décennie pour la période 1979-2000, en bon accord avec les résultats de Angell (2003) qui obtient en moyenne globale un refroidissement de l'ordre de -0.5, -1 K/décennie (le premier avec les données issues des radiosondages, le deuxième avec la base de données MSU). Pour l'hémisphère nord (base de données FUB de 1979 à 2000) et pour l'hémisphère sud (base MSU/SSU de 1979 à 1998), nous obtenons un refroidissement entre 100 et 50 hPa de l'ordre de -0.7 K/décennie (en incluant le pole) et de –1 K/ décennie respectivement, toujours en bon accord avec les résultats de Angell, 2003.

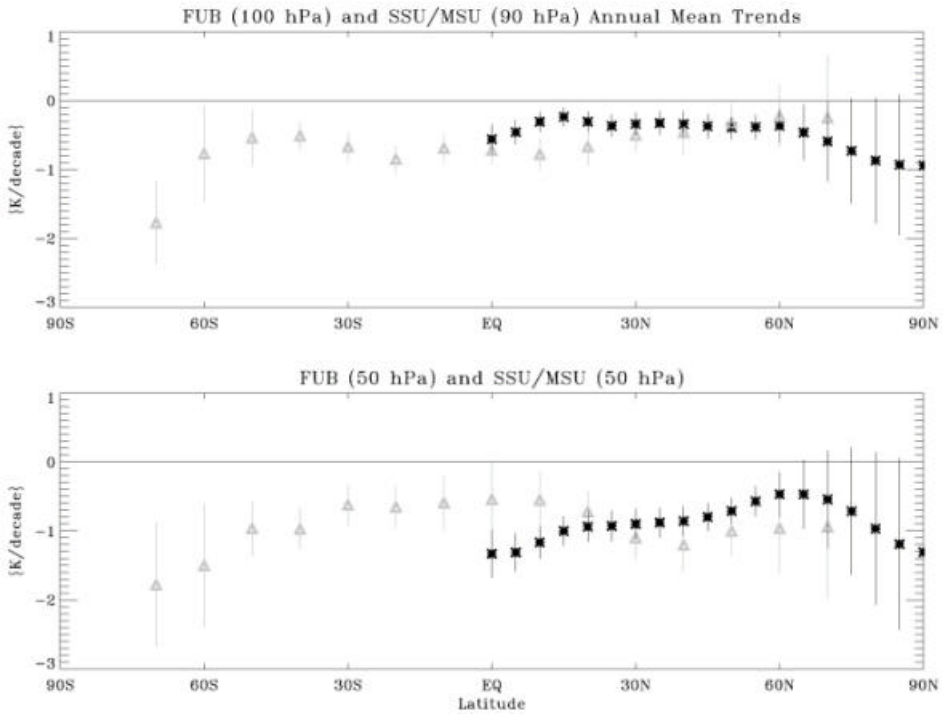

Figure 4.4 Tendances zonales des températures en moyenne annuelle en fonction de la latitude à 90-100 hPa (SSU/MSU et FUB) et 50hPa (SSU/MSU et FUB).

4.2.3 Tendances annuelles et saisonnières dans la basse stratosphère (100 – 30 hPa)

La figure 4.5 représente les tendances annuelles moyennes calculées à 30hPa pour tous les points de grille de l'hémisphère nord pour la base de données FUB, ainsi que le taux de significativité. On observe un refroidissement compris entre –0.5, –1.5 K/décennie presque partout, sauf sur le nord du continent américain, où il n'est pas significatif et sur le nord du continent asiatique, où on a un réchauffement, mais non significatif. Les tendances à 100 hPa et 50 hPa sont similaires à celles obtenues à 30 hPa, mais moins fortes.

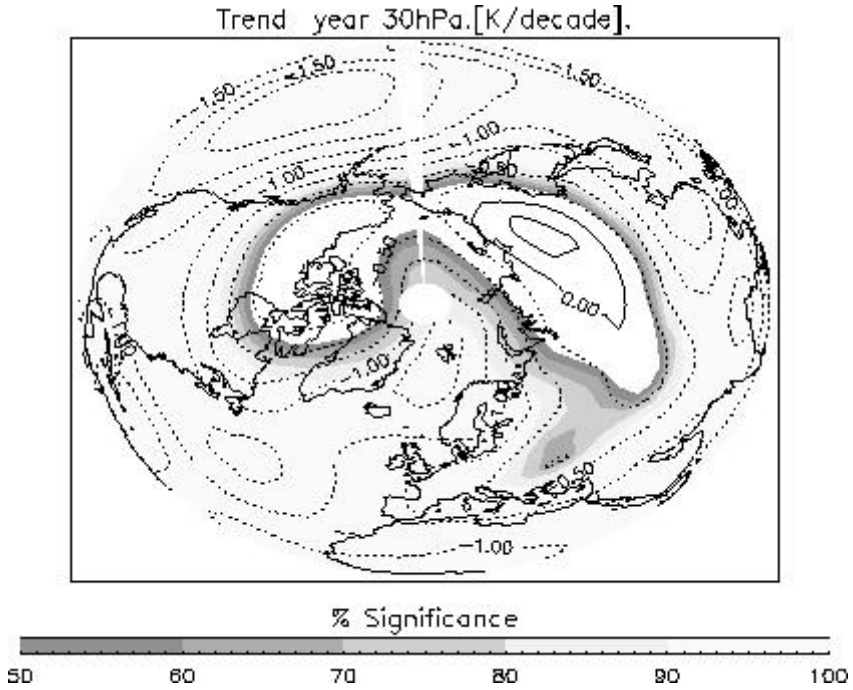

Figure 4.5 Tendances annuelles moyennes à 30hPa pour l'hémisphère nord (base de données FUB). Le taux de significativité est indiqué en bas. Unités : K/décennie. Contours tous les 0.5 K/décennie.

Les tendances mensuelles dans l'hémisphère nord obtenues à partir de la base de données FUB et les taux de significativité associés sont représentées sur la figure 4.6 pour les trois niveaux 100, 50 et 30 hPa. On observe à tous les niveaux que le refroidissement le plus fort est obtenu pendant le mois de mars aux hautes latitudes : -6 K/décennie à 50 et 30 hPa, -4 K/décennie à 100 hPa; toujours aux hautes latitudes, il y a un réchauffement mais non significatif en décembre – janvier et un refroidissement moins fort qu'en hiver en mai - octobre, de l'ordre de -1 K/décennie. Aux basses et moyennes latitudes, à 30 et 50 hPa, on observe un refroidissement général qui est plus fort à 30 hPa, de l'ordre de -1 K/décennie.

L'amplitude du refroidissement mensuel dépend des années incluses dans l'analyse. En particulier, le fait d'inclure l'année 2000 augmente considérablement (de plus de 2 K/décennie) le refroidissement mensuel pendant le mois de mars, car il s'agit d'une année où les anomalies négatives de température pendant l'hiver/début printemps ont une grande amplitude. Si nous comparons ces valeurs avec la contribution de l'AO aux tendances observées à 100 hPa (figure 3.24), nous estimons que l'AO peut contribuer au refroidissement en mars jusqu'à 20% maximum (à 80°N) et jusqu'à 60% en avril.

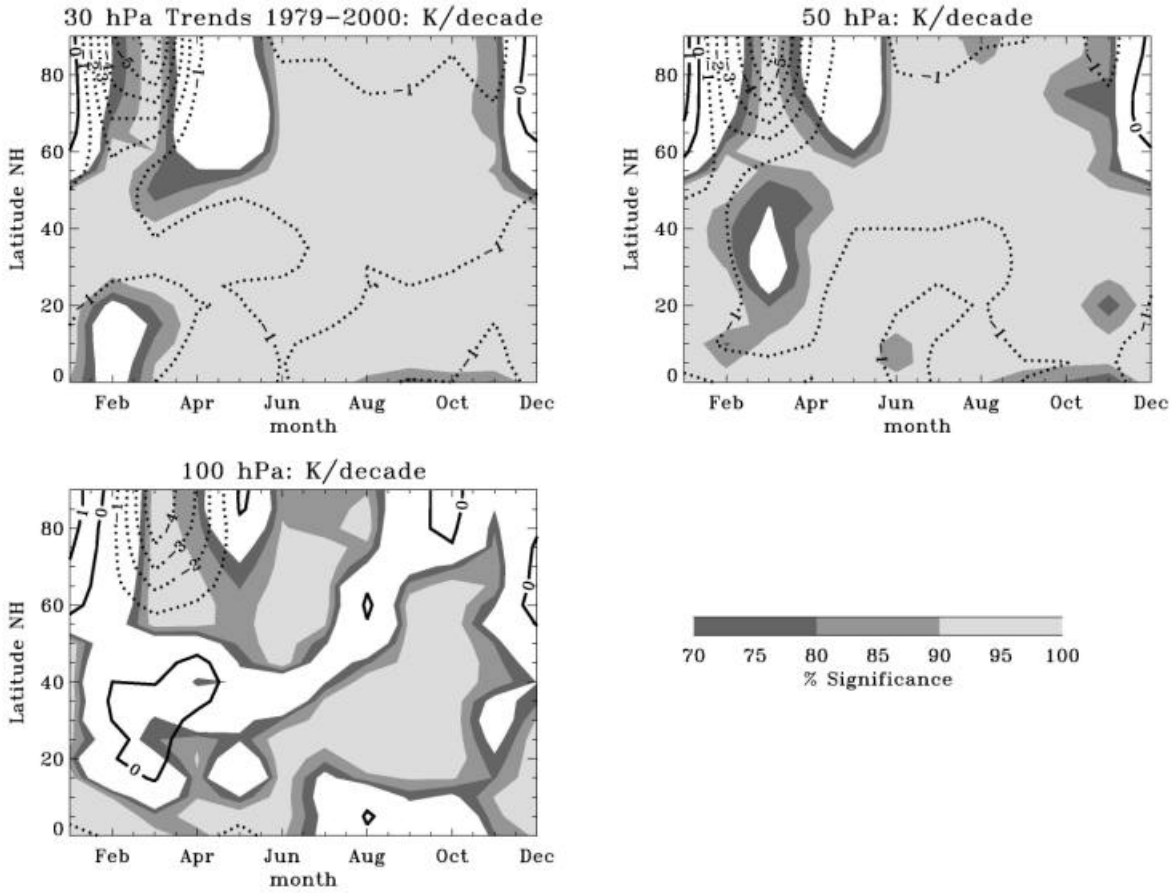

Figure 4.6 Tendances mensuelles (1979 – 2000) dans l'hémisphère nord obtenues à partir de la base de données FUB à 30 hPa (en haut, à gauche), 50 hPa (en haut, à droite) et 100 hPa (en bas) et taux de significativité associés. Unités : K/décennie. Contours : tous les 1 K/décennie.

La figure 4.7 est issue du même calcul mais pour le canal 15X de SSU, centré autour de 50 hPa. Pour comparer les deux figures, il faut tenir compte du fait que les calculs pour SSU ont été réalisés pour les années 1979-1998 et les anomalies de température SSU définissent la température d'une couche et non d'un niveau. On observe avec SSU la même structure que pour la base de données FUB, avec un refroidissement maximal et du même ordre de grandeur au printemps de chaque hémisphère (-4 K/décennie): en mars aux hautes latitudes de l'hémisphère nord et en octobre pour l'hémisphère sud. Il y a encore une tendance positive mais non significative pendant le début de l'hiver de chaque hémisphère (1 K/décennie), une tendance négative mais moins forte pendant l'été des hautes latitudes (-1 K/décennie) et une tendance négative de -2 K/décennie en octobre/novembre à 60°N et -3 K/décennie en mai/juin à 60°S. Aux autres latitudes, comme pour les données FUB, la dépendance saisonnière de la tendance est moins prononcée.

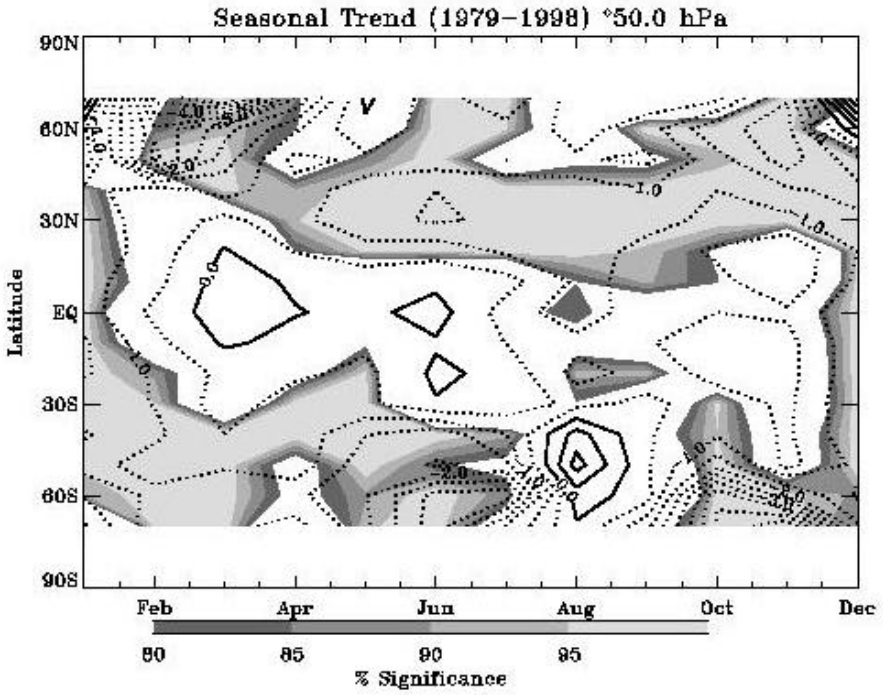

Figure 4.7 Comme Figure 4.6, mais pour le canal 15X SSU. Contours : tous les 0.5 K/décennie.

Si on compare les figures 4.6 et 4.7 avec les tendances mensuelles de la colonne totale d'ozone obtenues à partir de TOMS, représentées sur la figure 4.8, on observe que les tendances de température sont cohérentes avec les tendances négatives d'ozone. Dans la basse stratosphère, la diminution d'ozone conduit à un refroidissement radiatif à courte longueur d'onde et à un refroidissement à grande longueur d'onde, effet qui est dominant seulement

pendant la nuit polaire. Pour étudier plus en détail le lien entre la diminution de l'ozone stratosphérique et la température, nous analyserons des simulations des modèles de circulation générale dans le chapitre 5. Nous verrons que la diminution locale d'ozone explique la totalité du refroidissement dans la basse stratosphère aux hautes latitudes sud, mais pas la totalité du refroidissement aux hautes latitudes nord.

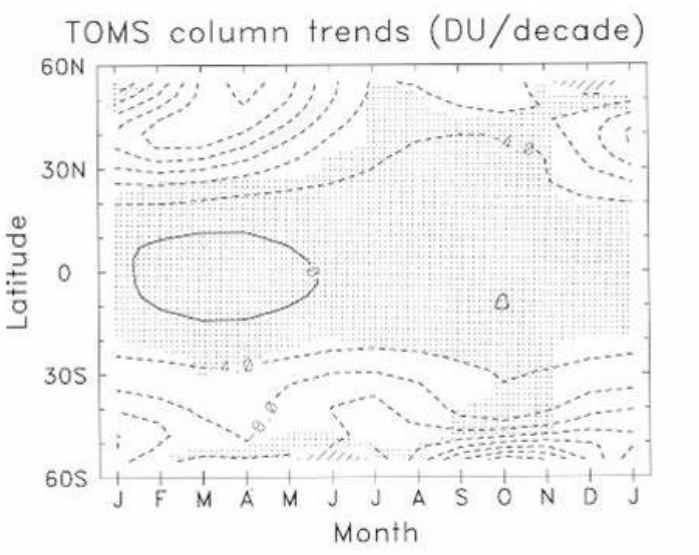

Figure 4.8 Tendances mensuelles de la colonne totale d'ozone pour les vingt dernières années obtenues à partir de TOMS (d'après WMO, 1999, figure mise à jour de Randel et Cobb, 1994). Unités : DU/décennie.

Nous avons enfin calculé avec les données FUB les tendances dans l'hémisphère nord pendant les trois périodes suivantes : février, mars, avril (figure 4.9a), mai, juin, juillet, août, septembre (figure 4.9b), novembre, décembre, janvier (figure 4.9c). Le choix des périodes a été effectué en tenant en compte du fait que l'activité des ondes planétaires change au cours de l'année ; en particulier, elles se propagent jusqu'à la stratosphère pendant la période automne - début printemps, avec un maximum en hiver. La figure 4.9 se réfère, comme la figure 4.5, au niveau 30 hPa.

En fin d'hiver/printemps (figure 4.9a), la tendance est négative partout (sauf sur le nord de l'Asie, où la tendance est nulle), et est comprise entre -1 K/décennie et -2 K/décennie, avec un maximum relatif au pole, où elle est plus forte qu'en moyenne annuelle (figure 4.5) mais moins significative (85%). En été (figure 4.9b), la tendance est négative[1], avec des maxima de –1 K/décennie. Enfin, la tendance pendant la période novembre – janvier (figure 4.9c) est positive et non significative autour du pole (1K/décennie). La tendance négative la plus forte

[1] Le fait de considérer une tendance pour 5 mois pendant l'été augmente le nombre de degrés de liberté et par conséquent la significativité est plus grande que dans le cas de régressions sur 3 mois ou 1 mois.

est obtenue dans le Pacifique, avec une valeur de -2.5 K/décennie. Cette structure dans le Pacifique est plus significative quand le terme de l'ENSO est inclus dans les régressions, ce qui est le cas (la réponse de l'atmosphère au forçage de l'ENSO y est maximale pendant l'automne de l'hémisphère nord).

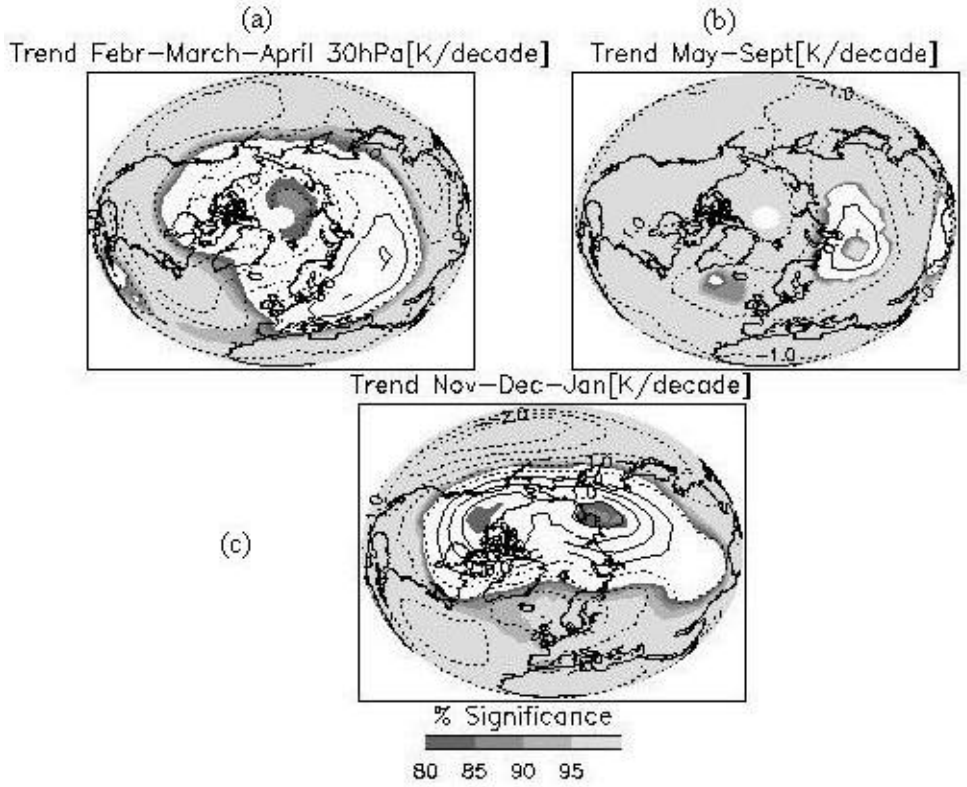

Figure 4.9 Tendances dans l'hémisphère nord pendant les trois périodes suivantes : fin hiver/printemps (février, mars, avril, figure 4.9a), été (mai, juin, juillet, août, septembre, figure 4.9b), automne -début hiver (novembre, décembre, janvier, figure 4.9c) avec les données FUB. Unités : K/décennie.

4.2.4 Tendances annuelles et saisonnières dans la moyenne et haute stratosphère

Les tendances saisonnières pour la haute et moyenne stratosphère ont été étudiées à partir de la base de données SSU qui couvre la totalité de la stratosphère. La figure 4.10 représente les tendances de température en fonction de la latitude et de l'altitude pendant respectivement:

novembre-décembre-janvier (NDJ), février-mars-avril (FMA), septembre-octobre-novembre (SON), juillet-aout-septembre (JAS). Les régressions ont été effectuées trois mois par trois mois. De manière cohérente avec ce que nous avons discuté dans le paragraphe précédent, au-dessous de 30 hPa, la tendance négative la plus forte est obtenue aux hautes latitudes au printemps de chaque hémisphère (FMA pour l'hémisphère nord et SON pour l'hémisphère sud). Dans la basse et moyenne stratosphère en hiver (NDJ pour l'hémisphère nord et JAS pour le sud), la tendance aux hautes latitudes est positive mais non significative (1-1.5 K/décennie). Dans la haute stratosphère, le refroidissement le plus fort est obtenu en hiver à la stratopause (-5K/décennie pour l'hémisphère nord et -4K/décennie au sud).

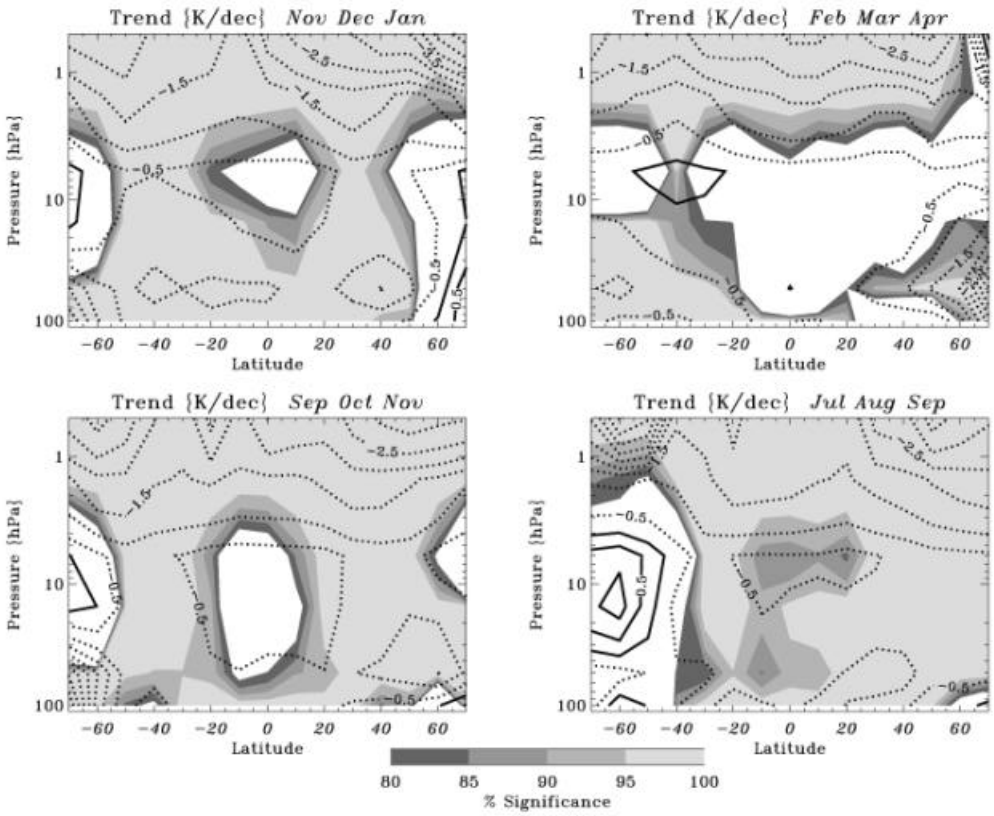

Figure 4.10 Tendances de température en fonction de la latitude et de l'altitude. En haut, à gauche : novembre-décembre-janvier (NDJ) ; en haut, à droite : février-mars-avril (FMA) ; en bas, à gauche : septembre-octobre-novembre (SON) ; en bas, à droite : juillet-aout-septembre (JAS). Unités : K/décennie. Contours tous les 0.5 K/décennie.

4.2.5 Tendances de température comme indicateurs de tendances de la circulation moyenne résiduelle dans la basse stratosphère pendant l'hiver

La circulation moyenne résiduelle de la stratosphère est guidée par les ondes planétaires qui transmettent de la quantité de mouvement depuis la troposphère vers la stratosphère. Pendant l'hiver, le flux moyen stratosphérique qui a absorbé de la quantité de mouvement dirigée vers l'ouest cédée par les ondes, est dirigé, à cause de la force de Coriolis, vers le pole. L'air descend donc au niveau du pole et sa descente est accompagnée par un réchauffement adiabatique ; la montée, qui a lieu aux basses latitudes dans l'hémisphère en été, est elle accompagnée par un refroidissement adiabatique.

Nous avons observé sur la figure 4.6 que la température hivernale montre des tendances saisonnières dans la basse stratosphère : en particulier, aux hautes latitudes nord, les mois de décembre et janvier sont sujets à un réchauffement non significatif, et les mois de mars et avril à des refroidissements forts et significatifs. Les basses latitudes présentent une tendance toujours négative ou nulle et plus faible que celle trouvée aux hautes latitudes.

Nous avons donc calculé la corrélation entre les anomalies des températures zonales hivernales (décembre, janvier et février) pour toutes les latitudes nord (base de données FUB, trois niveaux) pendant l'hiver et la température au pole pour la même période (figure 4.11). Le calcul des intervalles de confiance des corrélations montre que les valeurs de corrélation inférieures en valeur absolue à 0.43 ne sont pas significatives. A 50 et 30 hPa, les séries sont fortement et significativement corrélées de 85°N jusqu'à 55°N; à partir de 50°N latitude, les séries commencent à être significativement décorrelées. Définissons les basses latitudes comme la région qui va de 0° à 55°N et les hautes latitudes comme la région de 55°N à 90°N. A l'intérieur des deux régions, la température hivernale varie de façon cohérente avec la température polaire, *en phase* aux hautes latitudes, et *en opposition de phase* aux basses latitudes. Nous notons aussi que la corrélation à 100 hPa présente une fluctuation entre 0° et 40°N, mais non significative. Ces résultats portent sur l'année 1980, mais ils sont reproductibles, indépendamment de l'année considérée.

Une étude similaire a été menée avec les données SSU/MSU (figure 4.12). L'anti-corrélation entre la température hivernale des basses latitudes nord et la température polaire continue dans l'hémisphère sud, qui se trouve en été, jusqu'à 40°S : les séries de température entre 40°S et 55°N et au nord de 55°N sont en opposition de phase.

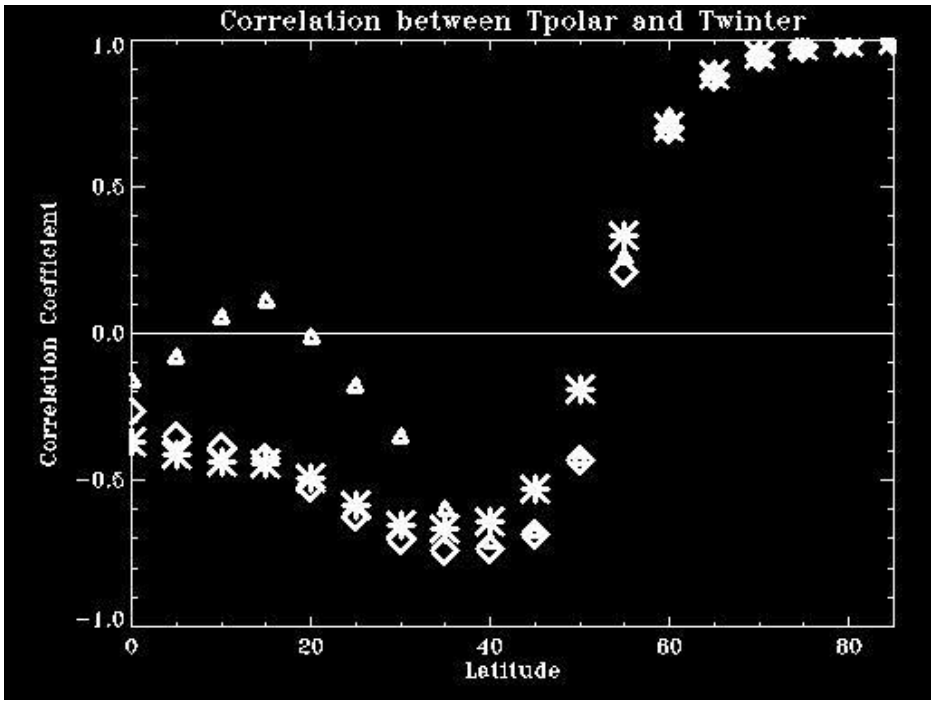

Figure 4.11 Corrélation entre les anomalies des températures zonales en hiver de l'hémisphère nord (décembre, janvier et février) et la température polaire en fonction de la latitude nord pendant l'hiver 1980 pour la base de données FUB. Etoiles : 30 hPa ; diamants : 50 hPa ; triangles : 100 hPa.

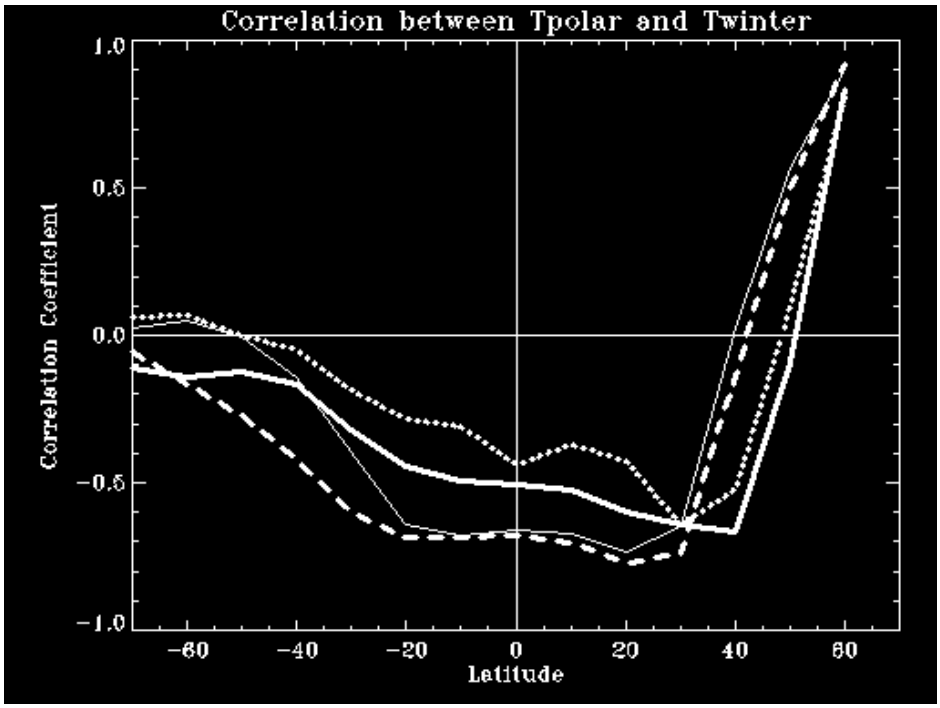

Figure 4.12 Comme la figure 4.11, mais pour 4 niveaux de la base de données SSU de 70°S à 70°N. (Courbe continue pour 90hPa, pointillée pour 50 hPa, en tireté pour 15 hPa et continue fine 6hPa).

Dans ces deux régions, le taux de changement de la température au cours de l'hiver montre une comportement opposé ; en effet, ce n'est pas directement la température qui est couplée à la circulation moyenne résiduelle, mais le taux de changement de la température au cours de l'hiver pour chaque année (en particulier de décembre à mars). Ce taux (? T_{D-M}) nous donne une mesure du chauffage/refroidissement adiabatique qui est associé au bras descendant/ascendant de la circulation moyenne résiduelle en hiver (Salby et Callaghan, 2003).
Nous avons calculé ? T_{D-M} pour chacune des latitudes nord[2] et observé qu'il est anti-corrélé entre la région au nord de 55°N et au sud de 55°N jusqu'à 40°S de la même façon que les température hivernales reportés sur les figures 4.11 et 4.12.
La figure 4.13 montre maintenant la tendance linéaire de *?* T_{D-M} à 30 hPa, 50 hPa et 100 hPa pour la base de données FUB de 1979 à 2000 et la barre d'erreur associée à *2s* (pour le niveau 100 hPa) en fonction de la latitude.
Les tendances sont négatives du pole jusqu'à 40°N puis positives ou nulles de l'équateur à 55°N. L'inversion des tendances, de positives à négatives, se trouve à la même latitude que l'inversion dans la corrélation entre la température polaire et les température hivernales aux autres latitudes (figure 4.12).
Nous avons également calculé le taux de changement de la température de janvier à avril (? T_{J-A}) et la tendance annuelle de ce taux (figure 4.13). Nous notons que cette tendance a le même comportement, mais plus prononcé et plus significatif.

Le fait que ce taux soit sujet à une tendance négative aux hautes latitudes et une tendance positive de compensation aux basses latitudes est un indicateur du changement de la circulation moyenne résiduelle. Le comportement observé dans la basse stratosphère va dans la sens d'un affaiblissement de cette circulation résiduelle au cours des vingt dernières années. Cet affaiblissement signifie qu'il y a eu la diminution de l'activité de propagation des ondes planétaires en hiver de l'hémisphère nord. A noter qu'un autre indicateur de cet affaiblissement est fourni par la tendance de la composante verticale et divergence du flux d'Eliassen-Palm[3] que nous étudierons dans le chapitre 5 à partir des simulations GCM.

Nous avons donc observé via la tendance de l'évolution de la température au cours de l'hiver de l'hémisphère nord (tendance négative aux hautes latitudes nord, accompagnée d'une tendance positive de compensation aux basses latitudes) un affaiblissement de la circulation résiduelle moyenne dans la basse stratosphère, en bon accord avec les résultats récents de Salby et Callaghan (2003), qui ont mis en évidence cet affaiblissement à partir des températures MSU.

---

[2] ? T_{D-M} est l'augmentation de la température de décembre à mars, pour chaque année ; elle est calculée comme suit : T_fin_saison – T_début_saison : dans notre cas T_mars – T_décembre. Unités K/saison

[3] Le flux d'Eliassen-Palm et la divergence du flux d'Eliassen-Palm sont définis dans le chapitre 5

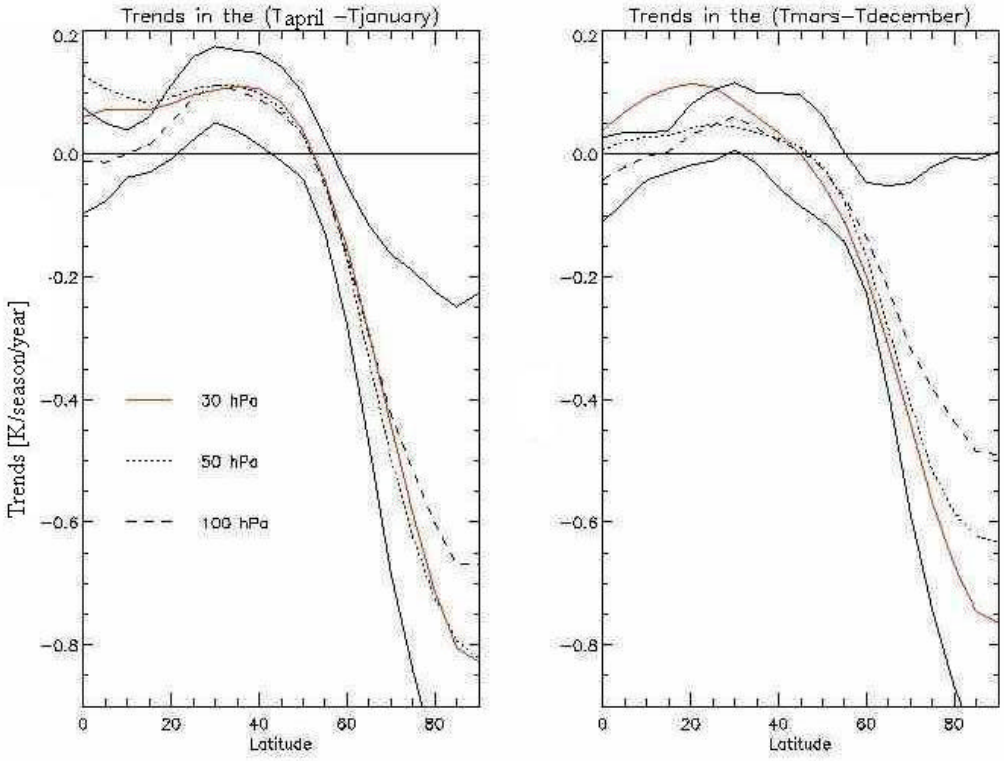

Figure 4.13 Tendances des anomalies de l'évolution de la température au cours de l'hiver, de mars à décembre (droite) et d'avril à janvier (gauche), à 30 hPa (courbe rouge), 50 hPa (en pointillé) et 100 hPa (en tireté) en fonction de la latitude. Les incertitudes à 2 sigma sont reportées pour le niveau 100 hPa (courbe noire continue).

4.4 Conclusions

Les tendances de température montrent un refroidissement général de la stratosphère pour les vingt dernières années. La haute stratosphère est la région qui subit le plus fort refroidissement en moyenne globale et annuelle (-2.5 K/décennie à 0.5 hPa), surtout aux hautes latitudes nord (-3 K/décennie à 60°N). La moyenne stratosphère présente une diminution de température de l'ordre de -0.5 K/décennie qui est plutôt homogène en latitude, sauf au sud de 50°S où l'on observe une tendance positive non significative, et dans la basse stratosphère où le refroidissement est inclus entre 0.5-1 K/décennie en moyenne globale, mais avec une structure fortement dépendante de la latitude : -1.8 K/décennie à 70°S pour la

période 1979-1998, -1.25 K/décennie au pole nord pour la période 1979-2000. L'hémisphère nord se refroidit de 0.8 K/décennie et l'hémisphère sud de 1.2 K/décennie, en bon accord avec résultats publiés récemment (Angell, 2003).
Les tendances négatives les plus fortes en moyenne annuelle correspondent aux tendances négatives d'ozone : dans la basse stratosphère antarctique et aux moyennes latitudes au niveau de la stratopause. L'accord entre les tendances FUB et SSU/MSU dans la basse stratosphère est bon en moyenne annuelle et zonale.
Le refroidissement le plus fort (4 - 6 K/décennie) dans la basse stratosphère est observé à la fin de l'hiver/début printemps et pendant l'hiver dans la haute stratosphère (-4 K/décennie) et correspond aux minimum saisonnier de la colonne totale d'ozone.

Nous observons un changement significatif dans l'évolution de la température hivernale dans la basse stratosphère. Ce changement voit une tendance négative aux hautes latitudes nord et positive au basses latitudes. Ces deux tendances contemporaines sont un *indicateur* de l'affaiblissement de la circulation moyenne résiduelle, qui est liée à la circulation de Brewer-Dobson. Les implications de l'affaiblissement de la circulation résiduelle sont une réduction du chauffage adiabatique arctique, et donc un refroidissement de l'hiver polaire dans la basse stratosphère dans les vingt dernières années, d'où un renforcement et une plus grande persistance du vortex polaire, qui ont été observé par ailleurs (Kodera et Koide, 1997 ; Waugh *et al*., 1999 ; Zhou *et al.*, 2000). Le ralentissement de la cellule de Brewer-Dobson implique moins d'ozone transporté vers le pôle en hiver. Nous nous proposons dans le chapitre suivant, à partir des simulations GCM, d'estimer le rôle de la diminution de l'ozone sur ce changement dans la dynamique.

CHAPITRE 5

Rôle de la diminution de l'ozone sur les tendances de la température stratosphérique

5.1 Introduction

Les tendances de température présentées dans le chapitre précédent indiquent que les régions de l'atmosphère moyenne où le refroidissement observé est le plus fort sont aussi les régions où la diminution de l'ozone stratosphérique est plus marquée. Il existe un ensemble important de travaux qui indiquent, à partir des observations et simulations, que l'ozone est en partie responsable des changements observés dans la stratosphère (Randel et Wu, 1999 ; Mahlman *et al*., 1994 ; Ramaswamy *et al.*, 1996). Toutefois, les études effectuées à partir des simulations ont souvent échoué à reproduire le refroidissement observé pendant le printemps Arctique (Graf *et al.*, 1998 ; Langematz, 2000 ; Langematz *et al.*, 2003).
Pour quantifier l'effet de la diminution de l'ozone sur les tendances de température observées ainsi que sur la dynamique de l'atmosphère moyenne, nous utilisons un ensemble de simulations pour la période 1980 – 1999 du Modèle de Circulation Générale « Unified Model » (UM) développé au UKMO (Austin, 2002).
Dans ce chapitre, nous présentons d'abord une comparaison entre les résultats des simulations et les bases de données de température analysées dans les chapitres 3 et 4. Cette comparaison est nécessaire pour évaluer la capacité des modèles à bien reproduire les champs de température dans la stratosphère, tant en valeur absolue qu'en termes de variabilité. A partir des simulations, nous allons ensuite estimer les tendances de la température et des variables dynamiques afin d'évaluer les changements induits par différents scénarios de diminution d'ozone stratosphérique.

5.2 Les tendances simulées par le GCM

5.2.1 Le modèle UM

Le modèle UM est défini pour 64 niveaux verticaux allant de 1000 hPa jusqu'à 0.01 hPa avec une résolution horizontale de 2.5° en latitude par 3.75° en longitude. Des détails complémentaires peuvent être trouvés dans Austin, 2002.
Le version du modèle utilisée dans cette étude inclut un schéma additionnel de «drag» des ondes de gravité (Scaife *et al.*, 2000). Les concentrations de gaz à effet de serre bien mélangés varient avec la latitude et le temps suivant le scénario IS92a (Houghton et al., 1996) de l'« Intergovernamental Panel for Climate Change » (IPCC). Les champs de glace de mer et de

la SST sont donnés respectivement par le projet « Atmospheric Model Intercomparison Project » (AMIP ; Gates,1992) et par une simulation couplée océan / atmosphère du modèle du « Hadley Centre » (Gordon et al., 2000). L'avantage de tourner un modèle sans chimie couplée réside dans sa rapidité qui permet d'obtenir des ensembles de simulations à l'échelle pluri-décennale qui nous permettra de détecter un effet significatif de l'ozone sur la structure thermique de la stratosphère.

5.2.2 Les différentes simulations

Nous analysons deux ensembles de 5 simulations de type « transitoire » couvrant 20 ans, de 1980 à 1999. Dans **la simulation de contrôle**, une climatologie d'ozone en moyenne mensuelle et à symétrie zonale a été spécifiée en utilisant les champs AMIP-II qui sont basés sur les observations satellitales de 1978 à 1992 (Wang *et al.*, 1995). Ces champs, reportés sur la figure 5.1 présentent un cycle annuel mais n'incluent aucune tendance sur la période considérée. Cette simulation représente les conditions qui prévalaient avant la diminution de l'ozone stratosphérique.
La figure 5.1 représente aussi la colonne totale TOMS en moyenne globale et la colonne totale d'ozone reproduite par le modèle UMETRAC du UKMO (Austin, 2002). Ce dernier modèle est constitué du noyau dynamique du modèle UM couplée avec un schéma de chimie.
Dans **la simulation ozone**, à la climatologie d'ozone AMIPII est superposée une tendance d'ozone linéaire mensuelle, calculée en fonction de la latitude et de l'altitude à partir de données TOMS par l'université de Berlin, pour la période 1979-1997 (Langematz, 2000). Les tendances pour les années 1998 et 1999 ont été extrapolées linéairement.

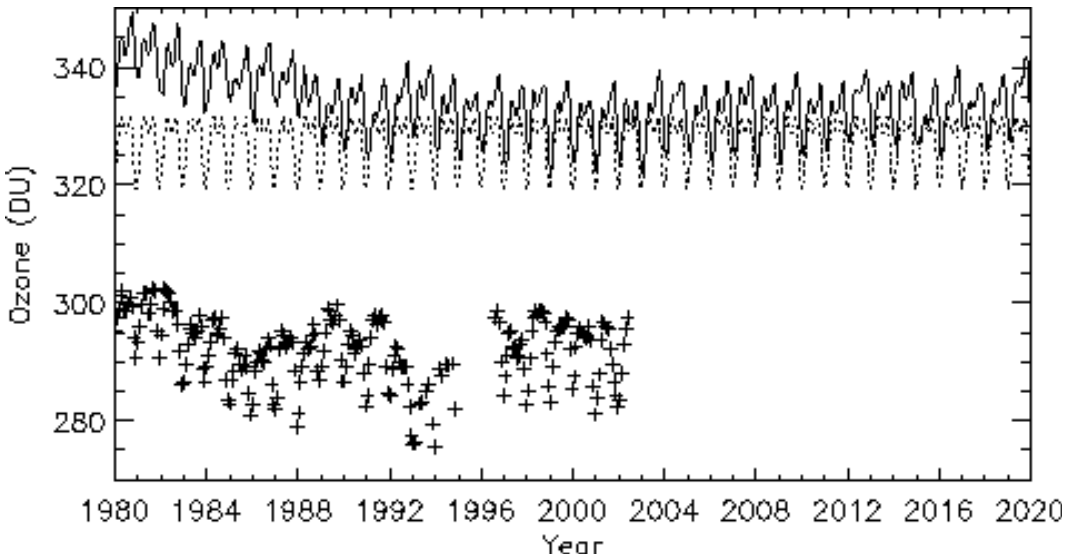

Figure 5.1. Climatologie de la colonne totale d'ozone moyenne mensuelle AMIPII en moyenne globale (courbe pointillée), colonne totale d'ozone TOMS (croix) et colonne totale d'ozone UMETRAC (courbe noire continue).

La distribution de l'ozone et les tendances sont imposées et non couplées avec les processus de transport afin d'isoler l'effet radiatif du changement d'ozone sur la température et la dynamique en stratosphère. En moyenne annuelle, zonale ou globale, les effets radiatifs sur la structure thermique de l'atmosphère moyenne sont dominants et une simulation avec un profil d'ozone imposé nous permettra d'estimer de tels effets. Pour cette raison, il est possible d'obtenir des incohérences telles que le déphasage entre la QBO et l'ozone ou une difficulté dans la simulation de la rupture tardive du vortex Arctique polaire qui est associée à une importante diminution locale d'ozone.
Nous évaluons aussi les éventuels changements dans la dynamique induits par les effets radiatifs du changement de l'ozone, par réchauffement / refroidissement différentiels, mais nous ne pourrons pas étudier la dynamique du vortex polaire hivernal, où le couplage entre chimie - rayonnement - transport devient essentiel.

Nous nous référerons dans la suite aux deux **moyennes d'ensemble** comme à la simulation **UM-contrôle** et à la simulation **UM-ozone** respectivement.

5.2.3 Les températures UM : comparaison des simulations avec les observations dans la basse stratosphère

L'ensemble des 5 simulations avec le modèle UM-ozone est censé donner une représentation réaliste de la stratosphère. Sur la figure 5.2 nous comparons directement les séries temporelles FUB (courbe noire) et UM-ozone (courbe rouge) à 50 hPa, pour la période 1980-1999. Chaque courbe est une moyenne sur les bandes de latitude suivantes: 10°-30°N, 30°-60°N et 60°-80°N. Les températures UM-ozone – FUB à 100 hPa et 30 hPa montrent un accord en valeur absolue satisfaisant. Nous notons en particulier que :

> Dans la région 10°N-30°N, la température UM-ozone est plus froide que la température FUB entre 1982-1983 et 1991-1993, qui correspondent aux périodes où les températures sont affectées par les éruptions de Pinatubo et El Chichon, majoritairement aux tropiques;
>
> Entre 1994 et 1999, dans les régions 10°N-30°N et 30°N-60°N, les minima des températures FUB sont plus froids que les minima UM-ozone.

Il faut toutefois noter que:
- les températures UM-ozone résultant d' une moyenne d'ensemble, elles sont moins variables que les températures FUB.

- Le cycle de QBO en température pour la moyenne d'ensemble peut être fortement affecté par le déphasage entre les cycles de QBO de chaque élément de l'ensemble. Donc, pour comparer les températures FUB et UM aux Tropiques il faudrait, avant d'effectuer la moyenne d'ensemble, éliminer le cycle de QBO associé à la température et ensuite moyenner les « résidus ». Il en résulte que l'accord entre FUB et UM est meilleur dans les régions extra-tropicales, où le cycle annuel est le facteur de variabilité dominant.

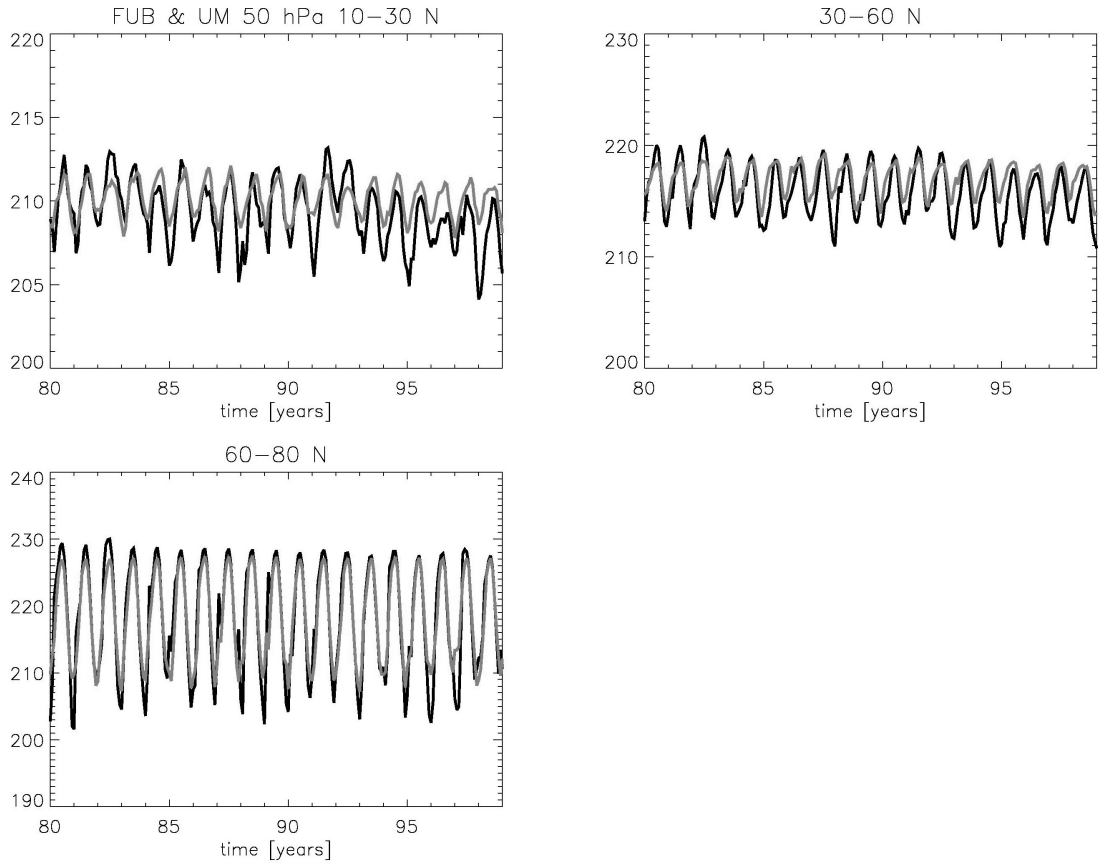

Figure 5.2. Séries temporelles FUB (courbe noire) et UM-ozone (courbe grise) à 50 hPa, pour la période 1980-1999 moyennées sur les suivantes bandes de latitude : 10°-30°N, 30°-60°N et 60°-80°N.

La figure 5.3, équivalente à la figure 2.6, présente la dépendance en latitude de la température moyenne de la couche 100-50 hPa pour les bases TOVS/3I, FUB et UM-ozone, pour la période 1987-1995 et les mois de janvier, avril, juillet et octobre. Les moyennes ont été effectuées en éliminant les deux années suivant l'éruption du Mont Pinatubo. On observe qu'on obtient en général un bom accord, sauf pour le mois d'avril, aux hautes latitudes, où les températures UM-ozone sont plus froides des autres.

La figure 5.4 montre la différence entre les températures des trois bases de données. La différence est inférieure à 2K en juillet et octobre à toutes les latitudes et en janvier et avril entre 0° et 60°N ; inférieure à 4 K entre 50°N et 80°N en janvier (UM plus chaud que FUB et TOVS/3I), inférieure à 5K en avril entre 60°N et 80°N (UM plus froid que FUB et TOVS/3I)
Les figures 5.5 et 5.6 montrent le cycle annuel des températures TOVS/3I, FUB et UM-ozone pour la période 1987-1995 et des différences : l'accord est bon en général et les différences sont inférieures à 2 K, sauf à 40°N, où elles sont inférieures à 4 K. On observe aussi que l'accord UM-ozone / TOVS/3I est légèrement meilleure que UM-ozone / FUB.

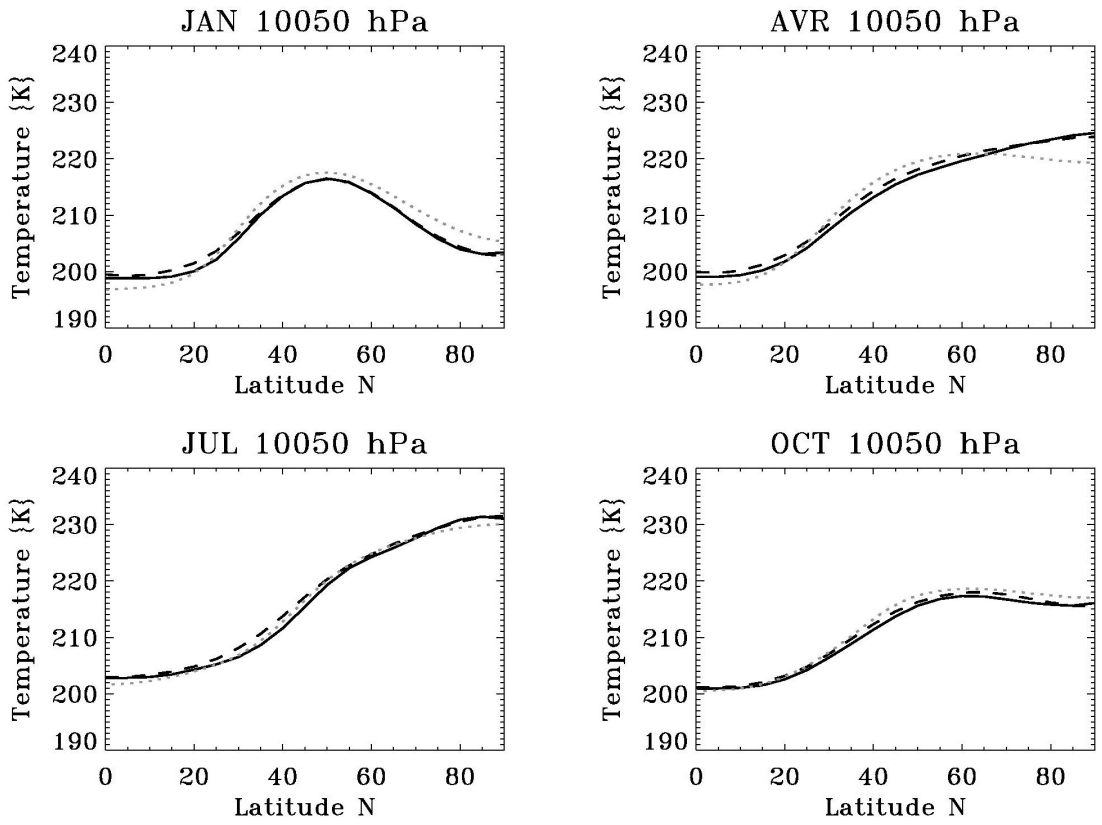

Figure 5.3 Température moyenne (en Kelvin) de la couche 100-50 hPa pour la période 1987-1995 en fonction de la latitude pour les mois de janvier, avril, juillet et octobre. Base de données TOVS/3I (courbe noire continue), FUB (courbe en tireté), UM-ozone (courbe grise en pointillé).

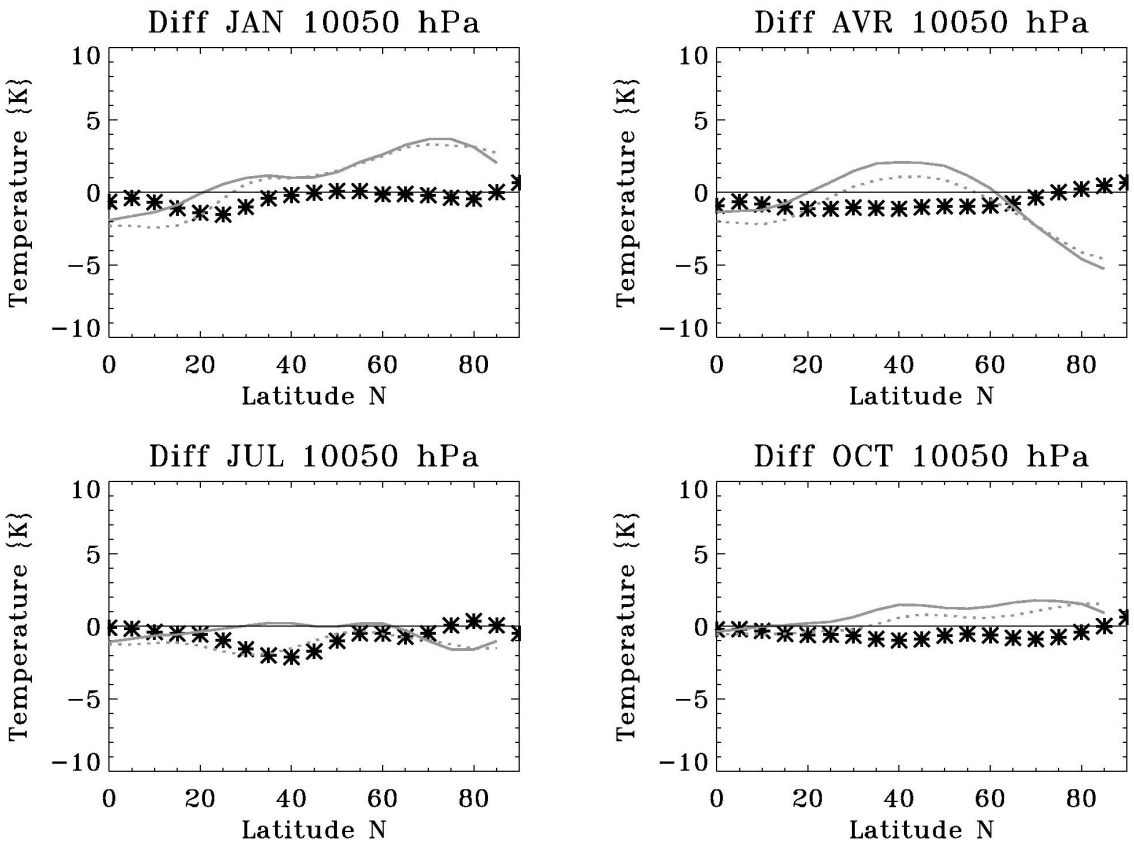

Figure 5.4 Dépendance latitudinale de la différence entre les températures TOVS/3I, FUB et UM-ozone pour la couche 100-50 hPa et les mois de janvier, avril, juillet et octobre. (3I-FUB), étoiles noires (équivalent à figure 2.7) ; (UM-FUB), courbe grise continue ; (UM-3I), courbe grise en pointillé.

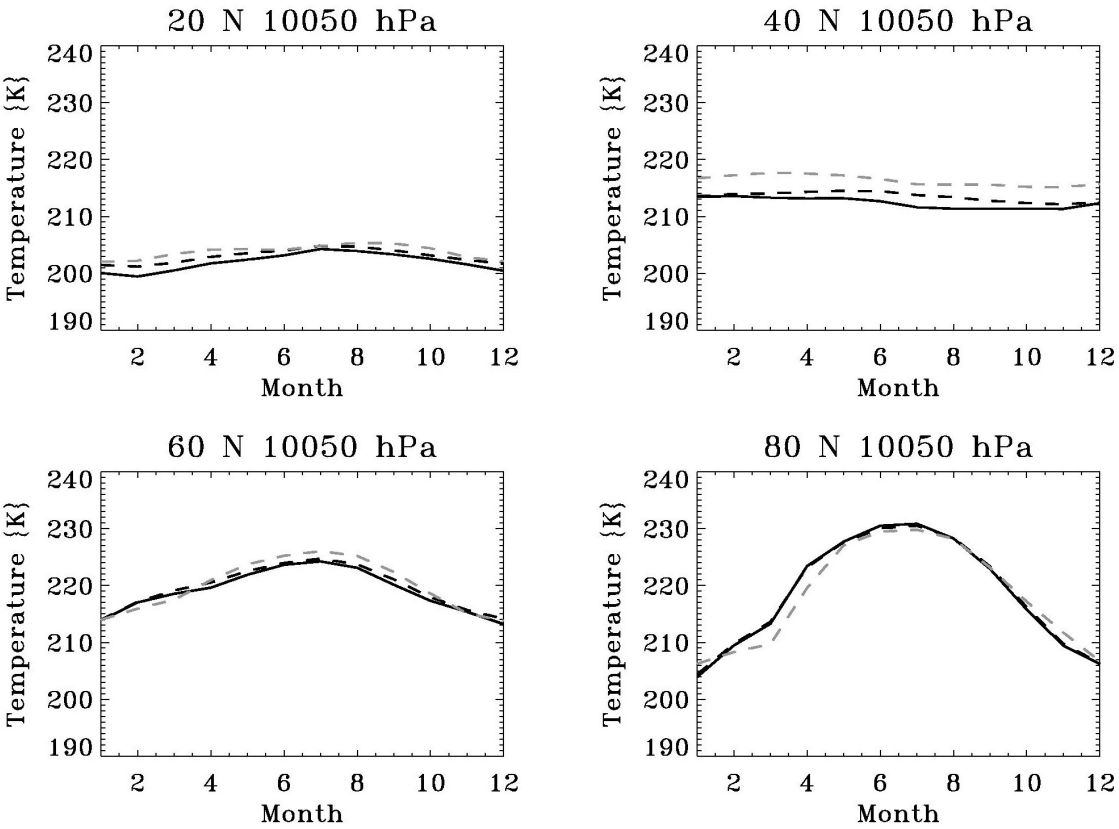

Figure 5.5 Cycle saisonnier, en fonction des mois, des températures TOVS/3I (courbe noire continue), FUB (corbe noire en tireté) et UM-ozone (courbe grise en tireté) à 20°N, 40°N, 60°N, 80°N pour la couche 100-50 hPa et la période 1987-1995.

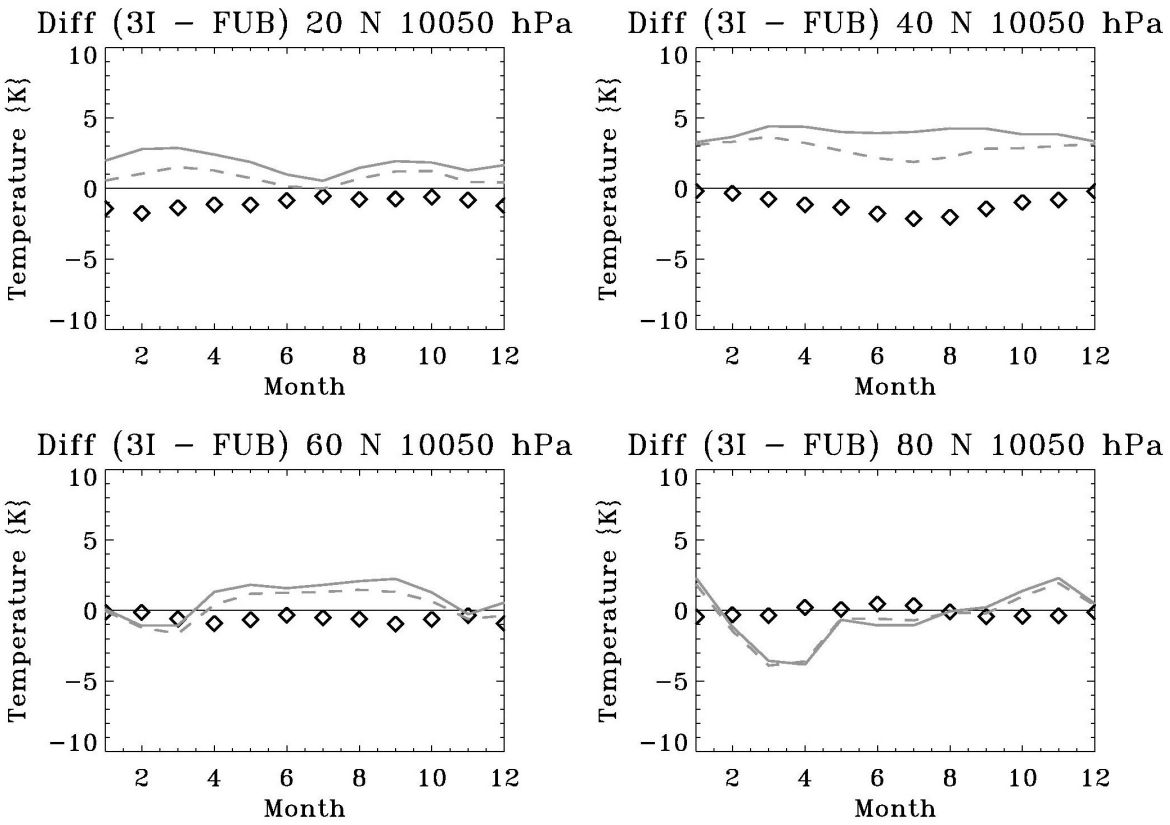

Figure 5.6 Cycle annuel de la différence des températures TOVS/3I, FUB et UM-ozone pour la couche 100-50 hPa à 20°N, 40°N, 60°N, 80°N. (3I-FUB), étoiles noires; (UM-FUB), courbe grise continue; (UM-3I), courbe gise en pointillé.

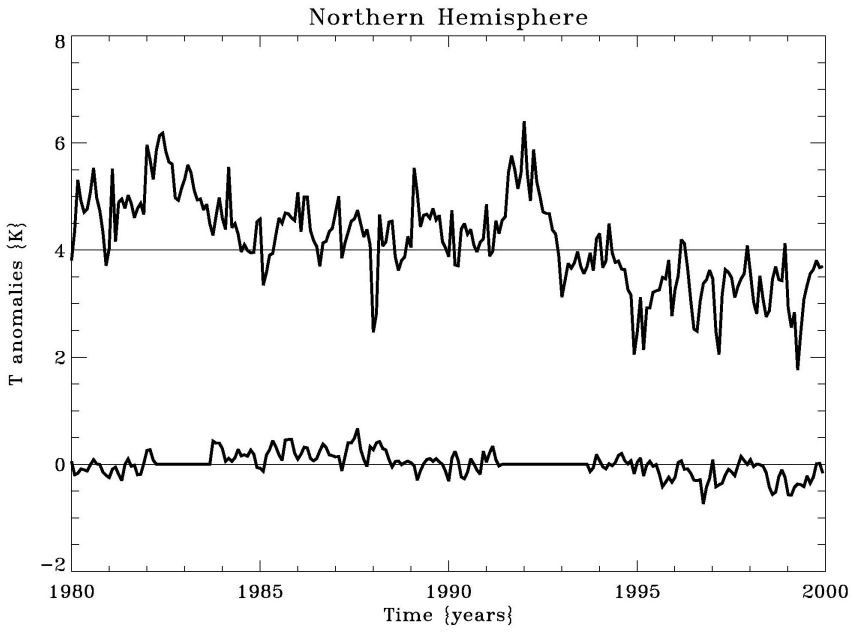

Figure 5.7 Séries temporelles des anomalies de la température FUB (en haut) et UM-ozone (en bas) à 50 hPa pour l'hémisphère nord.

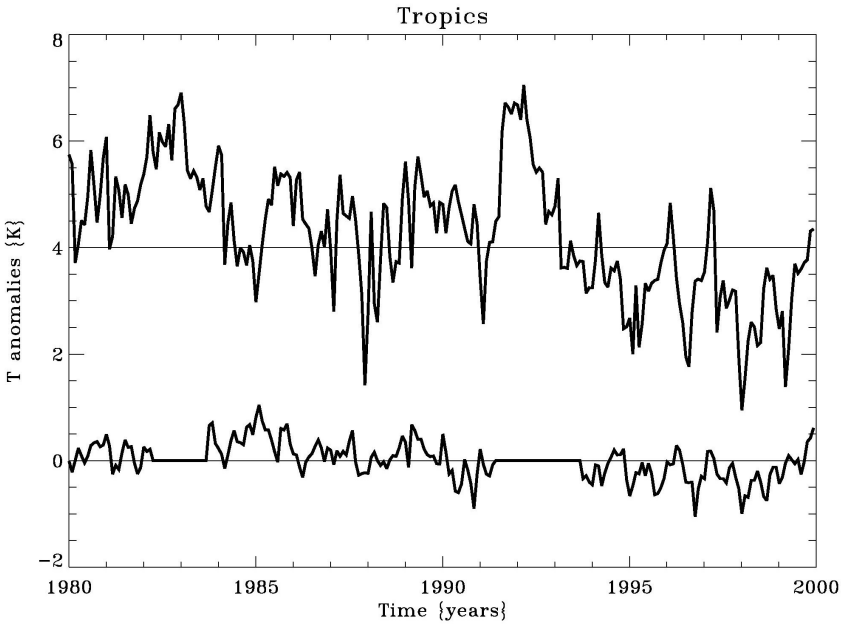

Figure 5.8 Séries temporelles des anomalies des températures FUB (en haut) et UM-ozone (en bas) à 50 hPa pour les Tropiques.

Les figures 5.7 et 5.8 représentent les séries temporelles des anomalies des températures FUB et UM-ozone à 50 hPa pour l'hémisphère nord (figure 5.7) et pour les Tropiques (figure 5.8). Suivant la définition du chapitre 2, l'hémisphère nord correspond à la région 0°-70°N, les Tropiques à 30°S-30°N, l'hémisphère sud à 70°S-0° et le globe à 70°S-70°N. Les séries incluent la variabilité naturelle et la tendance à long terme. Les anomalies correspondant aux périodes suivantes les éruptions volcaniques ont été imposés égales à zéro pour la simulation UM-ozone. Nous observons que les anomalies UM-ozone sont moins variables que des anomalies FUB et que les courbes sont assez peu corrélées (0.5 pour les Tropiques et 0.5 pour l'hémisphère nord ; voir tableau 5.1).

Le tableau 5.2 montre enfin les auto-corrélations de la série temporelle UM ozone à 50 hPa (à comparer avec le tableau 2.5). Les auto-corrélations varient de 0.74 aux Tropiques à 0.89 en moyenne globale. Ces auto-corrélations sont plus faibles que les mêmes auto-corrélations des anomalies SSU et FUB à 50 hPa ; ceci est plus marqué dans l'hémisphère sud où les données SSU montrent une auto-corrélation de 0.84 et la simulation UM ozone de 0.61.

Corrélation Croisée 50 hPa	**UM ozone NH**	**UM ozone Tropiques**
FUB NH	0.5	-
FUB Tropiques	-	0.5

Tableau 5.1 Corrélations croisées entre FUB et la simulation UM ozone à 50 hPa dans l'hémisphère nord et les Tropiques.

Simulation UM ozone	**Auto-corrélation**
Tropiques	0.74
Hémisphère Nord	0.77
Hémisphère Sud	0.61
Globe	0.89

Tableau 5.2 Auto-corrélations de de la série temporelle UM-ozone à 50 hPa.

5.2.4 Les tendances de température reproduites dans la stratosphère et mésosphère

Pour estimer quantitativement l'effet de la diminution de l'ozone sur les tendances de la température dans la stratosphère pendant les vingt dernières années, il est nécessaire que le modèle, tourné dans des conditions réalistes de concentration de gaz à effet de serre et de SST, soit d'abord capable de reproduire les tendances de température observées.

Dans l'estimation des tendances avec régressions multi-paramétriques, nous tenons compte du fait que dans les sorties du modèle, il n'y a aucun forçage externe du à la variabilité du cycle solaire et aux éruptions volcaniques. Pour cette raison, nous avons calculé les tendances en excluant les périodes post-éruptions. Ainsi, nos résultats sont directement comparables avec les tendances calculées auparavant pour les bases de données FUB et SSU.
Le calcul des tendances annuelles est effectué entre 1983 et 1999 pour les simulation, entre 1979 et 1998 pour la base de données SSU et entre 1979 et 2000 pour la base FUB. Les premières années du modèle sont exclues en raison du problème de stabilisation (« spin-up ») au début des simulations. L'effet de la différence entre les périodes pour le calcul de la tendance devrait être minimal en moyenne annuelle, globale et zonale, mais peut-être important pour les tendances mensuelles. Pour cette raison, nous ne discutons ici que les moyennes annuelles et saisonnières.

5.2.5 Comparaisons en moyenne annuelle globale et zonale dans la stratosphère

La figure 5.9 montre le profil global (entre 70°S et 70°N) en moyenne annuelle des tendances de température pour les mesures SSU/MSU, FUB et pour les simulations UM sans et avec les tendances d'ozone. La procédure de moyenne globale annule les effets de la dynamique sur les tendances pour ne tenir compte que des effets radiatifs.
Nous avons montré dans le chapitre 4 que les observations indiquent un refroidissement maximal de 1 K/décennie dans la basse stratosphère et un maximum absolu à 0.5 hPa de 2.5 K/décennie.
Dans la moyenne et haute stratosphère, les simulations UM-ozone montrent des tendances en température qui sont en bon accord avec les tendances observées. En revanche, les simulations UM-controle présentent un refroidissement bien moins prononcé (- 1 K/décennie).
Dans la basse stratosphère, les simulations avec un refroidissement maximal de 0.3K/décennie sous-estiment largement les tendances observées . Cela pourrait être du à l'absence de tendances de vapeur d'eau dans la stratosphère dans le modèle (Austin *et al.*, 2003). Un travail récent de Shine *et al.*, (2003), qui compare les simulations de différents GCMs à des observations, confirme en effet le rôle important de la vapeur d'eau dans les tendances de température reproduites dans la basse stratosphère. En particulier, les résultats des simulations s'améliorent nettement si l'on tient compte de la distribution des tendances positives de la vapeur d'eau. Un autre élément contribuant aux faibles tendances observées dans la basse stratosphère pourrait être lié à la non prise en compte de l'augmentation de la concentration d'ozone troposphérique qui refroidit la basse stratosphère par réduction du rayonnement montant depuis la troposphère dans la bande de l'ozone à 9.6 micron (WMO, 1999). Sexton *et al.* (2002) estiment le refroidissement du à l'augmentation de la concentration de l'ozone troposphérique de 0.05 K/décennie à 50 hPa. (cela reste faible comparé aux 0.7 K d'écart).

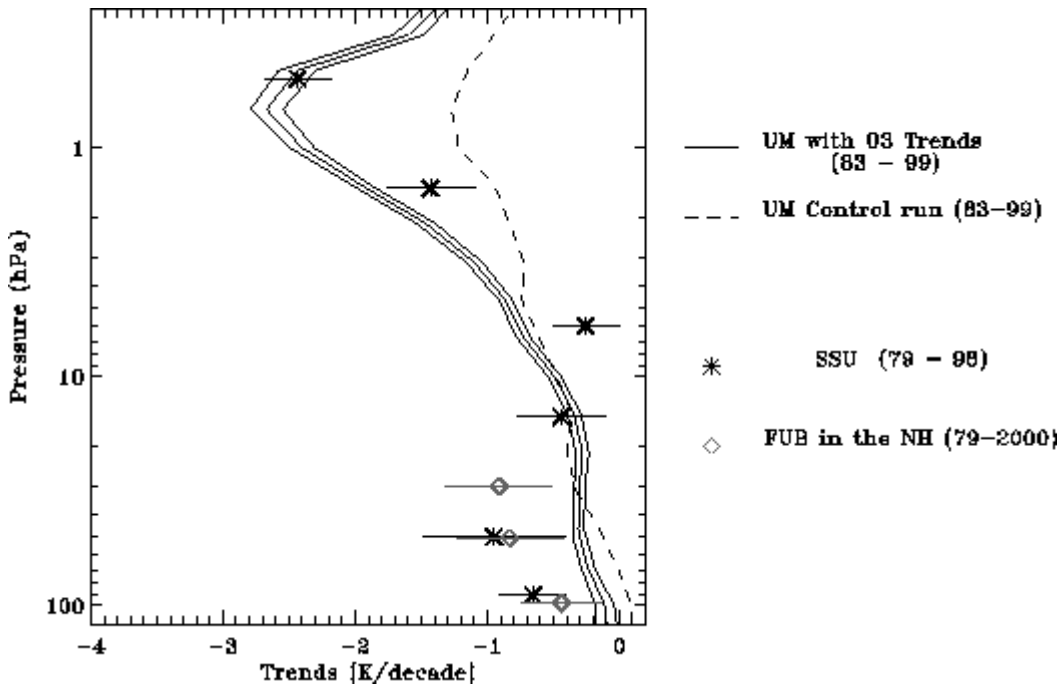

Figure 5.9. Profil global entre 70°S et 70°N en moyenne annuelle des tendances de température (unités K/décennie) pour les mesures SSU/MSU (étoiles), FUB (diamants) et pour les simulations UM-ozone et UM-controle (courbe continue et en tireté respectivement).

Les figures 5.10 et 5.11 montrent la dépendance en latitude des tendances de température issues des simulations UM-ozone et des observations dans la basse (100 et 50 hPa) et haute (1.5 et 0.5 hPa) stratosphère. (Les simulations UM-contrôle et la différence entre les tendances UM-ozone et UM-contrôle seront discutées au paragraphe 5.3).

Aux hautes latitudes, la grande variabilité associée à l'absence « d'ozone interactif » rendent difficile la comparaison entre les simulations et les observations.
Ailleurs dans l'hémisphère nord, à 100 hPa, il y a un bon accord entre les tendances FUB et les simulations UM-ozone. Les tendances à 90 hPa obtenues avec les données MSU sont reportées sur la figure pour comparaison ; toutefois, il faut tenir compte du fait que le canal à 90 hPa MSU intègre de l'information venant de la troposphère. Pour cette raison, la comparaison entre FUB et le modèle à 100 hPa et MSU à 90 hPa est seulement qualitative: la différence la plus grande entre les tendances UM-ozone et les observations (MSU) est obtenue entre 30°S et 30°N et à 70°S.
A 50 hPa, la différence maximale est obtenue entre 20°N et 50°N et au sud de 40°S.

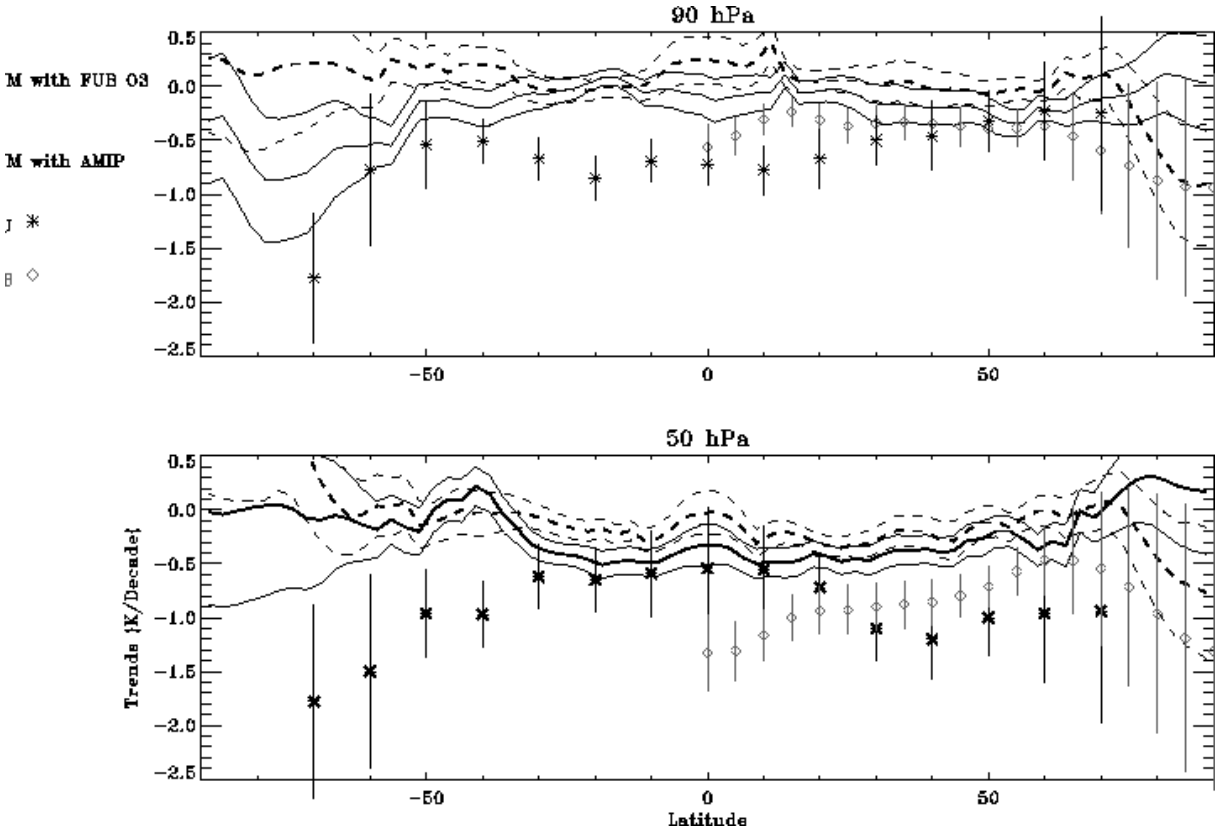

Figure 5.10. Tendances de température et leurs incertitudes en fonction de la latitude pour les simulations UM-ozone (courbe noire continue), UM-contrôle (courbe en tireté), les données FUB (diamants) et les données SSU/MSU (étoiles) à 100 hPa et 50 hPa.

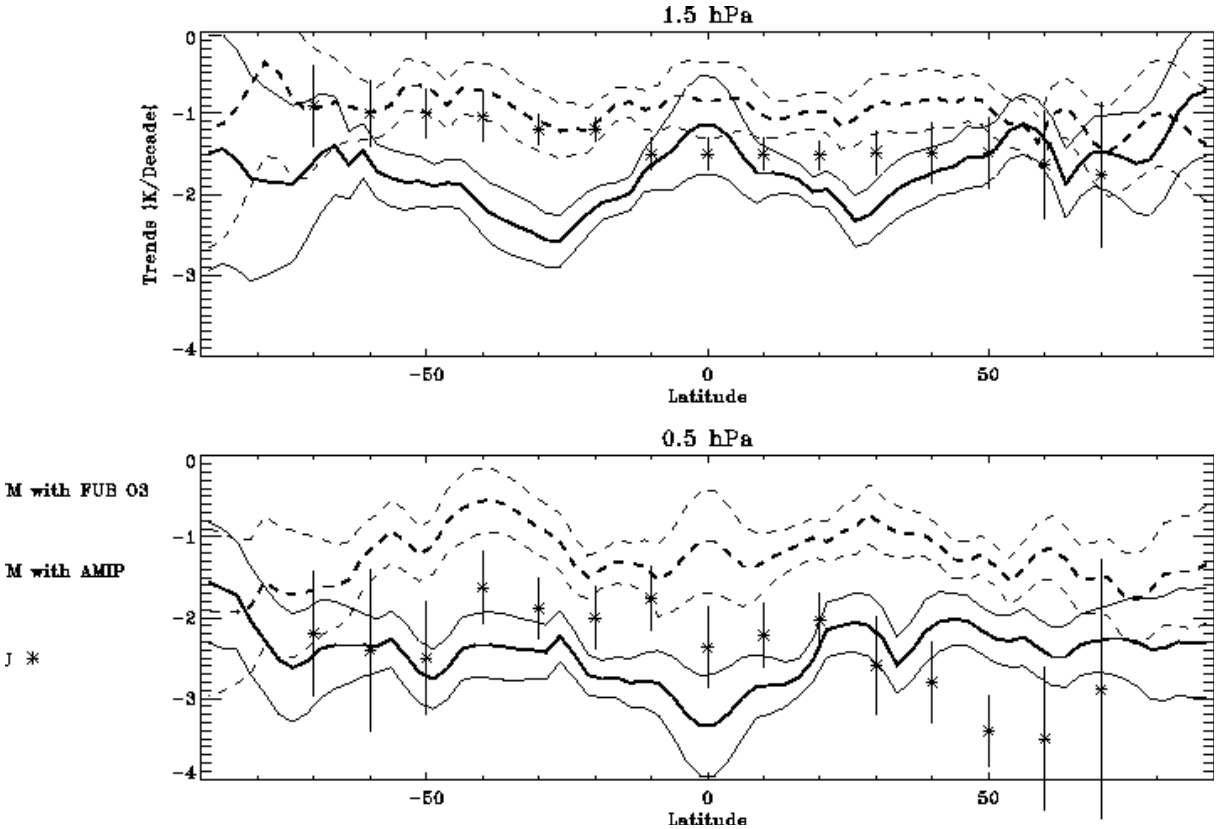

Figure 5.11. Tendances de température et leurs incertitudes en fonction de la latitude pour les simulations UM-ozone (courbe noire continue), UM-contrôle (courbe en tireté) et les données SSU (points noirs) à 1.5 hPa et 0.5 hPa.

Les tendances dans la haute stratosphère à 1.5 hPa et 0.5 hPa sont représentées sur la figure 5.11. Dans l'hémisphère sud à 1.5 hPa, les simulations UM-ozone sur-estiment les tendances de température à partir de 20°S.
A 0.5 hPa, où l'accord entre UM-ozone et SSU est meilleur qu'à 1.5 hPa, la tendance aux moyennes latitudes de l'hémisphère nord est sous-estimée par les simulations ; en revanche, les tendances sont légèrement surestimées entre 0° et 50°S.

La figure 5.12 représente les tendances en moyenne annuelle et zonale pour l'ensemble de simulations UM-contrôle et UM-ozone depuis 100 hPa jusqu'à 0.01 hPa et offre une représentation globale de l'atmosphère moyenne. Les tendances de température en moyenne annuelle reproduites par l'ensemble UM-contrôle montrent que la haute et moyenne stratosphère se refroidit en moyenne de 1 K/décennie tandis que la région au sud de 50°S entre 10 hPa et 100 hPa se réchauffe.

Pour les simulations UM-ozone, nous observons un refroidissement général de la stratosphère, maximum au niveau de la stratopause, et en bon accord avec les observations SSU dans la moyenne et haute stratosphère (figure 4.2 du le chapitre 4). Nous observons aussi le refroidissement de la mésosphère (avec une tendance incluse entre -1 et -1.5 K/ décennie), qui est en bon accord avec les observations de type rocketsonde (WMO, 1999).

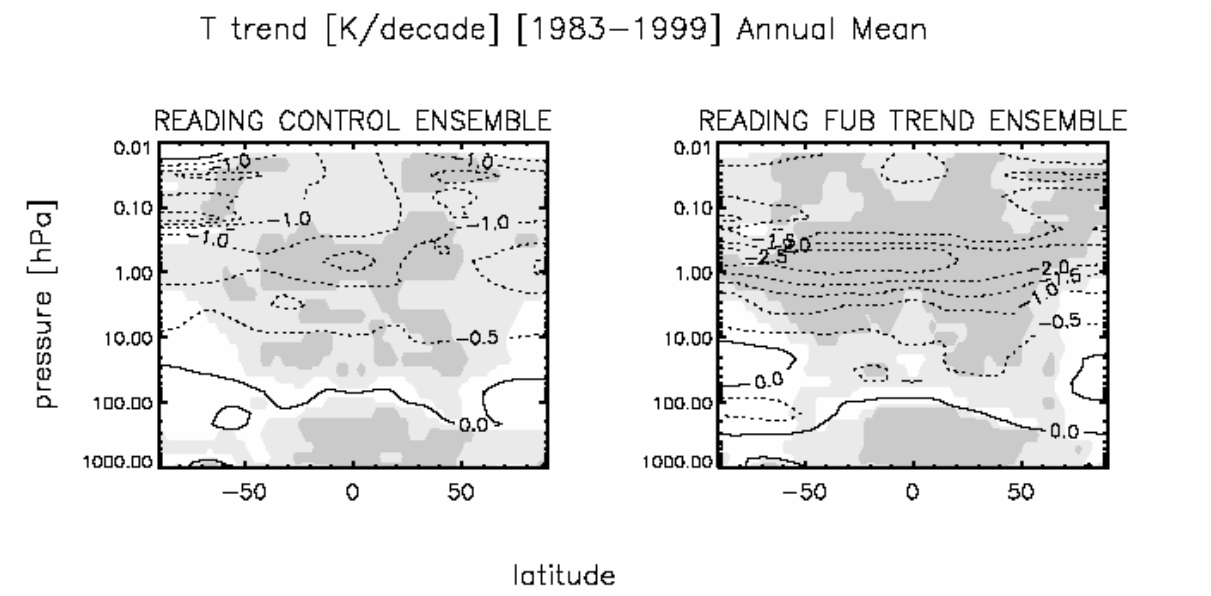

Figure 5.12 Tendances annuelles en moyenne zonale en fonction de la latitude et de l'altitude pour l'ensemble des simulations UM-controle et UM-ozone. Unités : K/décennie ; les régions en gris clair sont significatives à 95%, les régions en gris foncé à 99% (S. Hare, communication personnelle).

5.2.6 Comparaisons saisonnières

Sur les panneaux suivants (figures 5.13 et 5.14), nous comparons les tendances mensuelles calculées avec les données MSU/SSU et celles calculées avec l'ensemble des simulations UM-ozone pour la même période : 1983-1998.

Dans la basse stratosphère, les simulations sont capables de reproduire en partie le refroidissement au printemps de l'hémisphère sud et le réchauffement non significatif pendant l'hiver de chaque hémisphère, mais elles n'arrivent pas à reproduire le fort refroidissement pendant la fin d'hiver/début du printemps de l'hémisphère nord. Les tendances d'ozone jouent un rôle sur la tendance observée de température, mais ne sont donc pas suffisantes pour expliquer totalement l'amplitude du refroidissement. Par contre, dans la haute stratosphère, le

modèle UM-ozone est capable de reproduire le fort refroidissement rencontré pendant l'hiver de chaque hémisphère.

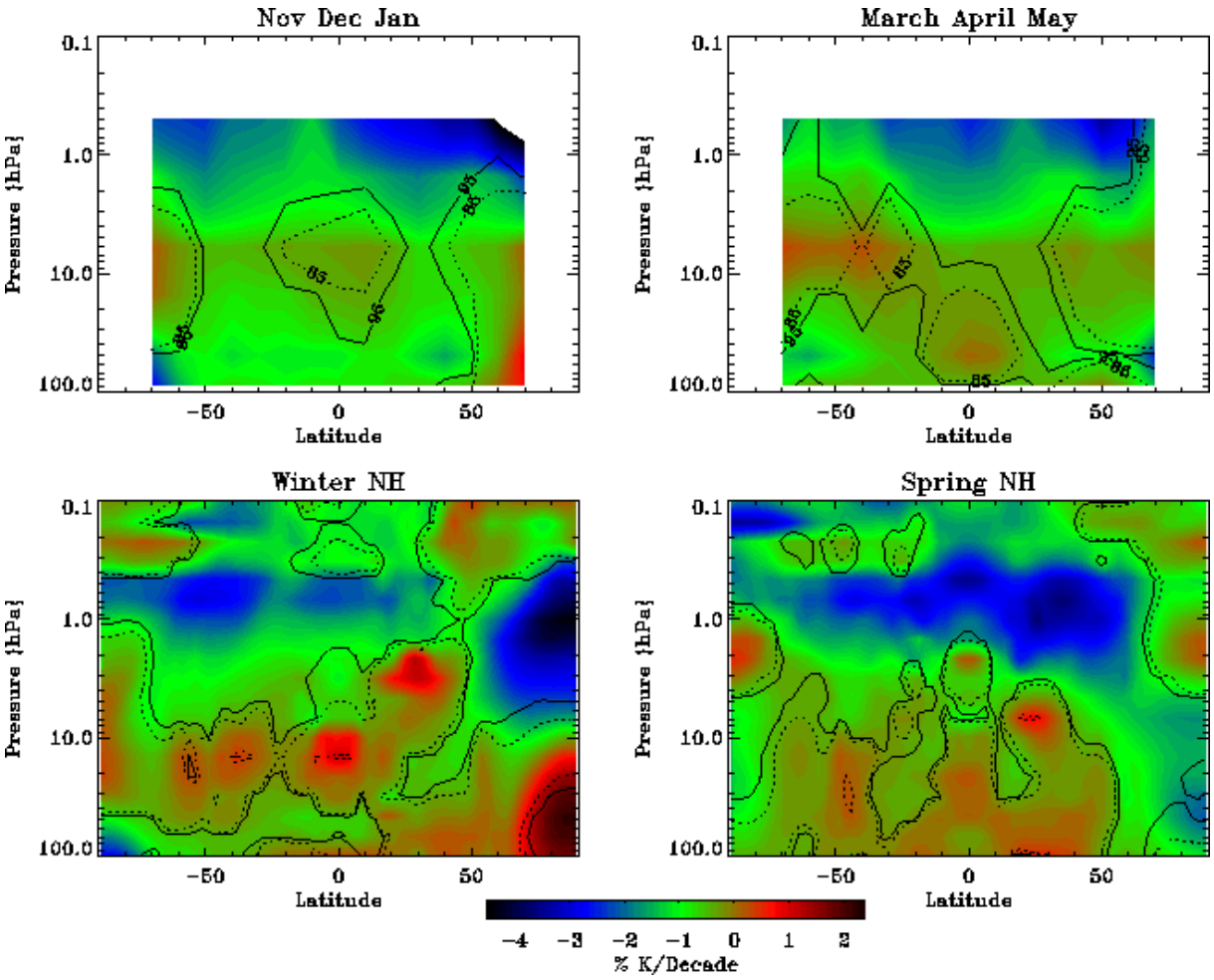

Figure 5.13. Tendances saisonnières de température en fonction de la latitude et de l'altitude pour la base de données SSU-MSU (en haut) et pour l'ensemble de simulations UM-ozone (en bas). A gauche pour l'hiver de l'hémisphère nord (novembre – décembre – janvier), à droite pour le printemps de l'hémisphère nord (mars – avril – mai). Unités : K/ décennie. Les contours noirs continus représentent les régions significatives à 95%, en tireté les régions significatives à 90%.

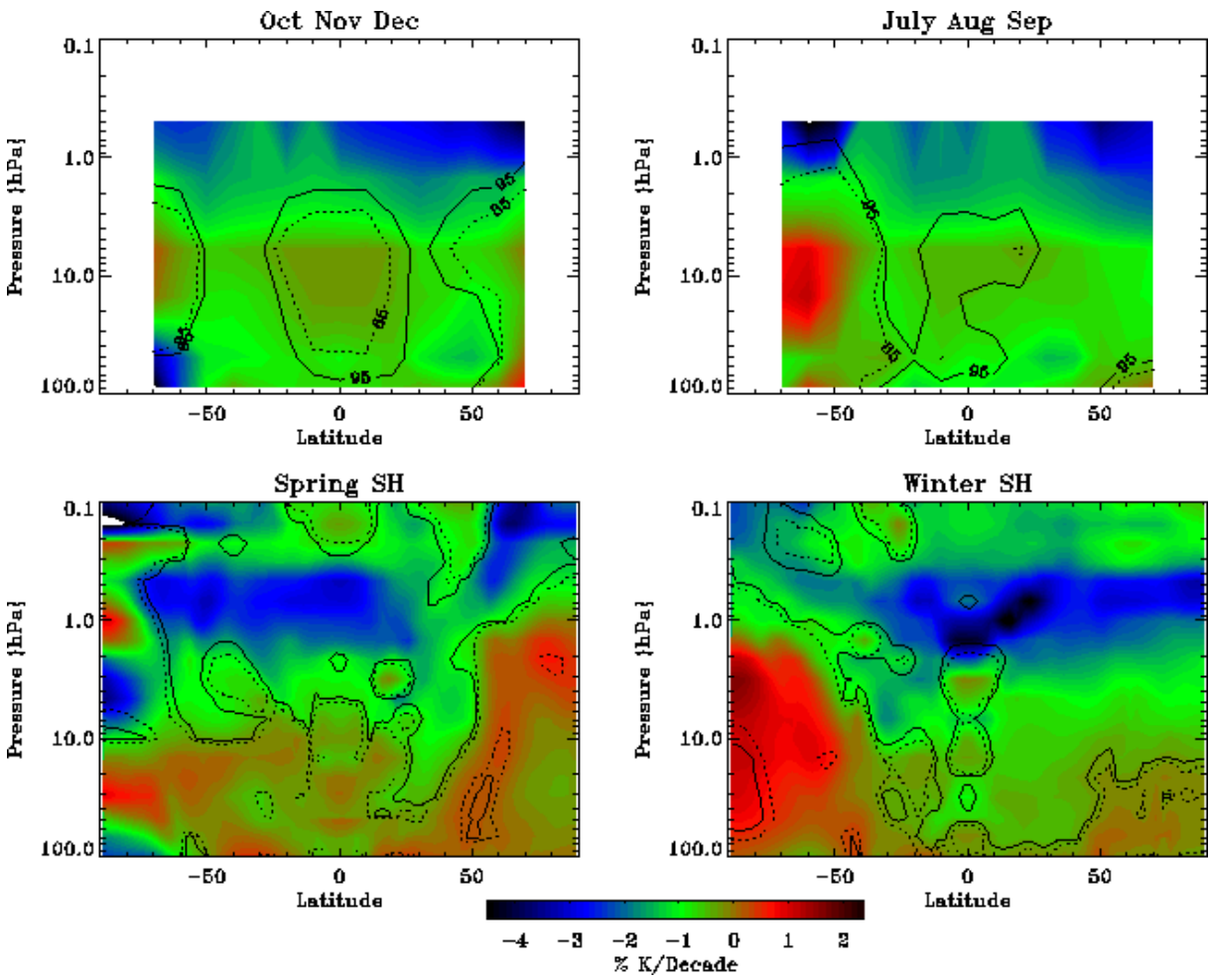

Figure 5.14. Comme figure 5.13, mais pour le printemps de l'hémisphère sud à gauche (octobre – novembre – décembre) et pour l'hiver de l'hémisphère sud à droite (juillet – août – septembre).

Les régions polaires

La figure 5.15 représente les tendances de température UM-ozone pour la période 1983-1998 et SSU/MSU à 70°N/S pour la période 1979-1998. Le refroidissement compris entre 1 et 3 K/décennie observé à 70°N entre 10 et 0.5 hPa pendant la période mai-octobre est bien reproduit par la simulation UM-ozone. Les mêmes tendances calculées avec la simulation UM-contrôle (non montrées) sont incluses entre 0 et -2 K/décennie. Entre 100 et 10 hPa pendant la période février-avril, la simulation UM-ozone reproduit un refroidissement inférieur d'un facteur 5 par rapport à celui observé.

A 70°S, les tendances mensuelles dans la région 10 – 0.5 hPa sont bien représentées par la simulation UM-ozone ; le fort réchauffement non significatif obtenu à 10 hPa entre mai et septembre est simulé par UM-ozone, mais son amplitude n'est pas reproduite. Enfin, le

refroidissement simulé dans la basse stratosphère entre octobre et décembre est inférieur d'un facteur 3 par rapport à celui observé.
A noter aussi le réchauffement non significatif autour de 10 hPa pendant la période octobre-décembre à 70°S qui n'est pas reproduit par la simulation UM-ozone ; celui-ci se trouve au-dessus de la région du fort refroidissement induit par la diminution d'ozone stratosphérique (Mahlman *et al.*, 1994).

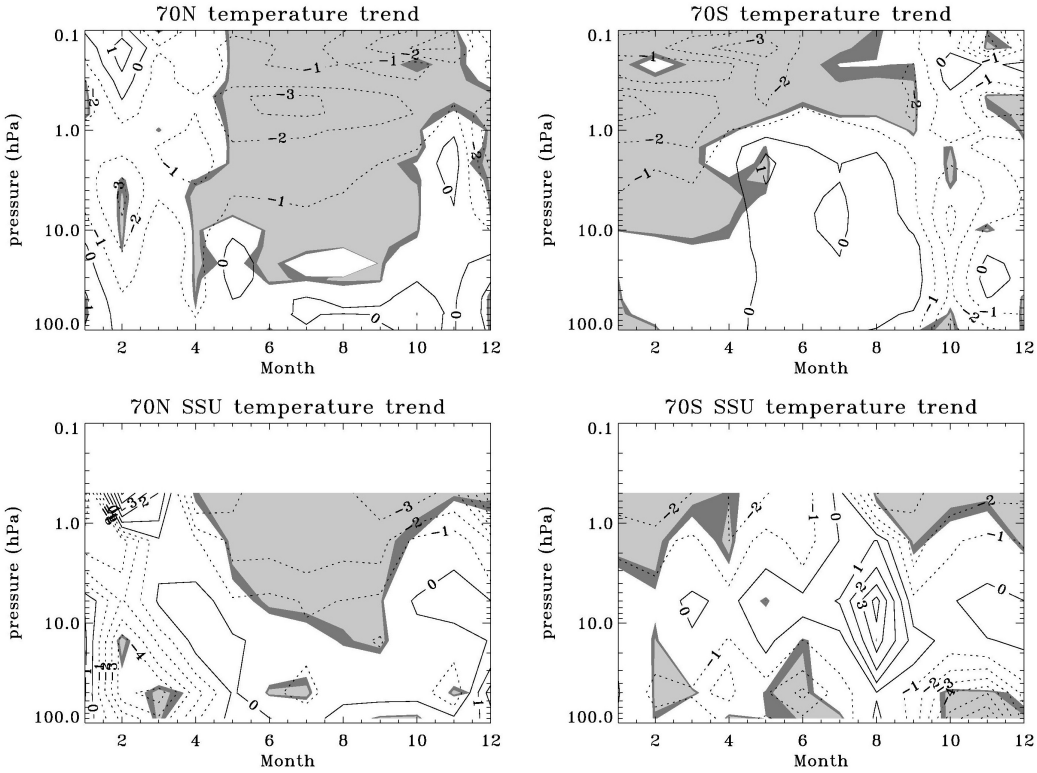

Figure 5.15 Tendance UM-ozone en fonction du mois et de l'altitude à 70°N/S (en haut) et tendance à 70°N/S SSU/MSU (en bas), Unités : K/décennie. Période considérée : 1983-1998.

5.3 Rôle de la diminution de l'ozone sur la structure thermique de la stratosphère

5.3.1 Analyse en moyenne annuelle et zonale

Nous cherchons maintenant à isoler les processus qui sont responsables des tendances de température observées. Puisque l'ozone et les gaz à effet des serre bien mélangés sont actifs du point de vue radiatif, nous nous attendons qu'ils aient un impact sur l'équilibre radiatif.

Comme on l'a dit dans le chapitre 4, l'absorption de rayonnement à courte longueur d'onde par l'ozone produit un réchauffement qui est l'effet dominant de la présence de la couche d'ozone stratosphérique ; mais l'ozone absorbe et émet aussi dans les grandes longueurs et donc il réchauffe la basse stratosphère et refroidit la haute stratosphère. L'effet radiatif net de la diminution de l'ozone dépend donc de la région de l'atmosphère, de la latitude et de la saison considérées.

Analysons d'abord un peu plus en détails la simulation UM-contrôle et UM-ozone représentées sur les figures 5.10-5.12.
A 50 hPa et 90 hPa (figure 5.10), la simulation UM-contrôle reproduit des tendances négatives de température, moins marquées que la simulation UM-ozone ; la différence maximale entre les deux ensembles est de 0.5 K/décennie.
Dans la haute stratosphère, à 1.5 hPa et 0.5 hPa (figure 5.11), les simulations UM-contrôle reproduisent une tendance négative bien moins marquée que les simulations UM-ozone. La différence maximale entre les deux simulations atteint les 2K/décennie à l'équateur.
Pour évaluer quantitativement l'effet de la diminution de l'ozone sur la structure thermique de la stratosphère en moyenne annuelle, nous calculons la différence entre les tendances de température issues de l'ensemble de simulations UM-ozone et UM-contrôle. La figure 5.16 représente cette différence en moyenne annuelle et zonale. La valeur maximale est de –2 K/décennie à la stratopause à l'équateur et de –1.5K/décennie aux latitudes 50°N et 50°S. La différence est significative à 95% entre 5 hPa et 0.1 hPa et entre 70°N et 60°S. La diminution d'ozone observée à la stratopause compte environ pour deux tiers dans les tendances de température observées.
Dans la basse stratosphère, la différence est faiblement significative et en moyenne inférieure à –0.5 K/décennie.

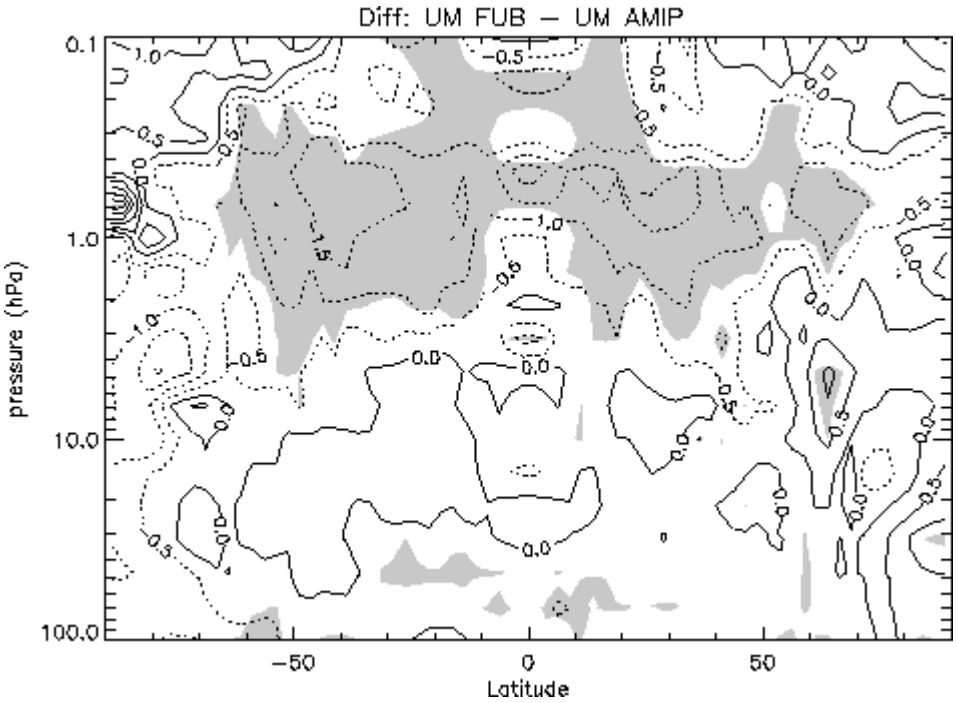

Figure 5.16. Différence entre les tendances de température issues de l'ensemble de simulations UM-ozone et les tendances UM-contrôle. Unités : K/décennie. Les régions grises sont significatives à 95%.

5.3.2 Analyse saisonnière

La figure 5.17 montre la différence entre les tendances des simulations UM-ozone et UM-contrôle pendant les hivers et printemps de chaque hémisphère

Basse stratosphère

Pendant le printemps dans la basse stratosphère (octobre pour l'hémisphère sud, avril pour le nord), la différence entre UM-ozone et UM-contrôle est négative et vaut de l'ordre de -3.5 K/décennie à 50 hPa dans l'hémisphère nord et de -3 K/décennie autour de 100 hPa dans l'hémisphère sud . Pendant l'hiver de chaque hémisphère, la différence n'est pas significative aux hautes latitudes.

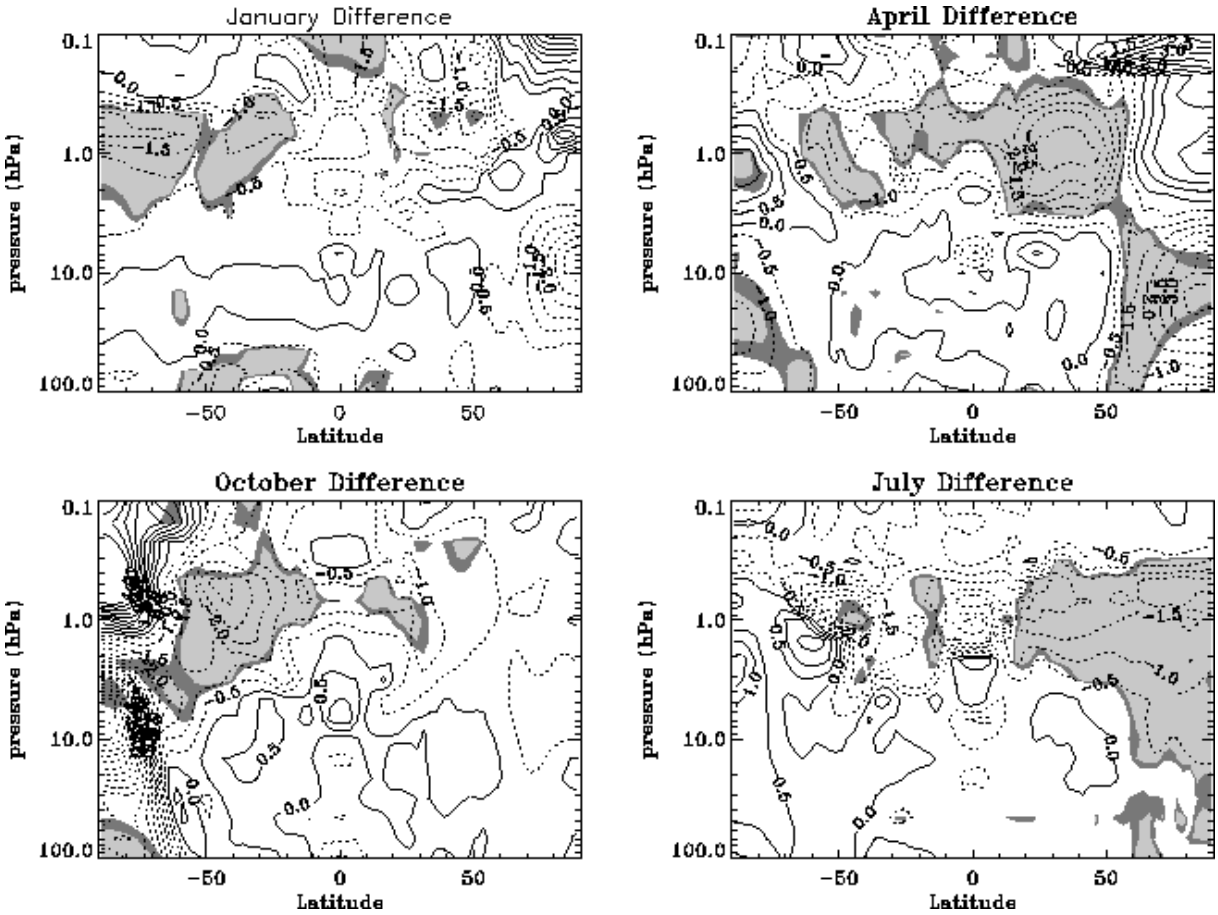

Figure 5.17. Différence entre les tendances de température (en continu si positives) pour les simulations UM-ozone – UM contrôle pendant les hivers et printemps de chaque hémisphère. Unités : K/décennie

Ces différences peuvent s'expliquer à partir de considérations qualitatives sur le bilan radiatif des composantes à courte (SW) et grande (LW) longueur d'onde. La réduction du rayonnement SW absorbé est l'effet dominant de la forte diminution de l'ozone et induit en général un refroidissement dans la stratosphère et ceci explique pourquoi les différences entre UM-ozone et UM-controle sont en général négatives. Il est toutefois possible de mettre en évidence un effet opposé car la basse stratosphère est aussi sensible à la diminution de l'ozone dans la haute stratosphère. Ceci est du au fait qu'une diminution du rayonnement SW absorbé en haut induit une augmentation du rayonnement SW absorbé à 30 km et donc un réchauffement net.

Afin d'expliquer les différences négatives dans la basse stratosphère pendant la nuit polaire, il est nécessaire de tenir en compte bilan radiatif LW car le rayonnement SW est absent. L'absorption LW est dominante par rapport à l'émission dans la basse stratosphère (WMO,

1999) et donc l'effet net d'une diminution d'ozone doit être un refroidissement que nous observons bien en janvier sur la figure 5.17.

Haute et moyenne stratosphère

Dans la haute et moyenne stratosphère, entre 30 et 55 km d'altitude, le changement de température induit par la diminution d'ozone est important, en particulier par l'effet radiatif SW. D'après Ramaswamy et Scwarzkopf (2002), une perturbation induite par un changement d'ozone (δr_{O3}) donne un changement de la température de :

$$\delta T = T^2 \exp(960/T)\, \delta Qsw(r_{O3}, \delta r_{O3}) \qquad (5.3.1)$$

Le changement de la température dépend donc du forçage radiatif à courte longueur d'onde (δQsw) et de la température non-perturbée (T). δQsw a à son tour une dépendance non-linéaire vis-à-vis du profil d'ozone (r_{O3}) à cause de la dépendance non-linéaire de l'absorption de la radiation UV de la quantité d'ozone, qui voit une diminution de la quantité d'absorption par unité d'ozone si la quantité d'ozone augmente. Au contraire, l'absorption du rayonnement visible est une fonction linéaire de la quantité d'ozone.
D'après figure 5.17, l'effet maximal (-3 K/décennie) est obtenu au printemps et au début de l'été au niveau de la stratopause (octobre et janvier pour l'hémisphère sud et avril et juillet pour l'hémisphère nord) et est lié à la diminution maximale d'ozone qui est observée à 30°N et 60°S (figure 4.3). Le refroidissement induit par la diminution d'absorption SW diminue dans l'hémisphère d'hiver où les effets LW deviennent dominants. Dans le domaine LW, l'ozone émet dans la haute stratosphère et induit un refroidissement local : une diminution d'ozone implique donc un réchauffement net ; ceci explique la valeur positive de la différence UM-ozone et UM-controle à la stratopause pendant les hivers polaires (WMO,1999).

5.4 Le rôle de l'ozone sur la circulation moyenne résiduelle

Les simulations UM-ozone ne peuvent pas reproduire la totalité du refroidissement observé à la fin de l'hiver et au début du printemps aux hautes latitudes nord. Pour arriver à comprendre la structure thermique observée dans cette région, il est nécessaire de tenir compte des effets dynamiques qui jouent un rôle essentiel. Nous nous proposons donc d'évaluer, au moyen des simulations du GCM, un possible changement dans la dynamique induit par la diminution de la quantité d'ozone stratosphérique. Pour cela nous allons analyser les simulations des variables dynamiques tels que la circulation résiduelle, le flux d'Eliassen et Palm et le vents zonaux.

La période fin hiver/début printemps (février et mars) est le moment où commence l'effet radiatif SW dans la stratosphère Arctique du à la diminution locale de l'ozone. Une forte diminution de l'ozone dans la région polaire crée de forts refroidissements et augmente le contraste entre la température du pôle et les moyennes latitudes pendant la fin de l'hiver et le début du printemps. A la fin du chapitre 4, nous avons évalué la tendance de l'évolution de la température au cours de l'hiver (ΔT_{D-M} et ΔT_{J-A}) et nous l'avons interprétée comme indicateur indirect d'un possible changement de la circulation résiduelle moyenne. La figure 5.18 montre la tendance de ΔT_{D-M} pour la période 1983-1999 obtenue à partir de la simulation UM-ozone à 100 et 30 hPa et la simulation UM-contrôle à 100 hPa. La tendance de ΔT_{D-M} (figure 5.18) est significative entre 60 et 80°N, où elle vaut –0.2 et -0.24 K/saison/année à 90°N à 100 et 30 hPa respectivement pour la simulation UM-ozone. Ces tendances représentent environ un tiers des mêmes tendances obtenues à partir de la base de données FUB (figure 4.13). A 30 hPa, associée à cette tendance négative, on observe une tendance nulle ou positive entre 0 et 50°N à 30 hPa et positive/négative entre 0° - 20°/ 20°N - 50°N respectivement à 100 hPa. La simulation UM-contrôle à 100 hPa montre une tendance négative moins forte (-0.06 K/saison/année), non significative, à 90°N.

A partir de ces calculs, nous concluons que la tendance négative de ΔT_{D-M} observée aux hautes latitudes nord dans la basse stratosphère, associée à une tendance positive aux basses latitudes n'est pas entièrement reproduite par la simulation UM-ozone. Les tendances négatives aux hautes latitudes nord deviennent plus faibles si les simulations ne tiennent pas compte des tendances d'ozone (simulation UM-contrôle). Le réchauffement simultané de ΔT_{D-M} aux basses latitudes observé dans la base de données FUB et interprété comme indicateur d'un changement dans la circulation résiduelle, n'est significatif dans aucune des simulations.

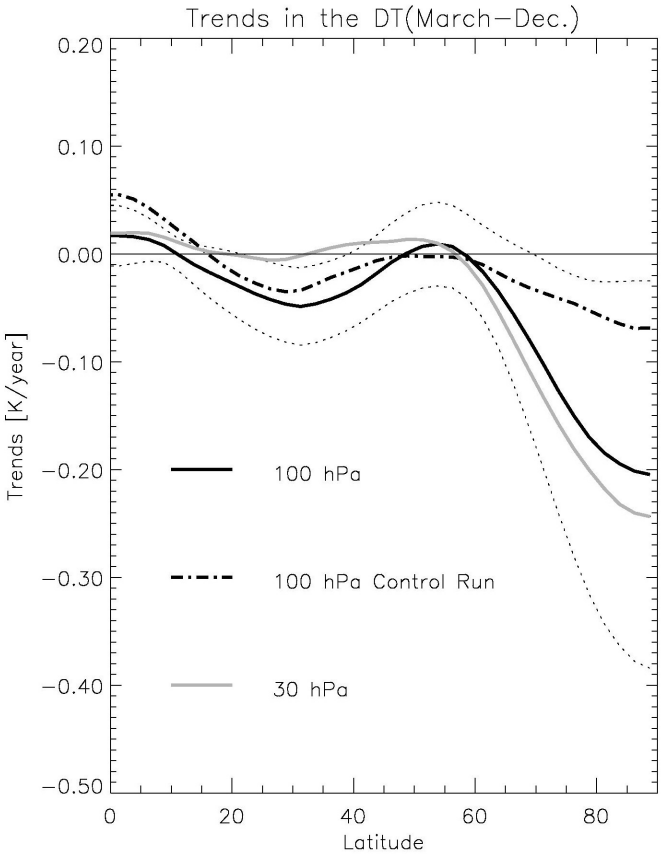

Figure 5.18 Tendance des anomalies de l'évolution de la température UM-ozone au cours de l'hiver, de mars à décembre, à 30 hPa (courbe grise), 100 hPa (courbe noire) et 100 hPa pour UM-contrôle (courbe en tireté) en fonction de la latitude. Les incertitudes à 2 sigma sont indiqués pour le niveau 100 hPa (courbe en pointillé). Unités : K/saison/année.

Il est aussi possible d'étudier d'une façon directe les changement induit par l'ozone sur la circulation à partir des variables dynamiques dérivés qui ne sont pas directement mesurables mais que nous pouvons estimer avec les simulations UM.

Une diminution significative de l'activité des ondes planétaires à partir des années 1980 aux hautes latitudes nord pendant la fin de l'hiver/début du printemps a été observé à partir de données NCEP-NCAR (Hu et Tung, 2003; voir aussi Randel *et al*., 2002) et a été étudié aussi à partir des simulations de GCM (Langematz *et al.*, 2003). Hu et Tung (2003) pensent que la diminution de l'ozone stratosphérique soit le facteur responsable de cette diminution et avancent aussi un mécanisme selon lequel la diminution de l'ozone Arctique génère un gradient méridional de température dans la stratosphère subpolaire, avec un renforcement des vents d'ouest. Ce renforcement augmente la réfraction des ondes planétaires vers les basses latitudes, en causant une réduction de l'activité des ondes aux latitudes plus hautes.

Fusco et Salby (1999) et Randel *et al.* (2002) ont montré une forte corrélation entre les variations de l'activité des ondes planétaires qui entrent dans la basse stratosphère et la colonne totale d'ozone ; ces auteurs ont estimé que les tendances de l'activité des ondes aient contribué à 20-30% des tendances de la colonne d'ozone dans la région 35°N-60°N, pendant les vingt dernières années.
Langematz *et al.* (2003) analysent le rôle du changement de la quantité du gaz carbonique et de l'ozone sur la structure thermique et dynamique de l'atmosphère moyenne, à partir de simulations effectuées avec le modèle GCM FUB CMAM (Langematz et Pawson, 1997). Dans la haute stratosphère, ce modèle, avec un scénario de gaz carbonique et ozone réalistes, reproduit bien le refroidissement observé ; dans la basse stratosphère, le modèle est capable de reproduire l'intensification du vortex polaire pendant le printemps de l'hémisphère nord, mais avec une amplitude inférieure à celle observée par Newman *et al.* (1997) et Waugh *et al.* (1999). Dans leurs conclusions, ils suggèrent que l'échange de chaleur sensible du à la dynamique augmente le refroidissement dans la basse stratosphère polaire, s'ajoutant à l'effet de la diminution de l'ozone et de l'augmentation du CO_2. Toutefois il est nécessaire de considérer d'autres mécanismes pour expliquer la totalité du refroidissement polaire.
A partir des observations, des auteurs ont fait l'hypothèse que la réduction dans l'activité des ondes planétaires pourrait être responsable d'un vortex arctique plus fort et plus persistent (Newman *et al*. 1997 ; Waugh *et al*. 1999), d'une diminution du nombre d'événements du type SSW (Labitzke et Naujokat, 2000) et d'une diminution du transport d'ozone vers la stratosphère Arctique (Coy *et al.*, 1997 ; Randel *et al*,. 2002).
Une question est de savoir si une réduction de l'activité des ondes et les phénomènes associés sont causés par un forçage dans la troposphère ou par la diminution de l'ozone dans la stratosphère. Nous nous proposons donc d'évaluer une éventuelle diminution de l'activité des ondes planétaires à partit des simulations UM.

La circulation moyenne résiduelle est la circulation méridienne en moyenne éulerienne (TEM, « Transformed Eulerian Mean »). A partir des équations primitives transformées en moyenne éulerienne écrites sur le plan β[1] et dans l'approximation quasi-géostrophique, la circulation moyenne résiduelle est définie par Andrews, (1987):

$$\overline{v}^* \equiv \overline{v}_a - \rho_0^{-1}\left(\rho_0 \frac{\overline{v'\theta'}}{\theta_{0z}}\right)_z \qquad \overline{w}^* \equiv \overline{w}_a + \left(\frac{\overline{v'\theta'}}{\theta_{0z}}\right)_y \qquad (5.4.1)$$

où :

[1] approximation pour laquelle le paramètre de Coriolis f varie linéairement avec la distance y vers le nord à partir d'un point d'origine P_0: $f = f_0 + \beta y$

v_a est la composante agéostrophique de la vitesse méridionale ($v_a = v - v_g$; v est la vitesse méridionale et v_g est la composante méridionale du vent géostrophique),

ρ_0 est la densité ($\rho_0(z) = p_s e^{(-z/H)}$; ou p_s est la densité au sol, z l'altitude en « log- pression » et H la hauteur d'échelle),

θ est la température potentielle (définie comme $\theta = T(p_s/p)^{R/cp}$; T est la température, p_s est la pression au sol, p la pression, R la constante des gaz et c_p la chaleur spécifique pour l'air sec),

θ_0 est une température potentielle de référence,

w_a est la composante agéostrophique de la vitesse méridionale.

Le « ' » indique l'éloignement à la moyenne zonale (pour étudier l'interaction ondes - flux moyen, on considère un champ u décomposé en $u = U + u'$, ou U est la moyenne zonale dans le sens éulerien[2]) ; les indices z, y représentent respectivement la dérivée partielle par rapport a z, l'altitude en log-pression , et y, la coordonnée cartésienne tangente au cercle de longitude et positive vers le nord ; l'indice 0 se réfère à un point considéré comme origine ; la barre horizontale représente la moyenne zonale .

L'ensemble d'équations primitives quasi-géostrophiques transformées pour le flux éulerien moyen est (Andrews, 1987) :

$$\bar{u}_t - f_0 \bar{v}^* - \bar{X} = \rho_0^{-1} \vec{\nabla} \cdot \vec{F} \qquad (5.4.2)$$

$$\bar{\theta}_t + \bar{w}^* \theta_{0z} - \bar{Q} = 0, \qquad (5.4.3)$$

$$\bar{v}_y^* + \rho_0^{-1} (\rho_0 \bar{w}^*)_z = 0, \qquad (5.4.4)$$

$$f_0 \bar{u}_z + H^{-1} \mathrm{Re}^{-kz/H} \bar{\vartheta}_y = 0 \qquad (5.4.5)$$

où :

u est la composante zonale du vent géostrophique, le flux moyen ;

$f_0 = 2\Omega sin(\Phi_0)$ tel que $f = f_0 + \beta y$ (approximation du plan β) ;

---

[2] La moyenne zonale eulerienne est definie : $U(\Phi, z, t) = (2\pi)^{-1} \int_0^{2\pi} u(\lambda, \Phi, z, t) d\lambda$ ou λ est la longitude, Φ la latitude, z l'altitude et t le temps.

X représente la projection le long de *x* (coordonnée cartésienne tangente au cercle de latitude et positive vers l'est) des composantes non spécifiées de la friction et autres forçages mécaniques non conservatifs,

Q est le terme de chauffage diabatique ($Q = (J/c_p)e^{(kz/H)}$; avec *J*, taux de chauffage diabatique par unité de masse, k=R/cp=2/7)

Dans le cas quasi-géostrophique,

$$\vec{F} \equiv \left(0, -\rho_0 \overline{v'u'}, \rho_0 f_0 \frac{\overline{v'\vartheta'}}{\vartheta_{0z}}\right) \qquad (5.4.6)$$

Le vecteur **F**, défini comme flux d'Eliassen-Palm (flux EP), peut être utilisé comme variable diagnostique de la propagation des ondes et de l'interaction ondes-flux moyen (Palmer, 1982). La composante méridionale du flux d'EP est proportionnelle au flux de la quantité de mouvement des ondes ($\overline{v'u'}$) et la composante verticale au flux de chaleur des ondes ($\overline{v'\theta'}$). L'équation (5.4.2) montre que ces deux flux n'agissent pas séparément, mais en combinaison sur les $\bar{u}_t$, $\bar{\theta}_t$ et sur la circulation résiduelle à travers la divergence du flux d'EP.

Les équations (5.4) dérivent des équations primitives, qui expriment l'équilibre de la quantité de mouvement, l'équilibre hydrostatique sur la verticale, la relation thermodynamique entre le chauffage diabatique et le taux de changement de la température potentielle et l'équation de continuité de la masse. Ces équations écrites pour un flux quasi-géostrophique sur le plan beta et transformées dans le sens d'une moyenne éulerienne nous donnent l'ensemble (5.4), une fois qu'on a introduit la circulation résiduelle (5.4.1). L'équation (5.4.2) montre que la divergence du flux EP [$\vec{\nabla} \cdot \vec{F} \equiv (-\rho_0 \overline{v'u'})_y + (\rho_0 f_0 \overline{v'\vartheta'} / \vartheta_{0z})_z$] représente le moment par unité de masse exercé par les ondes sur le flux zonal. Donc, les isolignes de la divergence du flux d'EP indiquent les régions où les ondes agissent pour accélérer ou décélérer le flux moyen. L'équation (5.4.3) montre elle que le chauffage dynamique (les deux premiers termes de l'équation) est équilibré par le chauffage diabatique moyen zonal.

La composante verticale du flux d'EP (EP-z) à 100hPa fournit une quantification de l'activité des ondes planétaires qui se propagent de la troposphère vers la basse stratosphère (nous avons normalisé EP-z par rapport à sa valeur moyenne annuelle à 100 hPa). La figure 5.19 représente la composante verticale du flux EP en janvier à 100 hPa en fonction de la latitude, calculée à partir des simulations UM-ozone et moyennée de 1983 à 1999. Le flux est maximal entre 50°N et 65°N, en accord avec la théorie de Charney et Drazin (1961) et avec les études réalisées à partir des réanalyses.

Plus de 90% de l'activité des ondes a lieu se concentre en hiver entre 40°N et 80°N. Dorénavant, nous considérerons la moyenne de la composante verticale du flux EP dans cet intervalle de latitude. La figure 5.20 montre la composante verticale du flux EP en fonction de la saison pour les simulations UM-ozone. Le maximum de EP-z se situe en janvier.

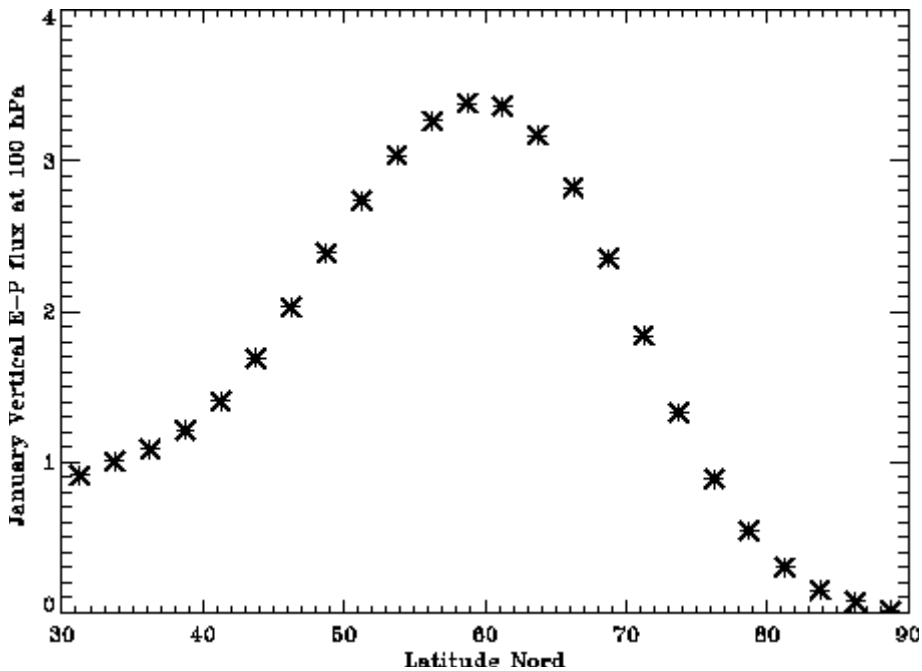

Figure 5.19 Composante verticale du flux EP à 100 hPa en fonction de la latitude en janvier, moyennée de 1983 à 1999, calculée à partir des simulations UM-ozone.

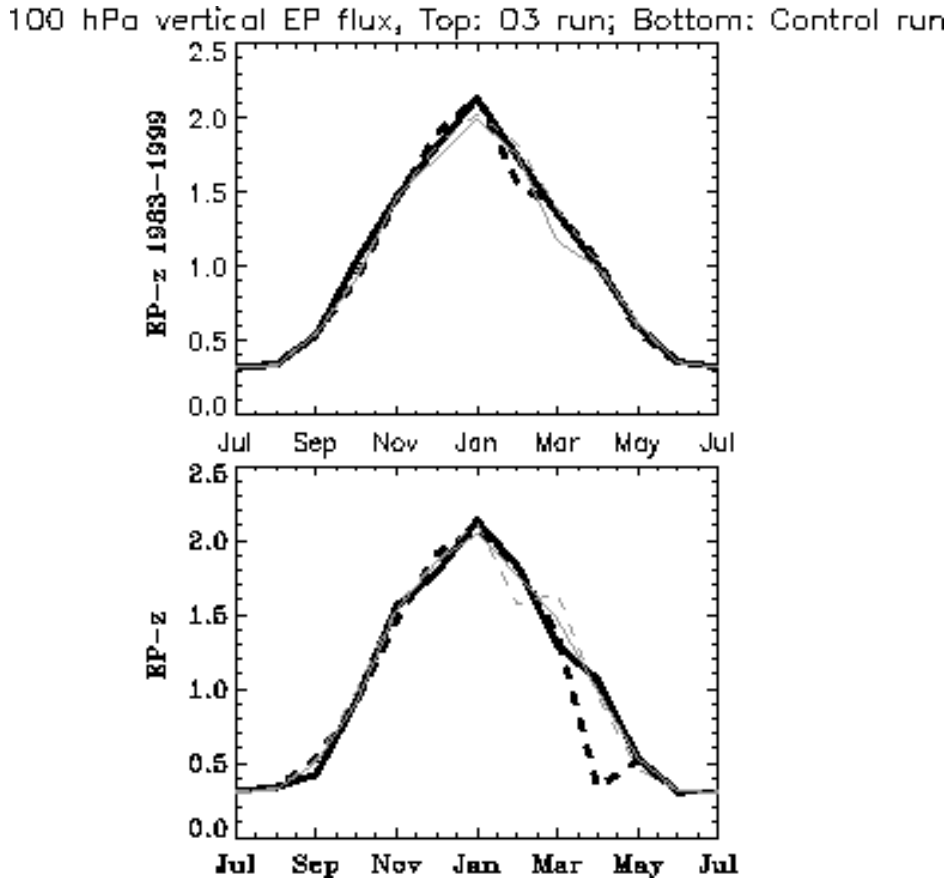

Figure 5.20 Composante verticale du flux EP, moyennée entre 40° et 80°N, en fonction du mois (de 1983 à 1999) pour les simulations UM-ozone.

Dans la suite, nous considérons les flux EP moyennés sur les trois mois janvier - février – mars afin d'inclure la période de l'année où la diminution de l'ozone est plus intense. Le choix de ces trois mois, même si l'effet radiatif de l'ozone ne peut pas être détecté en janvier, est justifié par Hu et Tung (2003) : comme la stratosphère montre une longue période de « vacillation » de 2 ou 3 mois (Holton et Mass, 1976), une moyenne temporelle plus courte donne des résultats de tendances du flux EP non significatifs à cause des très grandes fluctuations.

La figure 5.21 représente la série temporelle de la composante verticale du flux EP à 100 hPa et 50 hPa pour l'ensemble des simulations UM-ozone et UM-contrôle. Les séries UM-ozone montrent une tendance négative significative à 85% à 100 hPa, et un peu moins intense à 50 hPa ; en revanche, il n y a pas de tendance dans les simulations UM-contrôle.
Une tendance négative est une estimation de la diminution de l'activité des ondes au cours de ces dernières années dans l'hémisphère nord en hiver. La différence entre les deux ensembles

de données indique que la réduction de l'ozone stratosphérique joue un rôle dans cette diminution, et tend à confirmer l'hypothèse formulée par Hu et Tung (2003).
Ces derniers avancent un possible mécanisme de rétroaction positive de la diminution d'ozone dans la stratosphère polaire d'hiver. Comme la diminution d'ozone est associée à une tendance négative des températures de la stratosphère polaire, on s'attend à une intensification du vortex polaire et par conséquent à une augmentation de la réfraction des ondes planétaires vers les basses latitudes. Une augmentation de la réfraction des ondes en réduit l'activité dans la basse stratosphère polaire et entraîne une diminution du réchauffement dynamique (associé au bras descendant de la circulation de Brewer-Dobson, voir chapitre 4) et du transport d'ozone vers la basse stratosphère polaire. Cette dernière entraîne une rétroaction positive avec le renforcement du vortex polaire et une ultérieure réduction des températures. Ces deux phénomènes augmentent le potentiel de réduction d'ozone.

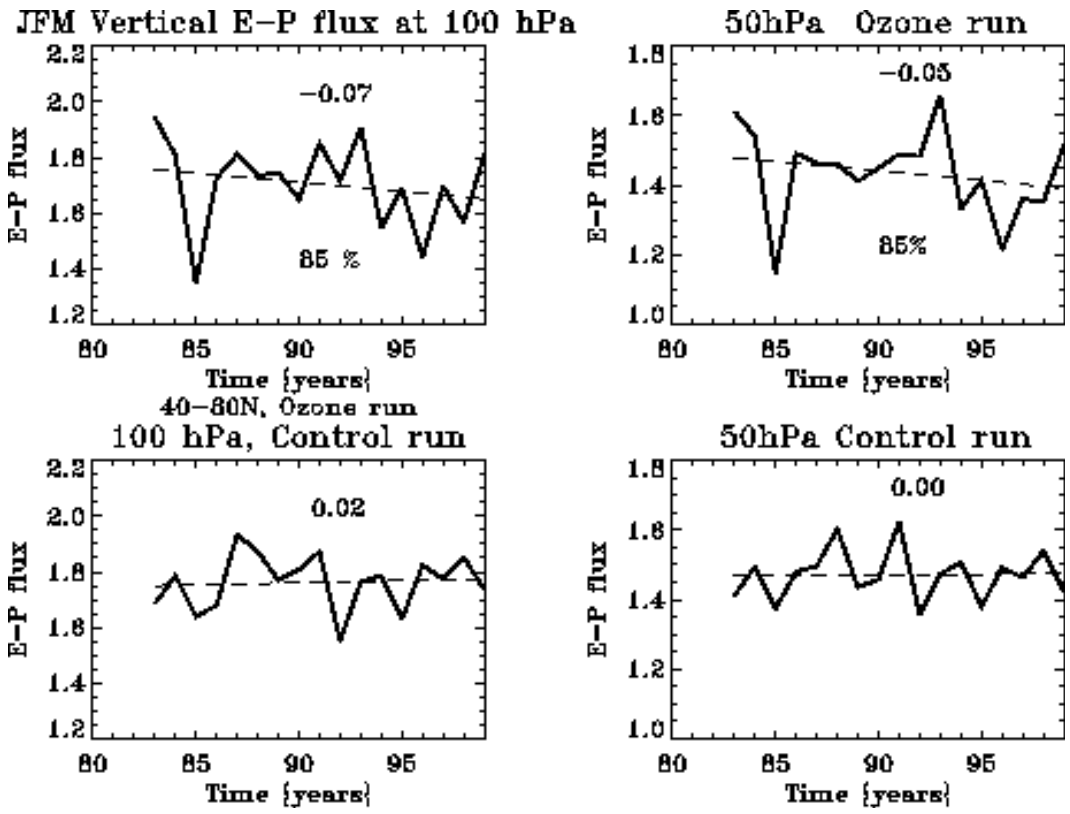

Figure 5.21. Composante verticale du flux EP pendant janvier-février-mars à 100 hPa et 50 hPa pour l'ensemble des simulations UM-ozone (en haut)et UM-contrôle /en bas) et tendances linéaires superposées.

Afin de vérifier le mécanisme proposé, nous allons analyser les simulations UM-ozone pour mettre en évidence un éventuel changement dans les vents zonaux en hiver de l'hémisphère nord et dans la circulation moyenne résiduelle. Nous effectuons des moyennes sur les mois de décembre- janvier -février quand le vortex est le plus fort. Cela nous permet aussi de comparer directement les simulations UM avec d'autres études (Langematz *et al.*, 2003).
La figure 5.22 montre les profils moyens du vent zonal, de la divergence du flux d'EP et de la circulation résiduelle (*v** et *w**), pour l'ensemble des simulations UM-ozone.

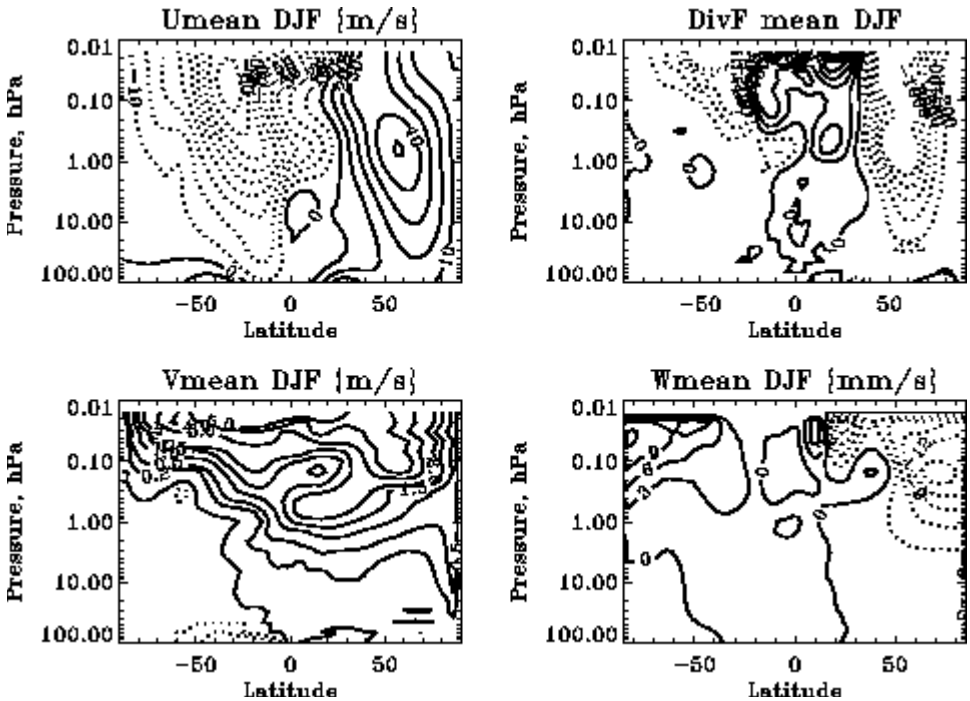

Figure 5.22. Profils moyens de 1983 à 1999, pendant décembre – janvier –février, du vent zonal U, de la divergence du flux d'EP et de la circulation résiduelle (*V* et W*)*, pour l'ensemble des simulations ozone. En pointillés si négatif.

Le profil du vent zonal présente un maximum positif dans l'hémisphère nord dans la région de la stratopause (50 m/s), et des vents négatifs dans l'hémisphère d'été en accord avec les réanalyses NCEP. La divergence du flux d'EP indique que l'activité des ondes décélère le flux moyen aux latitudes extra-tropicales en hiver (contours en pointillés) et agit dans le sens opposé aux Tropiques. La circulation moyenne résiduelle montre bien la circulation de Brewer-Dobson.
La figure 5.23 représente les tendances de ces quantités pour la simulation UM-ozone. En général elles ne sont pas ou peu significatives. Toutefois, nous pouvons les analyser plus en détail d'une façon qualitative. Les tendances de v* sont très faibles et négatives en

mésosphère (de l'ordre de 0.01 m/s/décennie), indiquant un ralentissement de la circulation méridionale. Aucune tendance est évidente pour la composante w* (de l'ordre de 0.1 mm/s/décennie). La tendance de la divergence du flux d'EP est essentiellement négative ainsi que la tendance du vent zonal aux hautes latitudes nord (-3 m/s/décennie). La situation décrite par les tendances des variables dynamiques ne met pas en évidence un changement appréciable de la circulation, de la convergence, et de la force du vortex polaire pour l'ensemble des simulations UM-ozone. Cette apparente incohérence avec les tendances de figure 5.21 peut être expliquée par le faible nombre de simulations considéré ici: il apparaît donc nécessaire d'effectuer la même étude à partir d'un ensemble de simulations plus grand (supérieur à 10 éléments).

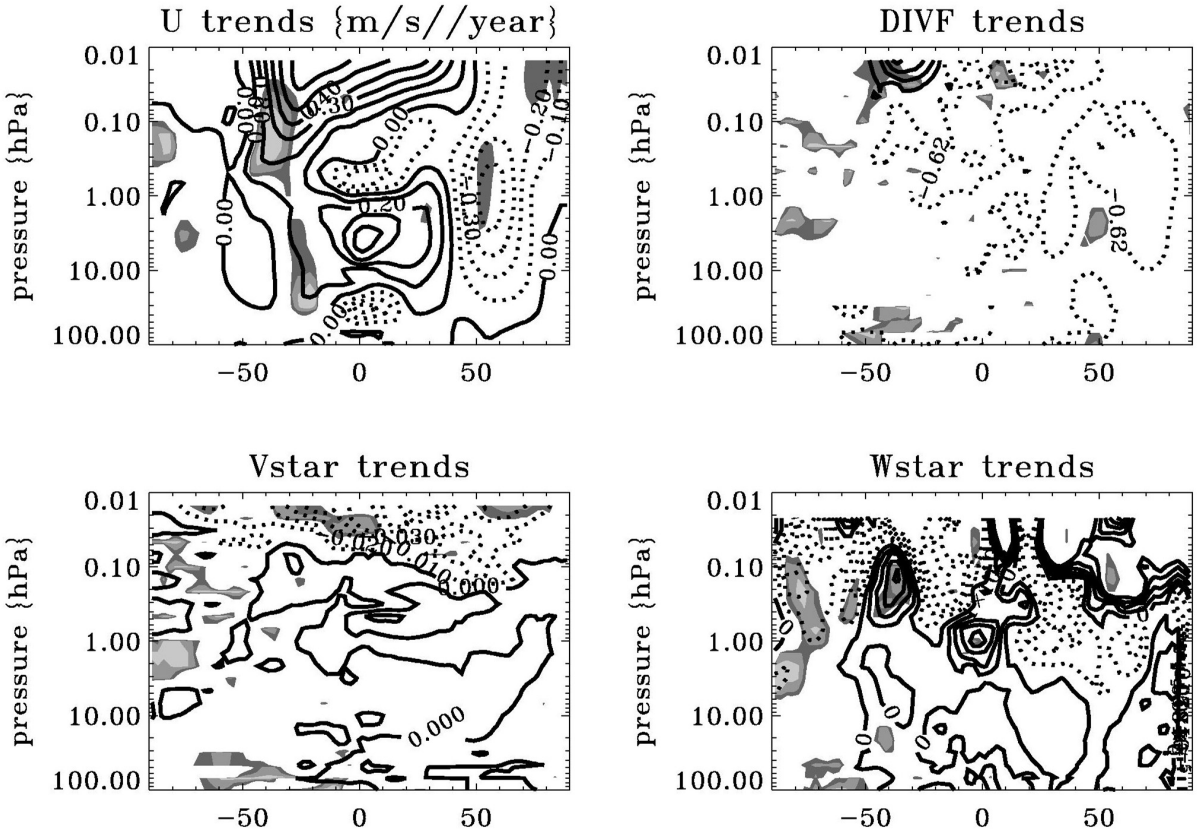

Figure 5.23 Tendances du vent zonal, de la divergence du flux d'EP et de la circulation résiduelle (moyennes sur décembre - janvier- février) pour la simulation UM-ozone et les années 1983-1999.

5.5 Conclusions au chapitre

L'objectif principal de ce chapitre était d'évaluer le rôle de la diminution de l'ozone sur la structure thermique et dynamique de la stratosphère à partir des simulations du modèle de circulation générale UM. L'ensemble des simulations dites UM-ozone qui tiennent compte entre autres choses des tendances d'ozone stratosphérique observées, est censé donner une représentation réaliste de l'évolution de l'état de la stratosphère. La valeur moyenne et les auto-corrélations des températures de l'ensemble UM-ozone ont été trouvées effectivement en bon accord avec celles des températures FUB et TOVS/3I dans la basse stratosphère; les corrélations croisées indiquent que les températures UM-ozone et FUB ne sont pas assez bien corrélées (0.5) ; toutefois, ces valeurs sont en accord avec les comparaisons effectuées entre des jeux de données satellitaires et de radiosondages dans la basse stratosphère. Une simulation de contrôle, ne tenant pas compte de l'évolution de l'ozone stratosphérique, a également été considérée.
Nous avons d'abord comparé les tendances de température avec les tendances estimées à partir des observations FUB et MSU/SSU. Les simulations effectués sans tendance d'ozone imposée ne reproduisent pas les tendances observées. En moyenne zonale, l'ensemble UM-ozone est en bon accord avec les résultats SSU/MSU dans la moyenne et haute stratosphère. En moyenne globale, les tendances UM-ozone ne peuvent reproduire qu'un tiers du refroidissement observé dans la basse stratosphère; nous avons attribué cette différence à l'absence d'une tendance de vapeur d'eau dans le modèle.
Les comparaisons saisonnières révèlent que les refroidissements observés au cours de l'année dans la haute et moyenne stratosphère sont en accord quantitatif avec les observations. Toutefois le refroidissement de la basse stratosphère au printemps est sous-estimé dans les simulations.

Pour mettre en évidence le rôle joué par l'ozone, nous avons ensuite comparé les simulations UM-ozone et UM-contrôle ; en moyenne annuelle, la diminution de l'ozone stratosphérique imposé dans les simulations UM-ozone double le refroidissement dans la basse stratosphère et augmente celui de la haute stratosphère de 60% dans la région incluse entre 60°N et 60°S. L'effet est fort au printemps dans la haute et moyenne stratosphère a cause du refroidissement radiatif à courte longueur d'onde induit par la diminution de l'ozone. Le refroidissement du à la tendance d'ozone est également significatif dans l'hémisphère d'été et dans la basse stratosphère au printemps.
Nous avons pu mettre en évidence une tendance négative de la composante verticale du flux d'Eliassen-Palm à la fin de l'hiver / début du printemps dans l'hémisphère nord, associée aux tendances d'ozone, suggérant un lien entre la diminution de l'ozone stratosphérique et une diminution de l'activité des ondes planétaires. Cette tendance ne peut être attribuée qu'à

l'effet radiatif induit par l'ozone, car le simulations ne sont pas couplées avec les mécanismes chimiques.

Toutefois nous n'avons pas pu mettre en évidence une confirmation de l'effet de l'ozone sur la dynamique des ondes planétaires à partir de l'analyse des tendances des vents zonaux et de la composante verticale de la circulation résiduelle.

Cette incohérence ne signifie pas pour autant qu'il n y a pas de changement de la circulation résiduelle, mais est du au fait que les simulations ont deux limites importantes : le nombre d'éléments des ensembles n'est pas suffisamment grand, et le modèle sous-estime la structure du vortex à cause de l'absence de chimie explicite.

CHAPITRE 6

Conclusions générales et perspectives

L'évaluation des changements à long terme dans la stratosphère est maintenant possible grâce au vaste réseau de mesure de température, ozone, vapeur d'eau, aérosols et des nouvelles réanalyses à l'échelle globale.
Le refroidissement de la température dans la stratosphère est attribué à l'augmentation des gaz à effet de serre et à la diminution de l'ozone stratosphérique. Ce travail a été dédié à l'estimation du changement à long terme de la structure thermique et à l'attribution des causes du refroidissement observé et des possibles rétroactions : en particulier le couplage entre ozone, température et circulation.

Nous avons étudié la variabilité de la température dans la stratosphère à partir de l'analyse d'un ensemble de mesures et de réanalyses optimisées pour mettre en évidence l'évolution à long terme de la stratosphère. Les données ont été couplées avec des simulations de modèles de type "GCM" afin d'identifier les causes des phénomènes observés.
La force de cette approche intégrée réside dans la possibilité de restituer une vision complète du système stratosphérique et de poser les bases pour une amélioration de la prédiction de son évolution au cours des prochaines décennies avec des systèmes avancés de modélisation.

L'étude préparatoire, présentée dans les deux premiers chapitres, nous a permis d'évaluer la qualité des bases de données que nous avons exploité et d'en établir les points forts et les limites. Cela nous a aussi permis d'identifier la réponse de la température dans la stratosphère aux facteurs de variabilité d'une façon quantitative et non ambiguë.
Nous avons analysé l'impact des facteurs de variabilité tels que la QBO, l'ENSO le cycle solaire et l'AO, montrant que l'amplitude de la variabilité naturelle de la température est d'un ordre de grandeur comparable aux tendances à long terme attendues. En outre, la tendance de l'AO joue un rôle sur les tendances de température.
Il reste toutefois des incertitudes sur l'impact des facteurs de variabilité dont le temps caractéristique est comparable avec la longueur des séries de données à disposition de la communauté scientifique, tel que le cycle solaire à 11 ans.

Ce travail nous a aussi permis d'estimer des tendances de température en séparant les changements systématiques de la variabilité naturelle.
Les tendances de température confirment la vision acquise pendant ces dernières années d'une stratosphère qui se refroidit d'une façon non ambiguë. Les valeurs de tendance mises à jour lors de cette étude sont en accord avec les évaluations les plus récentes. La méthode adoptée,

consistant à utiliser pour toutes les données la même approche et de toujours tester le caractère significatif ou non de nos résultats donne du poids à notre travail. L'analyse des températures nous a permis de mettre en évidence, d'une façon indirecte, un possible changement de la circulation moyenne de la stratosphère.

Afin d'interpréter les changements observés, nous avons analysé les simulations d'un modèle de circulation générale, conçues pour mettre en évidence le rôle de l'ozone sur le changement de la structure thermique et dynamique de la stratosphère.
Dans la haute stratosphère, les simulations arrivent à reproduire la totalité du refroidissement observé, aussi bien que sa dépendance en latitude et saison, et indiquent que la diminution de l'ozone stratosphérique en est responsable à hauteur de 60% .
Dans la basse stratosphère, les simulations ne peuvent pas reproduire la totalité du refroidissement, même si la tendance d'ozone en est responsable à hauteur de 30% en moyenne globale. Dans cette partie de l'atmosphère, les analyses effectuées en fonction de la saison et de la latitude montrent que les modèles ont plus de difficultés à reproduire les observations et que l'interprétation des résultats est encore plus difficile à cause de l'effet des tendances de vapeur d'eau, qui n'ont pas été prises en compte par les simulations, et qui peuvent contribuer de manière importante aux changements observés.
De plus, dans la basse stratosphère, pendant l'hiver polaire, la complexité de la dynamique et des processus de rétroaction entre le rayonnement, la circulation, et la chimie rendent l'interprétation particulièrement compliquée, n'ayant pas utilisé un modèle couplé avec la chimie.

Des études récentes ont reporté un changement de l'intensité du vortex polaire Arctique et ont proposé un mécanisme de rétroaction entre la diminution de l'ozone, l'activité des ondes planétaires et la circulation de la stratosphère d'hiver.
A partir des simulations, nous avons pu observer une réduction dans l'activité des ondes planétaires qui pourrait être attribuée à la diminution de l'ozone stratosphérique. Toutefois, nous n'avons pas pu mettre en évidence un changement concomitant et non ambigu de la circulation résiduelle de la stratosphère et du vortex polaire.

Comme nous l'avons mis en évidence au cours de ce travail, de nombreuses études récentes ont démontré l'effet de la stratosphère sur la circulation de la troposphère à différentes échelles de temps et donc la communauté scientifique a défini le paradigme de « Upper-Troposphere Lower Stratosphere », la région où ont lieu la majorité des interactions entre la stratosphère et la troposphère.
En particulier, il serait souhaitable de poursuivre l'étude de la variabilité dans les régions polaires et de focaliser sur les mécanismes de rétroaction entre la dynamique, la chimie et le rayonnement dans la basse stratosphère polaire à partir des simulations avec chimie couplée et sur la variabilité associée à l'AO, afin de valider les hypothèses sur l'interaction Stratosphère-

Troposphère à échelle décennale. Cela pourra avoir des implications importantes sur l'amélioration de notre capacité de prévoir les conditions dynamiques au sol, à moyen terme et à l'échelle climatique.
Il serait intéressant aussi de comparer les changements observés au cours des vingt dernières années avec les changements des vingt années précédentes à partir de la base de données FUB et d'utiliser les nouvelles bases de données NCEP2 et ERA-40.

Les études d'interaction entre la stratosphère et la troposphère pourraient être étendues aux régions tropicales, focalisant sur l'évolution du transport de vapeur d'eau et du potentiel de formation de cirrus au niveau de la tropopause. En fait, la communauté scientifique est maintenant concorde sur l'importance de l'évolution de la vapeur d'eau dans la stratosphère, qui est fortement contrôlée par les processus tropicaux, sur la circulation et le bilan radiatif. Il serait donc souhaitable de pouvoir disposer à l'échelle globale d'une base de données homogène de tendances de vapeur d'eau, afin de compléter les études des attributions des causes du refroidissement de la stratosphère.

La réponse à ces questions est au cœur des perspectives de la communauté scientifique internationale. En effet on a réussi à assurer la continuité des mesures opérationnelles et soutenir un effort pour la restitution d'une base de données fiable de vapeur d'eau. L'application de méthodes avancées de traitement de données telles que TOVS/3I va être poursuivie, fournissant des bases de données à haute résolution les plus vastes possible. Les réanalyses à partir des systèmes opérationnels tels que ERA40 et NCEP sont aussi en continue amélioration.
L'augmentation des capacités de calcul permettra d'effectuer des simulations GCM de longue durée, couplées avec des modèles de chimie, de microphysique, d'océan e d'interaction avec la surface terrestre.
Ces efforts sont coordonnés et fortement soutenus au niveau national et international par les organisations de référence comme l'Organisation Météorologique Mondiale par les programmes CLIVAR et SPARC et l'Union Européenne par le VI Programme Cadre de recherche et Développement.

Annexe 1

The 11-year Solar-Cycle Effects on the Temperature in the Upper-Stratosphere and Mesosphere: Part I Assessment of Observations.

P. Keckhut[1?], C. Cagnazzo[2], M-L. Chanin[1], C. Claud[2], and A. Hauchecorne[1]

1- Service d'Aéronomie, Institut Pierre Simon Laplace, Verrières-le-Buisson, France

2- Laboratoire de Météorologie Dynamique, Institut Pierre Simon Laplace, Palaiseau, France

J. Atmos. Sol. Terr. Phys.

Submitted September 2003

Revised May 2004

[?] Corresponding author: Philippe Keckhut, Service d'Aéronomie, BP 3, Route des Gatines, 91371, Verrières-le-Buisson, France, Tel: (33) 1 64 47 43 11, Fax: (33) 1 69 20 29 99, email: philippe.keckhut@aerov.jussieu.fr

Abstract

Three independent temperature datasets have been analyzed for quantifying the influence of the 11-year solar cycle e modulation of the UV radiation. The datasets used include; US rocketsondes, the OHP lidar, and the global temperature database made by the successive SSU on the NOAA satellites, adjusted and provided by the UK Meteorological Office. These measurements cover the upper stratosphere and the mesosphere, where the direct photochemical effect is expected. The improvement of the analysis compared to previous ones, was possible because the overall quality and the continuity of many data series have been checked more carefully during the last decade in order to look for anthropogenic fingerprints and the one used here have been recognized as the best series according to their temporal continuity. The analysis of the different data set is based on the same regression linear model. The 11-year solar temperature response observed presents a variable behavior, depending on the location. However, a overall adequate agreement among the results, has been obtained, and thus the global picture of the solar impact in the upper stratosphere and lower mesosphere has been obtained and is presented here: In the tropics, a 1-2 Kelvin positive response in the mid and upper stratophere has been found, in agreement with photochemical theory and previous analyses. On the opposite, at mid-latitudes, negative responses of several Kelvin have been observed, during winters, in the analyseses of the datasets analysed here. In the mesosphere, at sub-tropic and mid latitude regions, we observe a positive response all the year round increasing by a factor of two during winter.

Keywords: Solar-cycle, Temperature, Stratosphere, Ultra-violet

1. Introduction

In order to assess the impact of human activity on climate, it is necessary to place the possible human-induced changes in the context of natural variability. Despite the fact that the solar irradiance is one of the main drivers for earth climate, the mechanism by which its short-term variation influences atmospheric parameters is controversial and difficult to prove, especially at ground level where the atmospheric variability is high. However, the quantification of climate change due to anthropogenic sources has reactivated the search for sun-climate relations. As the expected magnitude of the changes in radiative fluxes may be of the same order as those involved in the radiative forcing of climate by greenhouse gases, both need to be considered to extract signatures from the adequate data records. The response of the middle atmosphere to solar variability is expected to be small compared to the atmospheric variability on shorter timescales, while it is thought to be nearly undetectable in the available data series. However, observations exhibit unexpected large responses correlated with solar changes. The best-known case is the stratospheric response of the polar winter lower stratosphere found by Labitzke and von Loon (1988). The solar correlation is found to be larger when data is separated according to the phase of the equatorial quasi-biennial oscillation (QBO). The nature of the mechanisms, by which, small changes in solar radiation, which affects predominantly the middle atmosphere, could significantly impact the Earth's surface, remains to be better understood. The amplitude of the change in total solar irradiance from solar minimum to solar maximum being only 0.1%, cause an undetectable surface temperature increase of around 0.1 Kelvin if only due to direct radiative effects alone. The changes in solar irradiance are not evenly distributed across the solar spectrum, but are concentrated in

the ultraviolet: wavelengths less than 400 nm contribute about to 9% of the change, and 32% of the radiation variation over a solar cycle occur below 250 nm (Lean, 1989). Changes in the solar ultraviolet output has, thus the largest potential to alter directly the upper stratospheric ozone and hence modulate temperature and climate indirectly. Despite the fact that other ideas are also developed such as the variations of cosmic ray and global cloud coverage (Svensmark and Friis-Christensen, 1997).

One possible explanation of solar induced atmospheric changes involves solar ultraviolet irradiance variations affecting ozone, which then changes the temperature and wind patterns in the stratosphere. Then a modulation of the planetary wave energy propagating from the troposphere is expected (review of Hood, 2003). This in turn alters tropospheric planetary wave energy, wind temperature advection and other climate phenomena. This concept, of a downward propagation of the direct solar UV-induced effects, from the upper stratosphere to the lower stratosphere, and first proposed by Hines (1974), was recently reactivated by various authors (Haigh, 1994; Kodera, 1995; Hood et al, 1993). These mechanisms were first simulated using unrealistic solar forcing (Kodera, 1991, Balachandra and Rind, 1995) and subsequently with a new generation of Global Climate Models, some including interactive ozone chemistry (Haigh, 1996; Shindell et al., 1999). They have produced responses even thought comparable with observations with smaller amplitudes and different spatial patterns (Labitzke et al., 2002). Some numerical models extend only to the mid-stratosphere, which may restrict their ability to properly simulate planetary wave propagation and thus their effects.

Despite indirect effects that may induce some surface or tropospheric climate features, the direct effects expected in the upper stratosphere have surprisingly never been fully described on the time-scale of the 11-year solar cycle. Some studies have

suggested that at least some of the observed variability attributed to solar variability, actually reflects other influences such as volcanoes (Salby and Shea, 1991; Solomon et al., 1996) or internal climate oscillations (Mehta and Delworth, 1995; Halliwell, 1998). Data sets covering the middle atmosphere during several 11-year solar cycles are not numerous and measurements may suffer from temporal discontinuities. The US rocketsonde data sets, above tropical and subtropical regions, has been recently investigates (Dunkerton et al, 1998, Keckhut et al. 1999). The solar response in the upper stratosphere has been clearly identified in ozone datasets, firstly on the 27-day timescale (Hood, 1986) and more recently on the 11-year timescale (McCormack and Hood, 1996). Temperature observations for the upper stratosphere look more complex as some responses sometime even appear with opposite signs. Long-term temperature trend studies performed during the last decade in the middle atmosphere in the framework of the SPARC (Stratospheric Processes And their Role in Climate) project have lead to considerable improvements in data analyses and have allowed to investigate inter-annual variability (Ramaswamy et al., 2001). Reliable long data sets and their potential discontinuities are now better documented.

This work does not intend to be a reanalysis of all data sets neither be a review of all solar responses obtained during the last decade. In this study, we have analyzed several temperature datasets covering the middle atmosphere that have been selected for their specific quality of temporal continuity that have been checked and reviewed (Ramaswamy et al., 2001), to be able to assess a coherent solar signature. This work uses a single multivariable regression analysis. In the first section, the data and the analysis used are presented. The temperature changes associated with solar changes as a function of altitude and latitude and season are presented in the second section. In the third section, common features are reported. Then comparisons with models are

performed. This is followed by a discussion and conclusions, and recommendations for future observation and programs.

2. Data sets and data analyses

One of the largest temperature dataset has been provided by routine historical meteorological rocket launches, archived from 1969 up to the 1990's. Temperature profiles can be obtained from 20-25 km up to the payload apogee, varying from 60 to 90 km. Precision studies show that measurements are repeatable to within 1K up to around 55 km, and that their uncertainties increase with altitude (Schmidlin, 1981). The American network, at one time, consisted of approximate 30 launch sites. However, individual sites have not all provided sufficiently continuous or sufficiently long series of measurements (one or more full solar cycles), and some potential sites either present non-uniform time coverage or suffer from discontinuities (mainly due to sensor and algorithm changes and tides). Thus only a limited number of US sites above tropics and subtropics are of use for solar signature analysis (Dunkerton et al., 1998; Keckhut et al., 1999a). The rocketsonde data based used here have been partly described in previous pulications. Only two high latitude locations cover slightly more than one solar cycle (Shemya at 53°N and PrimroseLake at 55°N). The longest continuous data set from Japan is located at mid latitude at Ryori (39°N). Instrumental changes have already been described, and have been taken into account in the analysis, for US and Japanese rockets for which trends have been derived (Keckhut et al., 1999a, Keckhut et al., 1999b). The solar signal has already been clearly detected in the upper stratosphere, using averages of several rocket series (Dunkerton et al.,

1998). While this last study presents similar results than Keckhut et al. (1999a), the stations considered differ slightly.

More recently, Lidars have been used to derive accurate temperatures and to replace rocket sonde. Rayleigh lidar, which has been described in previous publications (Hauchecorne and Chanin, 1980, Keckhut et al., 1993), does not need any external calibration, and provides an absolute temperature measurement. A long-term monitoring program was started in 1991, as part of the Network of Detection of Stratospheric Changes (Kurylo and Solomon, 1990) that recognizes the value of Rayleigh lidar for insuring long-term temperature monitoring. To date, the lidar at the Observatoire de Haute-Provence is the only one running during more than 2 solar cycles.

Finally, the longest temperature data set having a global coverage is based on radiance measurements performed by the successive SSU instruments on board NOAA satellites since 1979. NOAA has derived operationally stratospheric temperature from those data. The data series have been adjusted after comparisons with rocketsondes (Finger et al., 1993). However, it appears that there are some discontinuities between successive experiments, mainly because of tidal effects associated with changes of the orbit of some NOAA satellites (Keckhut et al., 2001). The same data has been analyzed, over the total length of the series in term of zonal mean, by the UK Meteorological Office (Nash and Forester, 1986). They indicated the importance of accounting for differences in observation times between satellites because of the influence of solar diurnal tides (Brownscombe et al., 1985). They also mentioned the presence of a radiometric error corresponding to a 0.7 K increases in brightness temperature. Temporal continuity has been insured by measurement overlap between successive satellites, except between NOAA-9 and NOAA-11, which

do not provide any simultaneous operations. This dataset provides one with the best long-term and accurate date set (Nash and Edge, 1989; Brindley et al., 1999) and has been already analyzed for solar effects (Scaife et al., 2000). In addition to a solar signal at 11-years, the temperature series include other sources of inter-annual changes. In most of the data sets long-term trends are clearly visible with a decadal modulation that appears to be sometime in phase and sometime out of phase with the solar cycle (Figure 1). However with such a superposition of effects with similar time scale it is not easy with a visual inspection to clearly identify the solar signature and the use of a multi-parameter regression is required to estimate one effect from other sources of variability.

The solar signature for all these data has been analyzed using a multi-regression fitting model AMOUNTS, which includes the other terms that potentially induce significant inter-annual variability. This analysis has been described previously (Hauchecorne et al., 1991, Keckhut et al., 1995, 1999). In addition to a solar term, it includes seasonal changes, a linear trend and a QBO signal. Data corresponding to one or two years following a major volcanic eruption has been rejected. This type of analysis is quite standard, however, in this study to avoid any differences that could be induced by the method itself, the same analysis has been applied to all the data sets used here. A radiometric solar index at 10.7 cm track most of the temporal behavior of the UV changes on this time scale (Keckhut et al., 1995). It is used as a proxy for solar UV changes in this paper.

3. Solar signatures in temperature series

Seven **US** rocket sites have been analyzed here (figure 2). The annual analysis of these data sets reveals 3 different types of temperature signature, following 3 distinct vertical shapes that are associated with 3 latitude bands. The two sites located at tropical latitudes both reveal a very similar and significant positive correlation with the solar cycle, exhibiting a maximum of 2 K at around 40 km. The monthly analysis of these datasets, do not reveal any seasonal change of the solar responses. However, the level of confidence has been considerably decreased, by the partitioning of the datasets, and monthly results are under the limit of significance, whereas annual results were above. These two sites do not provide information above 70 km. The 3 subtropical sites, from 22 to 34°N present similar responses among themselves, and the results have been averaged. A positive response can be noted, however the significance is not sufficient in the upper stratosphere. However a significant signature of +1 to +2 K appears in the mesosphere from 45 to 65 km. The residual variability, mainly caused by planetary wave propagation, does not permit any investigation on the seasonal behavior. The two mid-high latitude US sites present a strong significant negative response from 25 to 50 km with a maximum of 3 Kelvin. In the mesosphere no significant response is observed, however the error bars are quite large due to the variability. A similar negative correlation was previously also found in the Lidar dataset at mid-latitude (44°N) (Hauchecorne et al., 1995) and in the Ryori Japanese rocketsonde series at 39°N (Keckhut et al., 1999a). In contrast to the tropical latitude band considered above, the response vary with season. However, due to the large variability, significant seasonal information cannot be really inferred. Therefore we used a 6-months average as three to five profiles per week have been obtained continuously from 1979 to the present day with the lidar operating in south of France (OHP). The summer (May-October) response appears to be very similar to

the subtropical rocketsonde analyses, showing a very small stratospheric response and a positive effect in the mesosphere of several Kelvin but barely significant (Figure 3). A negative significant response of 4 Kelvin (already observed earlier with a shorter dataset) during winter (November –March) in the stratosphere is confirmed here, whereas a positive response of the same amplitude is observed in the mesosphere.

The SSU data series re-analyzed the same way shows a strong positive correlation from 30 to 2 hPa (24-45 km) in the ±40° latitude band with a maximum of 0.8 Kelvin (figure 4), in agreement with the results of the study of Scaife et al. (2000). Outside this latitude band, a small negative correlation can be noted peaking around 10 hPa (30 km). The monthly analyses (Figure 5) shows a strong seasonal behavior at mid- and high-latitude with a maximum response around 50° in both hemispheres, while at low latitudes the response is more slowly changing with seasons as observed with tropical rocketsondes With amplitudes from 0.5 to 1 Kelvin. The high latitude response ranges from a slightly positive response to a large negative one. The later extends from October to April in the northern hemisphere with a maximum amplitude of –1.2 Kelvin, while it extends from May to September in the Antarctic with an amplitude of 2 Kelvin. The two hemispheres respond differently in term of amplitude, latitudinal extension and temporal transitions. The southern negative mid-latitude response is larger and clearly limited to 5 months. Associated with the strong significant negative signature in the southern high latitude during the austral winter, a strong positive effect of more than 2 K appears at the highest level around 55 km (Figure 4). In the northern hemisphere during boreal winter the response is slightly positive and non significant.

4. Comparisons with models

The 3-D model simulations performed by a Global Climate Models covering the entire atmosphere up to the mesopause (Shindell et al., 1999) running for December conditions, shows a very promising agreement with our observations. From this study, a small response in the stratosphere can be noted for subtropical latitudes in both hemispheres. Also, a positive response with a magnitude of around 2K appears in the mesosphere on lidar series, rocketsondes (when available) and in SSU (despite non significant), from subtropical to polar regions. All these model findings are in agreement with the results presented in this study. It is worth noting that 3D models are better adapted for simulating such responses that probably involved planetary waves, than 2-D photochemical models.

A better understanding of the mechanism involved in the solar forcing comes from recent simulations performed with a 3D mechanistic model dedicated to the middle atmosphere and published as a companion paper (Hampson et al., 2004). The model includes realistic solar forcing, the interactive ozone chemistry as well as the interactive wavelength-dependence ozone response to changes in radiation. The model does not include the troposphere, so planetary waves are generated artificially in modulating the lower boundary geopotential heights. Very similar responses to those presented here are obtained, and the different experiments show the strong dependence on the intensity of the lower boundary dynamical forcing. The negative response, not generated by models up to now, look like it is associated with the level of planetary wave activity and their breaking. The solar response appears to be highly non-linear because it is associated with the occurrence of stratospheric warmings. It is now clear that 3-D models are required to simulate the solar response, because of the

role of the dynamic in the solar forcing and because of the inability for 2D models to correctly simulate the effect of large scale dynamics.

5. Discussions and conclusions

The analyses of three independent datasets that have been checked previously for continuity, show a coherent picture of the temperature response to the 11-year solar cycle in the upper stratosphere-lower mesosphere. The improved quantification obtained here is a result of several factors including data continuity improvements and the use of the same data analysis. The altitude range covered here corresponds to a region where the direct photochemical and radiative effects on ozone are expected. A tropical response showing a maximum at around 40 km of 1-2 Kelvin and extending from 30 to 50 km is reported by both SSU and US rocketsonde data series. This is qualitatively in agreement with previous analyses based on 27-day solar periodicity using both satellite (Hood 1986) and rocket data series (Keckhut, 1995). The solar signal amplitude reported by recent 2 and 3-dimensional numerical simulations using an updated solar forcing (Haigh, 1994; Shindell et al., 1999), produced a response similar to the one reported here. At mid latitudes, an unexpected (in the context of radiative and photochemistry theory) negative temperature response in the upper stratosphere is observed by lidar, rocketsondes and SSU. This solar signature presents a large annual cycle. While the negative responses exist in both hemispheres in the SSU series, their confidence, their amplitude and their seasonal transitions are stronger in the southern hemisphere compared to the northern hemisphere. This negative response has previously been seen in the French lidar data set (Labitzke and Chanin, 1988). However, its association with the solar cycle was less obvious than the

response at tropical latitudes because of the larger short-term variability. Based on the vertical shape of the response and their latitudinal expansion, dynamical causes already suggested (Chandra 1986, Chanin and Keckhut, 1991) are confirmed here by the seasonal patterns of SSU data analyses. The observed differences in solar response between the two hemispheres can be understood by the differences in the dynamic stability of the vortexes. These negative signatures appear during the respective winters. This response is very probably connected with planetary waves that can propagate during winter. The hemispheric difference is connected with the wave activity. Southern hemisphere exhibits the strongest negative response and the strongest seasonal transition that is probably connected with a stronger polar vortex. The northern response may not be purely zonal and has been shown to display a croissant shape solar signal from radiosonde analyses (Labitzke and vonLoon, 1988) that is induced by a weak vortex with a center systematically displaced from the North Pole. Lidar data from the south of France exhibits the largest observed negative response, and more datasets at mid-latitude need to be investigated with a similar analysis. This should be so, for the former USSR rocketsondes. Very large negative responses (20 K) were already reported on Heiss Island-rocketsondes analysis located close to the North-pole (Chanin et al., 1989), however temporal continuity check and the use of a similar analysis are required, to quantify the solar response with the largest confidence. It is also important to note that SSU analyses are limited to ±70°, and that few other source of data are available, so that the response, over polar regions, is still missing. Another interesting finding is the mesospheric positive response that seems to exist all year round at all latitudes, even though amplitude varies by a factor of two between summer and winter seasons.

Future efforts will be needed in getting long data series at high latitudes. The lidar temperature data acquired since the 1990's at Lauder (New Zeeland) in the framework of the NDSC, provides a good location in the mid-latitude southern hemisphere and should reveal during austral winter a clear negative correlation because of the stability of the vortex. In the mesosphere, the temperature response can be investigated in long-term satellite datasets dedicated to the mesosphere, such as HALOE (Remsberg et al., 2002), although such data series are currently still too short.

Observations appear to agree with some 3D models through planetary wave feedback. Future simulations in this direction should focus more specifically on the planetary wave activity.

Acknowledgment

The authors wish to acknowledge the lidar team for maintaining the data quality, the operation and the archive over the past 20 years. Rocket and SSU data were provided respectively, by Franck Schmidlin, and John Austin. This work was supported by the European projects SOLICE and EUROSPICE. All the authors are working within the same institut : Institut Pierre Simon Laplace.

References

Balachandra, N.K., and D. Rind, Modeling the effects of UV variability and the QBO on the troposphere / stratosphere system, Part I: The middle atmosphere, *J. Climate*, 8, 2058-2079, 1995.

Brindley H.E., A.J. Geer, and J.E. Harries, Climate variability and trend in SSU radiances: a comparison of model predictions and satellite observations in the middle stratosphere, *J. Climate*, 12, 3197-3219, 1999.

Brownscombe J.L., J. Nasch, G. Vaughan, and C.F. Rogers, Solar tides in the middle atmosphere I: Description of satellite observations and comparison with theoretical calculations at equinox, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 111, 677-689, 1985.

Chandra, S., The solar-induced oscillations in the stratosphere: A myth or reality, *J. Geophys. Res.*, 90, 2331-2339, 1985.

Chanin, M.L., P. Keckhut, A. Hauchecorne, and K. Labitzke, The solar activity – Q.B.O. effect in the lower thermosphere, *Ann. Geophys.*, 7, 463-470, 1989.

Chanin M.L., and P. Keckhut, Influence on the middle atmosphere of the 27-day and 11 year solar cycles: Radiative and/or dynamical forcing?, *J. Geomagn. Geoelectr.*, 43, 647-655, 1991.

Dunkerton,T., D. Delisi, and M. Baldwin, Middle atmosphere cooling trend in historical rocketsonde data, *Geophys. Res. Lett*., 25, 3371-3374, 1998.

Finger, F.G., M.E. Gelman, J.D. Wild, M.L. Chanin, A. Hauchecorne, and A.J. miller, Evaluation of NMC upper stratospheric temperature analyses using rocketsonde and lidar data, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 74, 789-799, 1993.

Haigh, J.D., The role of stratospheric ozone in modullating the solar radiative forcing of climate, *Nature*, 370, 544-546, 1994.

Hampson, J., P.Keckhut, A. Hauchecorne, and M.L. Chanin, The 11-year solar –cycle effects on the temperature in the upper-stratosphere and mesosphere: Part II Numerical simulation and role of planetary waves, submitted to *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 2004.

Hauchecorne A., and M.L. Chanin, Density and temperature profiles obtained by lidar between 35 and 70 km, *Geophys. Res. Lett*., 7, 565-568, 1980.

Hauchecorne A., M.L. Chanin, and P. Keckhut, Climatology of the middle atmospheric temperature (30-90 km) and trends as seen by Rayleigh lidar above the south of France, *J. Geophys. Res.*, 96, 1597-15305, 1991.

Halliwell, G.R., Jr., Decadal and multidecadal north atlantic SST anomalies driven by standing and propagating basin-scale atmospheric anomalies, *J. Climate*, 10, 2.405-2.411, 1998.

Haigh, J.D., The impact of solar variability on climate, *Science*, 272, 981-984, 1996.

Hines, C.O., A possible mechanism for production of Sun-weather correlations, *J. Atmos. Sci.*, 31, 589-591, 1974.

Hood L.L., Coupled stratospheric ozone and temperature responses to short-term changesin solar ultraviolet flux: An analysis of Nimbus 7 SBUV and SAMS data, *J. Geophys. Res.*, 91, 5264-5276, 1986.

Hood, L.L., J. Jirikowic and J.P. McCormack, Quasi-decadal variability of the stratosphere: influence of long-term solar ultraviolet variations, *J. Atmos. Sci.*, 50, 3941-3958, 1993.

Hood, L.L., Effects of solar UV variability on the stratosphere, submitted to, 2003.

Keckhut P., A. Hauchecorne, and M.L. Chanin, A critical review on the data base acquired for the long term surveillance of the middle atmosphere by french Rayleigh lidars, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 10, 850-867, 1993.

Keckhut P., Mid-latitude summer response of the middle atmosphere to short-term solar UV changes, *Ann. Geophys*., 13, 641-647, 1995.

Keckhut P., F.J. Schmidlin, A. Hauchecorne, and M.L. Chanin, Stratospheric and mesospheric cooling trend estimates from US rocketsondes at low latitude

stations (8°S-34°N), taking into account instrumental changes and natural variability, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 61, 447-459, 1999a.

Keckhut P., and K. Kodera, Long-term changes of the upper stratosphere as seen by rocketsondes at Ryori (39°N, 141°E), *Ann. Geophys.*, 17,1210-1217, 1999b.

Keckhut P., Wild J., Gelman M., Miller A.J., and Hauchecorne A., Investigations on long-term temperature changes in the upper stratosphere using lidar data and NCEP analyses, *J. Geophys. Res.*, 106, 7937-7944, 2001.

Kodera, K, The solar and equatorial QBO, influences on the stratospheric circulation during the early northern hemisphere winter, *Geophys. Res. Lett.*, 18, 1023-1026, 1991.

Kodera, K, On the origin and nature of the interannual variability of the winter stratospheric circulation in the northern hemisphere, *J. Geophys. Res.*, 100, 14077-14087, 1995.

Kurylo, M.J., and S. Solomon, Network for the Detection of Stratospheric Change, NASA Rep., Code EEU, 1990.

Labitzke, K. and H. van Loon, Associations between the 11-year solar cycle, the QBO and the atmosphere: I, the troposphere and stratosphere in the northern hemisphere in winter, *J. Atmos. Terr. Phys*., 50, 197-206, 1988.

Labitzke, K. and M.L. Chanin, Changes in the middle atmosphere in winter related to the 11-year solar cycle, *Ann. Geophys.*, 6, 643-644, 1988.

Labitzke, K., J. Austin, N. Butchart, J. Knight, M. Takahashi, M. Nakamoto, T. Nagashima, J. haigh, and V. Williams, The global signal of the 11-year solar cycle in the stratosphere: observations and models, , *J. Atmos. Solar Terr. Phys*., 64, 203-210, 2002.

Lean, J.L, Contribution of ultraviolet irradiance variations to changes in the sun's total irradiance, *Science*, 244, 187-200,1989.

Mehta, V.M. and T. Delworth, Decadal variability in the tropical Atlantic Ocean surface temperature in shipboard measurements and a global ocean-atmosphere model, *J. Climate*, 8, 172-190, 1995.

McCormack, J.P., and L.L. Hood, Apparent solar cycle variations of upper stratospheric ozone and temperature: latitudinal and seasonal dependences, *J. Geophys. Res*., 101, 20.933-20944, 1996.

Nash J., and G.F. Forester, Long-term monitoring of stratospheric temperature trends using radiance measurementsobtained by the TIROS-N series of NOAA spacegraft, *Adv. Space Res*., 6, 37-44, 1986

Nash J., and P.R. Edge, Temperature changes in the stratosphere and lower mesosphere 1979-1988 inferred from TOVS radiance observations, *Adv. Space Res.*, 1989.

Ramaswamy V., M.L. Chanin, J. Angell, J. Barnett, D. Gaffen, M. Gelman, P. Keckhut, Y. Kolshelkov, K. Labitzke, J-J. R. Lin, A. O'Neill, J. Nash, W. Randel, R. Rood, K. Shine, M. Shiotani, and R. Swinbank, Stratospheric temperature trends: observations and model simulations, *Review of Geophysics, Rev. Geophys.*, 39, 71-122, 2001.

Remsberg E.E., L.E. Deaver, J.G. Wells, G. lingenfelser, P.P. Bhatt, L.L. Gordley, R. Thompson, M. McHugh, J.M. Russell III, P. Keckhut, and F.J. Schmidlin, An assessment of the quality of HALOE temperature profiles in the mesosphere with Rayleigh backscatter lidar and inflatable falling sphere measurements, *J. Geophys. Res*., 2002.

Salby, M. and D.J. Shea, Correlations between solar-activity and the atmosphere-An unphysical explanation, *J. Geophys. Res.*, 96, 22.579-22.595, 1991.

Shindell, D., D. Rind, N. Balachandra, J. Lean, J. Lonergan, Solar cycle variability, ozone, and climate, *Science*, 284, 305-308, 1999.

Scaife, A.A., J. Austin, N. Butchart, S. Pawson, M. Keil, J. Nash, and I.N. James, Seasonnal and interannual variability of the stratosphere diagnosed from UKMO TOVS analyses, *A. J. R. Meteorol. Soc.*, 126, 2585-2604, 2000.

Schmidlin F.J., Repeatability and measurement ubcertainty of the United States meteorological rocketsonde, J. Geophys. Res., 86, 9599-9603, 1981.

Solomon, S., R.W. Portmann, R.R. Garcia, L.W. Thomason, L.R. Poole, and M.P. McCormick, The role of aerosol variations in anthropogenic ozone depletion at northern midlatitudes, *J. Geophys. Res*., 101, 6.713-6.727, 1996.

Svensmark H., and E. Friss-Christensen, A missing link in solar-climate relation, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, 50, 1225-1232, 1997.

LEGEND

Figure 1.Temperature series at an altitude of 40 km for respectively the sites of Kwajalein at 9°N (A) and OHP in France at 44°N (B). Temperature anomalies that are represented here correspond to monthly means with seasonal changes removed.

Figure 2. Average temperature response to solar activity changes as a function of altitude for three latitude bands: A/ Tropics (Ascension Island, 8°S; and Kwajalein, 9°N), B/ Northern subtropics (Barking Sands, 22°N; Cape Kennedy, 28°N; Point Mugu, 34°N) and C/ mid, high-latitudes (Shemya, 53°N; and Primrose Lake, 55°N). Mean error bars (2 standard deviations) have been derived from the multi-regression analysis statistical error (dashed lines). One sigma errors are also indicated (dotted line). Solar response is given for a full solar cycle having a mean amplitude of the solar forcing estimated from the last 3 solar cycles.

Figure 3. Temperature solar response as a function of altitude deduced from Lidar data obtained since 1979 up to 2001 at Observatory of Haute Provence (44°N). Response is calculated for 6 months labeled as: A/ Summer (April-September) and B/ Winter (October-Mars)

Figure 4. Zonal temperature response to solar activity based on SSU/MSU data from 1979 up to 1998. Annual response is presented as a function of latitude bands and pressure heights (to 100hPA up to 0.4 hPa corresponding to the tropopause level up to 55 km). The gray shaded regions indicate statistically significant signal.

Figure 5. Same as figure 3 except that monthly solar responses are calculated and represent as a function of latitudes and months for a given height level corresponding to 6 hPa (35 km).

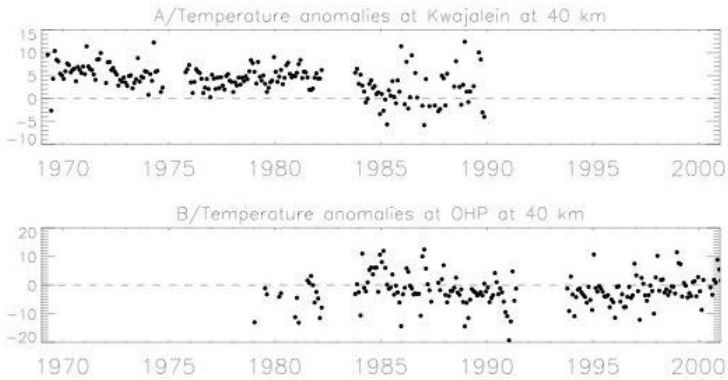
A/Temperature anomalies at Kwajalein at 40 km
15
10
5
0
−5
−10
1970
1975
1980
1985
1990
1995
2000
B/Temperature anomalies at OHP at 40 km
20
10
0
−10
−20
1970
1975
1980
1985
1990
1995
2000

Figure 1

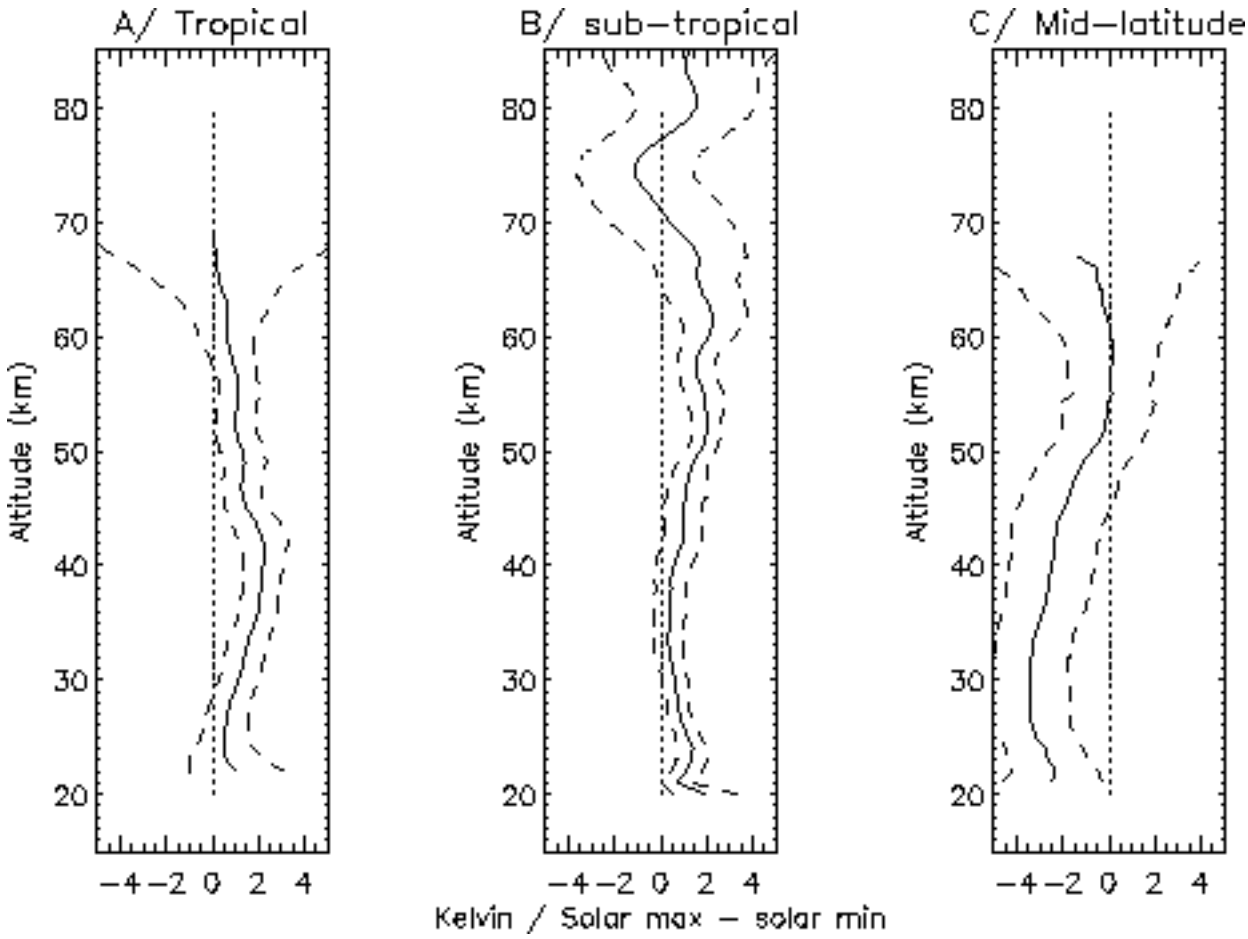
A/ Tropical
B/ sub−tropical
C/ Mid−latitude
Altitude (km)
80
70
60
50
40
30
20
−4 −2 0 2 4
Kelvin / Solar max − solar min

Figure 2

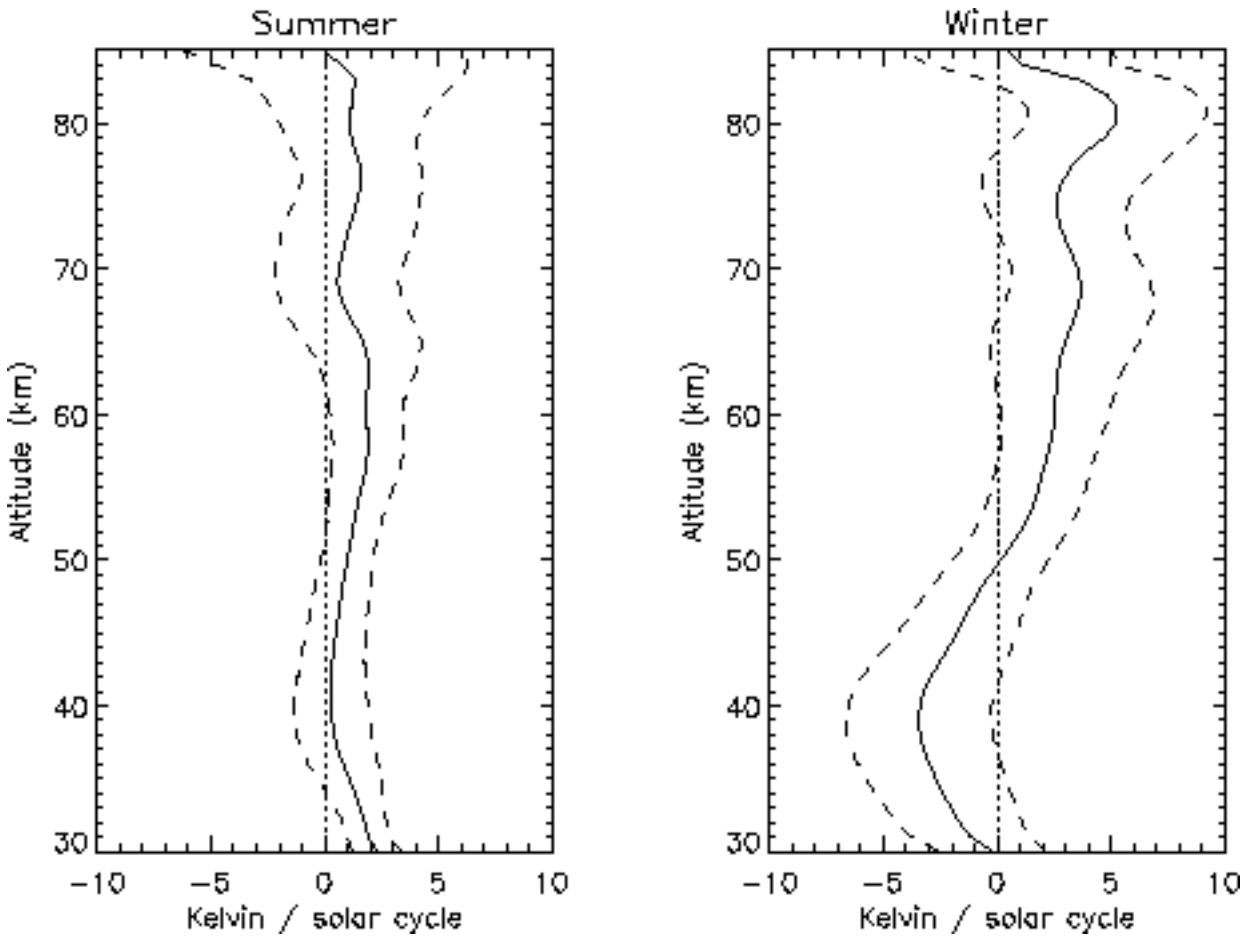
Summer
Winter
Altitude (km)
80
70
60
50
40
30
−10
−5
0
5
10
Kelvin / solar cycle

Figure 3

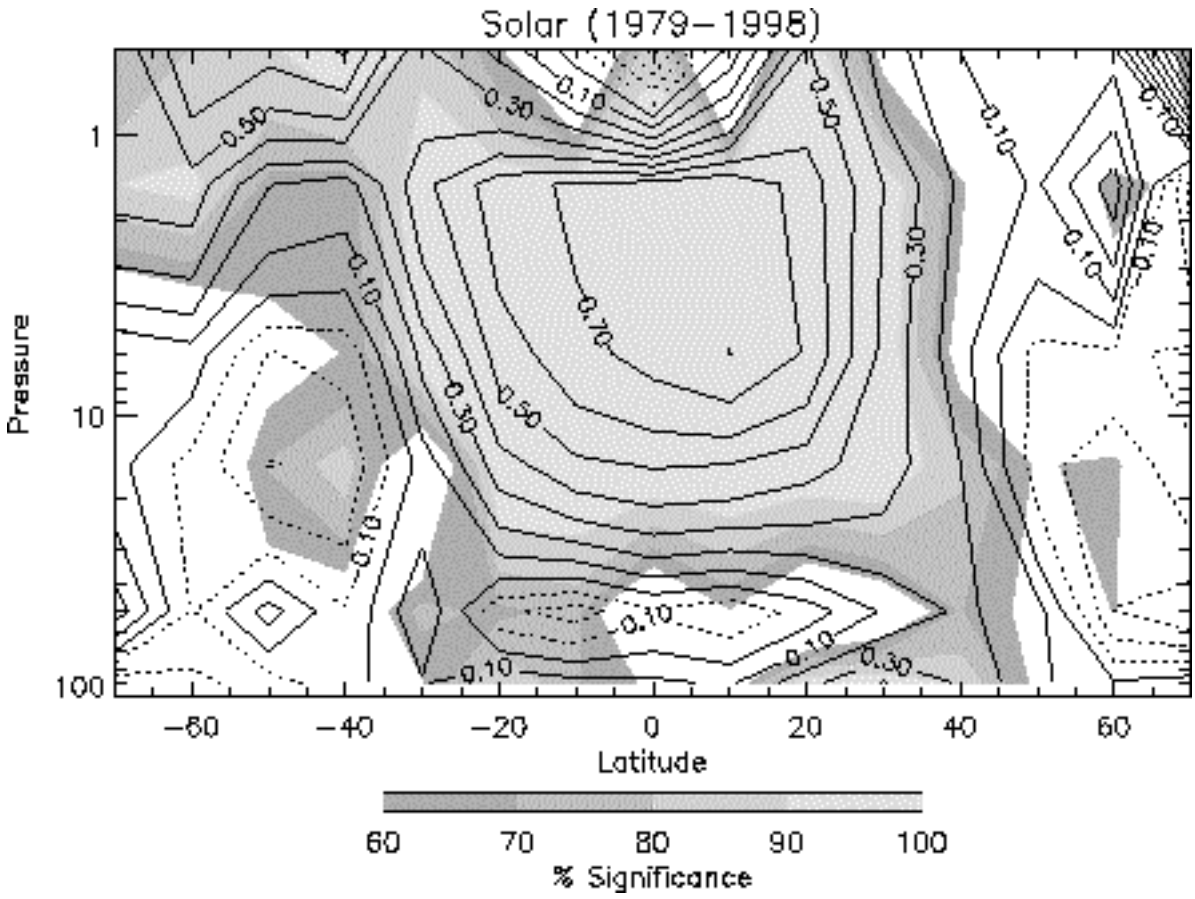
Solar (1979–1998)
Pressure
1
10
100
−60
−40
−20
0
20
40
60
Latitude
60
70
80
90
100
% Significance

Figure 4.

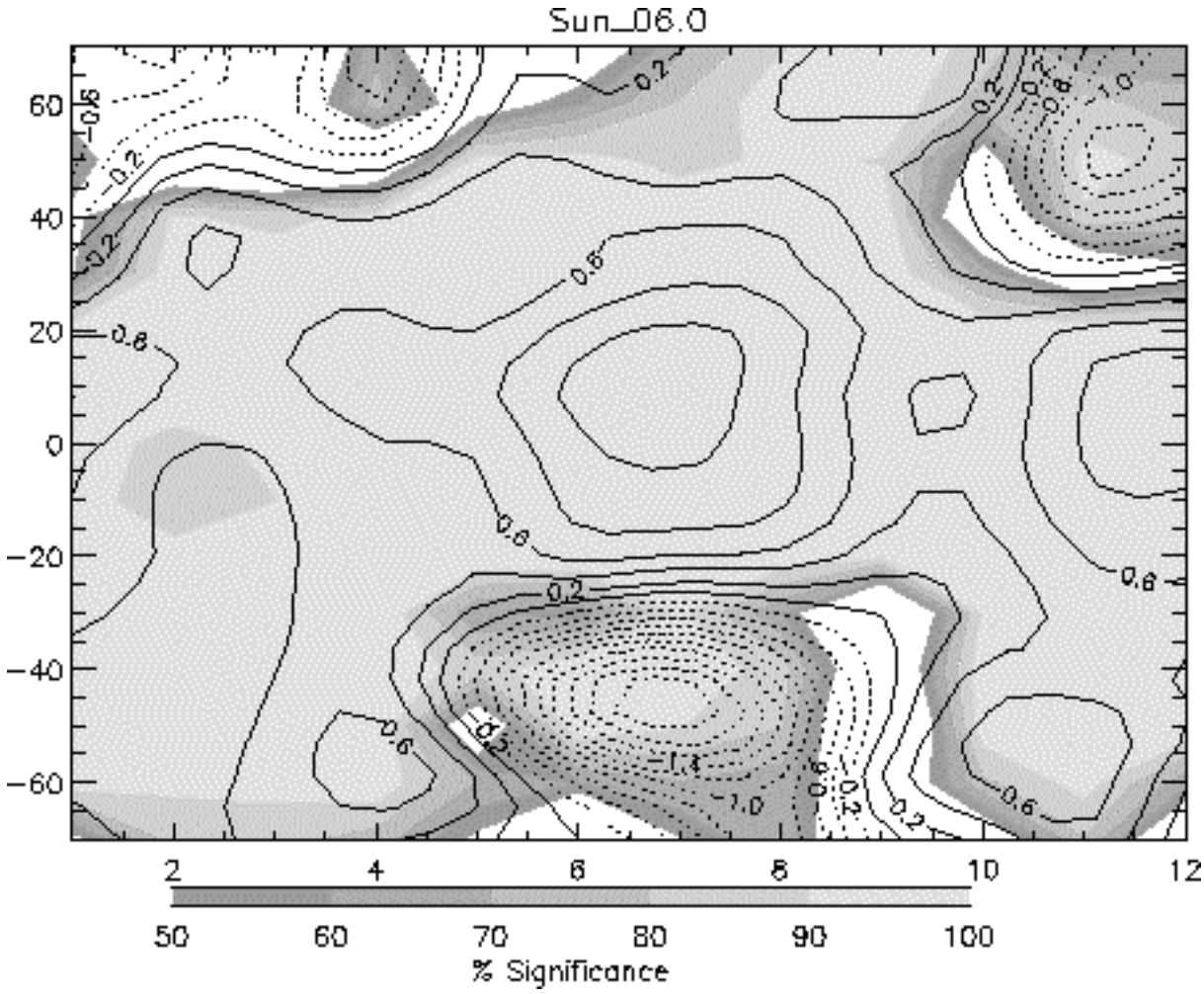
Sun_06.0
60
40
20
0
−20
−40
−60
2
4
6
8
10
12
50
60
70
80
90
100
% Significance

Figure 5.

Annexe 2

Article paru sur Sparc Newsletter n°21, juillet 2003

EuroSPICE: The European project on Stratospheric Processes and their Influence on Climate and the Environment — Description and brief highlights

A SPARC news article by

J. Austin, N. Butchart (U.K. Meteorological Office),
C. Claud, C. Cagnazzo (Laboratoire de Meteorologie Dynamique),
A. Hauchecorne, J. Hampson (Service d'Aéronomie),
J. Kaurola, J. Damski, L. Tholix (Finnish Meteorological Institute),
U. Langematz, P. Mieth, K. Nissen, L. Grenfell (Freie Universität Berlin),
W. Lahoz, S. Hare (University of Reading)
and P. Canziani (University of Buenos Aires).

1. Introduction

EuroSPICE was composed to bring together observations and a full range of three-dimensional models to improve our understanding of the impacts on the atmosphere of changes in the concentrations of the greenhouse gases and halogens. Europe is strong in these activities and funding under the European Framework 5 umbrella has proved to be a particularly useful way of stimulating collaboration between the research groups, which consisted of the UK Meteorological Office (UKMO, coordinator), Laboratoire de Meteorologie Dynamique (LMD), Service d'Aéronomie (CNRS SA), the Finnish Meteorological Institute (FMI), Freie Universität Berlin (FUB), University of Reading (UR) and University of Buenos Aires (UBA). Addressing the issue of the impact of the stratosphere on climate was from the beginning a long term aim of EuroSPICE, and assuming that contract negotiations will be successful, this will be continued in the European Framework 6 project SCOUT. EuroSPICE has just a few more months to run, and this would seem to be an apposite time to summarise its achievements. Here, we show preliminary results and we welcome informal discussions on the material.

The work was designed to cover the recent past (1980 to 2000) for which good data coverage exists, and the near future (2000 to 2020) to address issues such as the recovery of stratospheric ozone. The work concentrated on trends in temperature, ozone and surface UV. The major data sources were utilised for this purpose, with, where possible, a detailed statistical model employed to determine trends. Model simulations were based around transient climate model simulations, with and without coupled chemistry, supported by three-dimensional mechanistic and chemical transport models. To provide consistency between the model simulations the sea surface temperatures were specified from observations and the concentrations of halogens and the well-mixed greenhouse gases (WMGHGs) were taken from WMO (1999, Chapter 12) and IPCC (1992, Scenario IS92a), respectively. Finally, with the model results now available, the impact of the stratosphere on the troposphere is beginning to be investigated, initially using some basic tropospheric parameters.

2. Past trends

(a) Temperature

The cooling trend in the stratosphere and warming trend in the troposphere is by now an established feature of the global atmosphere (see e.g. Shine et al., 2003). This is reproduced by all the models of EuroSPICE. Figure 1 shows the trends determined for transient model simulations. All the models used the same evolution in the

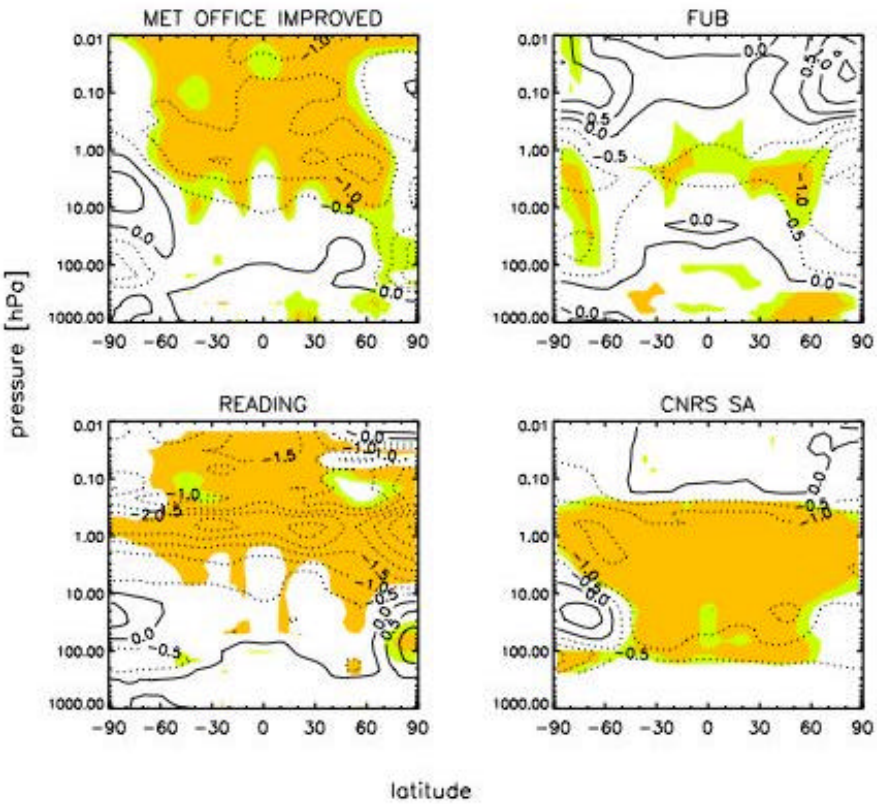

Figure 1: Annual mean temperature trend for 1980 to 1999 in K/decade simulated by the different models of EuroSPICE. The contour interval is 0.5K/decade; regions where the trend is significantly different from zero are shaded for the 95% and 99% confidence levels.

concentrations of the greenhouse gases and halogens. The Met. Office and FUB models are full climate models and used coupled chemistry. The Reading model is a climate model, the Unified Model (UM), which is the same version as used by the Met. Office, but doesn't have coupled chemistry. Instead, the ozone trends are specified from the observations determined by (Langematz, 2000). The CNRS-SA model is a mechanistic model, with a lower boundary near the tropopause. Although there are many similarities between these model simulations, differences arise from the different ozone trends as shown in Section 2b.

The above model trends have been computed using a simple linear trend model without additional parameters. During EuroSPICE, a more detailed statistical analysis has been undertaken of observations from the SSU and MSU satellite data using

the AMOUNTS statistical model (Hauchecorne et al., 1991). Results are shown for the near-global average in Figure 2, together with a sample of the model results shown in Figure 1. Also shown in Figure 2 are the northern hemisphere temperature trends computed from the Berlin analyses using the AMOUNTS model. These reults are compared with results from an additional simulation of the UM in which the greenhouse gas concentrations increase as in the observations but with no trend in ozone, indicated by the broken line in the figure. The two UM simulations are significantly different in the upper stratosphere and lower stratosphere, confirming the role of ozone decreases in contributing to the temperature trends in those regions. With the observed ozone trends, the model agrees reasonably with observations through much of the pressure range, except possibly in the lower stratosphere.These results are very similar to those obtained by Shine et al. (2003) who further suggested that the absence of water vapour trends in the models may be one of the reasons for the remaining discrepancies with observations, particularly in the lower stratosphere.

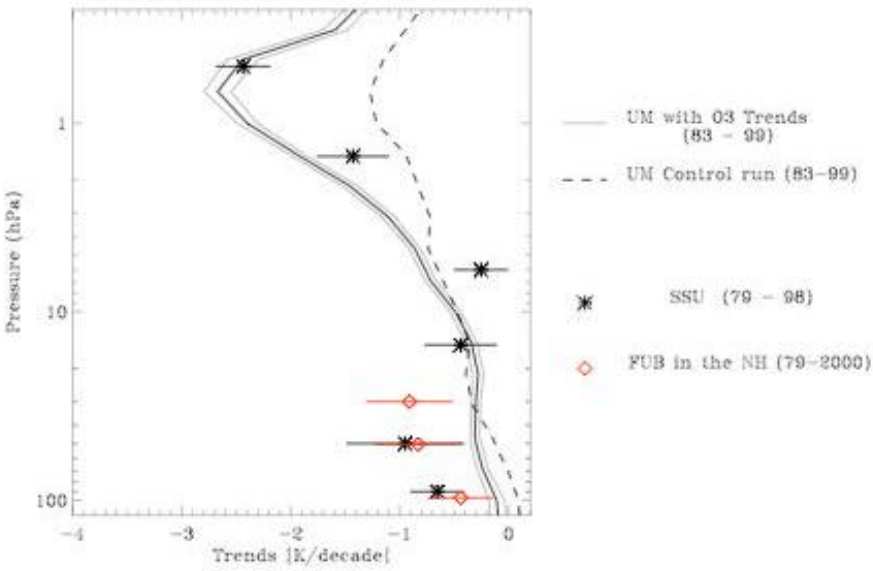

Figure 2: Near global average temperature trends from observations and model results. Data for both model and observations are averaged between 70°N and 70°S because of the limited domain of the SSU data. The results of the Unified Model (UM) are the mean for an ensemble of five members. The thick solid line indicates the mean trend calculated by the UM with the ozone trends specified. The 95% confidence interval is given by the thin solid lines.

By using the AMOUNTS model, it was possible to investigate the temperature data to separate the various processes affecting variability and to provide, ultimately a more accurate determination of the underlying trends. The observations were regressed against aerosol, El-Nino Southern Oscillation, Arctic Oscillation, solar variability and the Quasi-Biennial Oscillation (QBO) terms as well as seasonable terms and the secular trend. To provide one such example, we show in Figure 3, the secular trend and the impact of the QBO on temperature, as determined from the SSU/MSU data assuming a phase delay of 7 months. A significant signal is present in the lower and middle stratosphere with opposite phase signals in middle

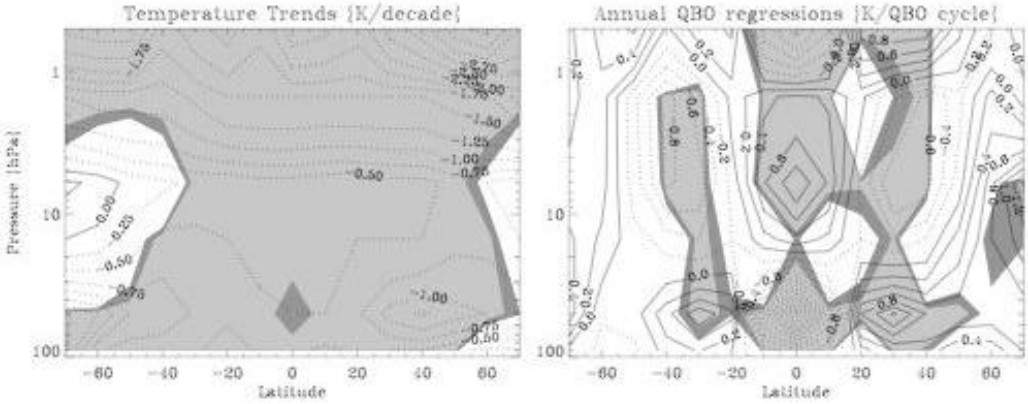

Figure 3: Left panel: Annually averaged temperature trend from the SSU/MSU data. The dark and light shading indicates where the trend is significantly different from zero at the 90% and 95% levels respectively. Right panel: The QBO component of the temperature signal observed by SSU/MSU instruments. The units are K per QBO cycle with a 7 month phase lag. The statistical significance of the signal is indicated by the shading (90% for the dark shading and 95% for the light shading).

latitudes. The fact that the signal is quite large, comparable with the decadal trend (left panel), implies the need for careful analysis of the model results in the tropics in particular for models such as the Unified Model (UM) (used by UKMO and UR), which has a naturally occurring QBO. Without detailed analysis, the significance of the model trends could be lowered by the large interannual variability in the tropics which might otherwise be interpreted as noise by the statistical trend calculation.

(b) Ozone

Figure 4 shows the past ozone trends computed by the models of EuroSPICE. An explanation of some of the differences in the model temperature trends is apparent in the large differences in modelled ozone. The models generally fit into two general types: one with large ozone losses in the upper stratosphere, UMETRAC and FMI, and one with small increases in this region (FUB and CNRS-SA). The first two models also indicate large ozone losses in the polar lower stratosphere in both hemispheres, consistent with the development of the Antarctic ozone hole and northern spring depletion. These are the very regions affected by halogen chemistry and are being investigated further by the two models showing ozone increases. The observations from the Stratospheric Aerosol and Gas Experiment (Figure 5) show the high ozone losses expected from the halogen chemistry. At 3 hPa the ozone trends equate to typically 6% per decade with peak values exceeding 8% per decade. The Antarctic ozone hole is clearly visible in the annual mean. Note also the slight increase in ozone at some levels up to 10 hPa over the equator, which is reproduced in the Met. Office and FMI models, although it is not statistically significant.

(c) Surface ultraviolet

One of the main aims of EuroSPICE is to establish clearly the relationship between

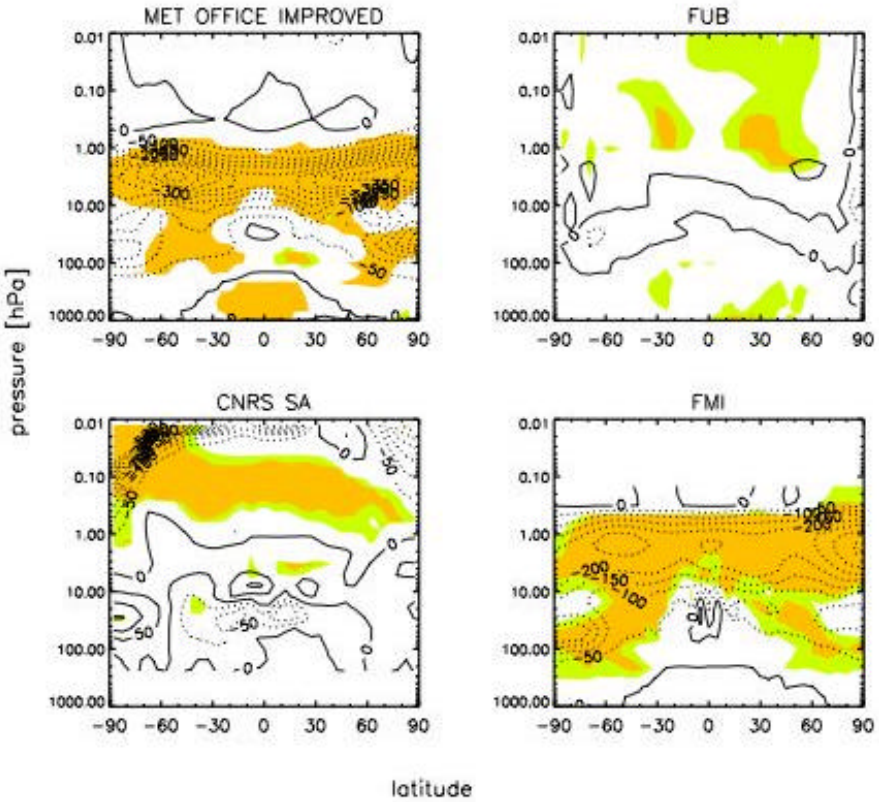

Figure 4: Annual mean ozone trend for 1980 to 1999 in ppbv/decade simulated by the different models of EuroSPICE. The contour interval is 50 ppbv/decade; regions where the trend is significantly different from zero are shaded for the 95% and 99% confidence levels.

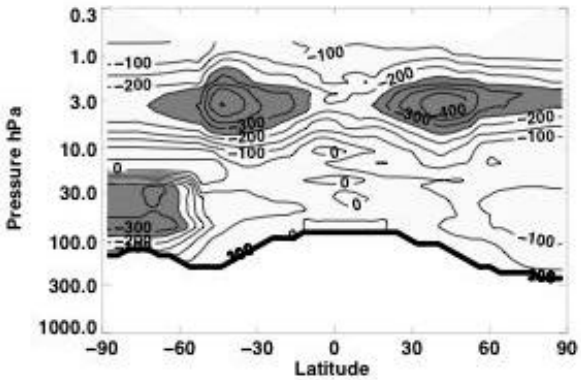

Figure 5: Observed annual average stratospheric ozone trend over the period 1979 to 1997 as a function of latitude and pressure. Data were obtained from Randel and Wu (1999), and the approximate position of the tropopause is indicated by the thick line. Ozone decreases exceeding 250 ppbv per decade are indicated by the shading.

the parameters affecting surface Ultraviolet. While it is clear that ozone trends have been a contributing factor, in principle, aerosol and cloud changes may also have played a role in regions where the UV trend is small. For EuroSPICE, we have adopted a simplifed way of using climate model output to provide an estimate of the cloud corrected UV. We have also determined surface UV trends from the Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) instruments, as well as measurements from ground-based instruments over high latitudes in Europe. A sample of the results is shown in Figure 6 which compares the UV trends determined from TOMS with those

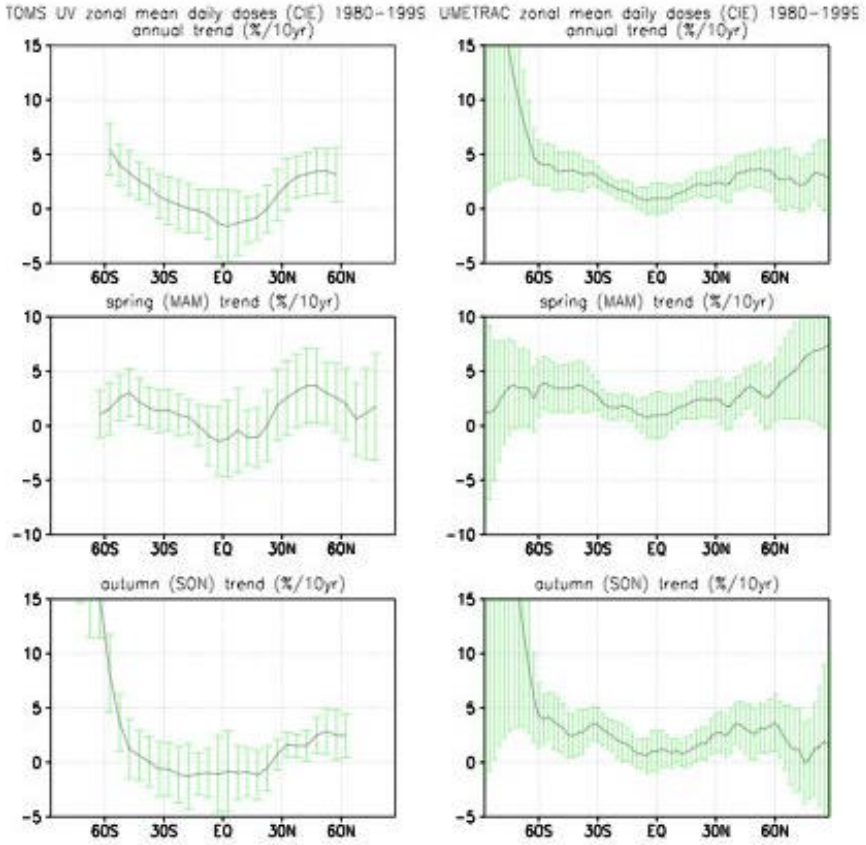

Figure 6: Zonal mean UV trends (% per decade) for TOMS data (left panels) and UMETRAC model data (right panels) during different seasons (annual, March to May, and Sept. to Nov.). The error bars represent the 95% confidence range computed using the Student t-test.

determined from UMETRAC. Good agreement between model and observations is generally seen, but although the trends in high latitudes are substantial in the spring and the annual average the large interannual variability increases the uncertainty in the trends. Further analysis of the results indicates that the cloud trend is small. Hence the cloud-corrected UV levels are dominated by ozone amounts, albeit with the cloud variation increasing the variability and increasing the uncertainty in the computed UV trends.

3. Future trends

(a) Temperature

The future temperature trends calculated by the models of EuroSPICE are shown in Figure 7. Comparisons are shown with the University of Reading control run (solid black line with 95% confidence intervals) which assumes constant ozone and projected increases in the concentrations of the WMGHGs. The models are generally very close, except for the CNRS SA model which has much higher temperature trends in the lower and middle stratosphere. This model is a mechanistic model with wave amplitudes supplied at the lower boundary whereas the other models are complete climate models with the same sea surface temperatures specified. The UKMO results are very similar to the University of Reading results, as they are based on the same climate model, but with coupled chemistry. The divergence of the results in the upper stratosphere indicates the impact of ozone recovery (see section (b)).

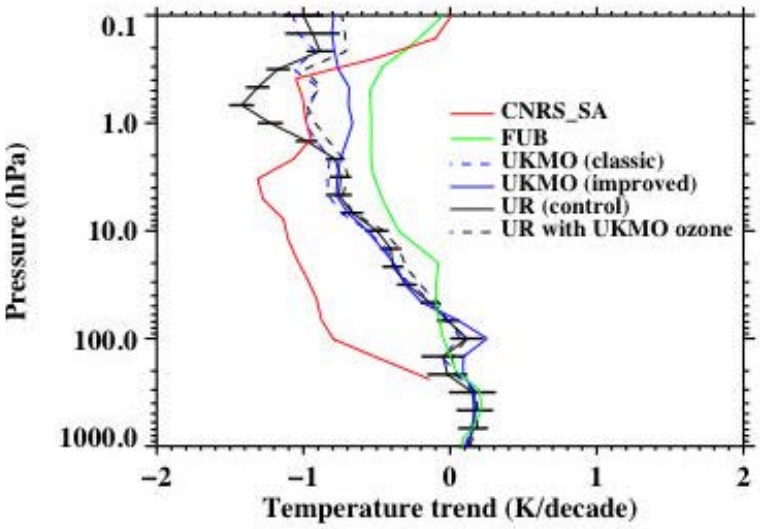

Figure 7: Simulated globally and annually averaged temperature trends in the models for the period 2000-2019 as a function of pressure. The error bars in the control run indicate the 95% confidence intervals. For clarity the uncertainties are not included in the other model simulations but are of similar magnitude.

(b) Ozone

Figure 8 illustrates the future ozone trends calculated by the models. All the models have a small, but statistically significant ozone recovery in at least part of the upper stratosphere, in the region most influenced by halogen chemistry. In the lower stratosphere, the overall trends are much lower and not statistically significant, suggesting the need for longer integrations before ozone recovery can generally be predicted.

(c) Surface ultraviolet

The small future changes in ozone indicated in Figure 8, and in the total ozone results (not shown) suggests that the future surface ultraviolet trends will also be

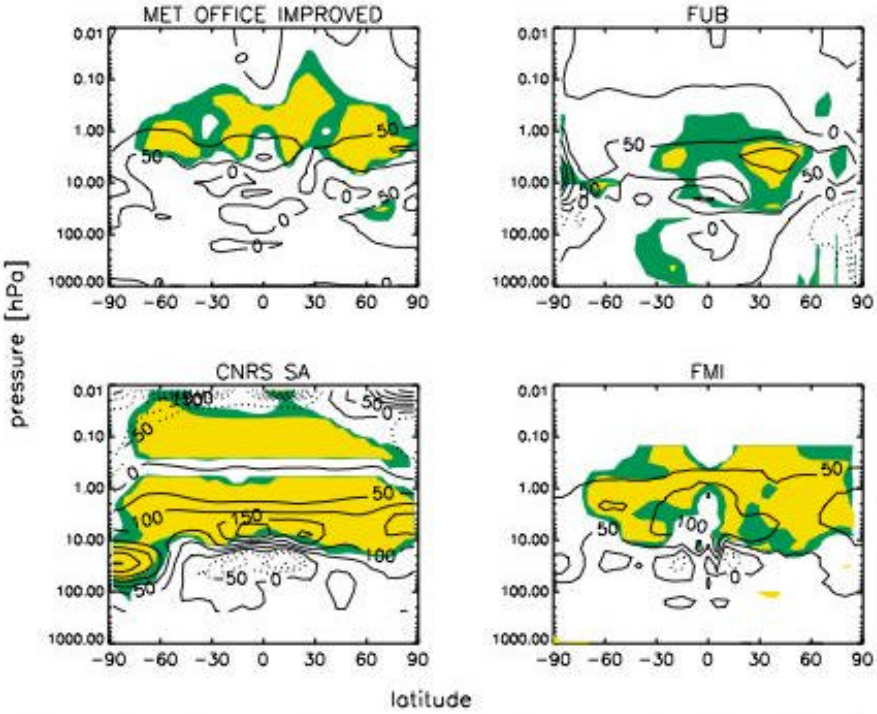

Figure 8: Annually averaged future ozone trends simulated by the models as a function of latitude and pressure. The green and yellow shading denotes the regions where the ozone trend is significantly different from zero at the 95% and 99% confidence levels.

small. This is confirmed in Figure 10 which shows the predicted UV trends for just one of the EuroSPICE models. While there is no statistically significant ultraviolet decrease during the southern spring, in the northern spring the model predicts a significant decrease of about 10% in high latitude UV.

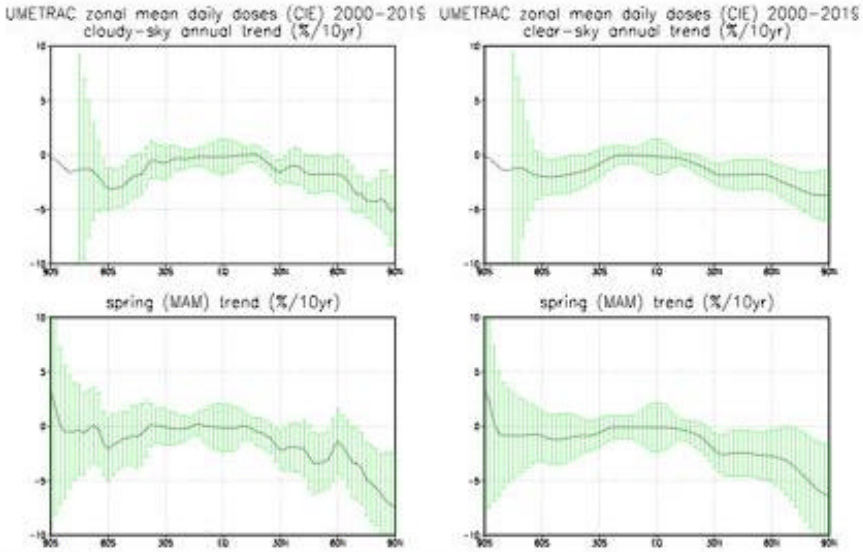

Figure 9: Zonal mean UV trends (% per decade) for UMETRAC cloudy sky data (left panels) and clear sky data (right panels) for the annual average and the March-May season. The error bars represent the 95% confidence range computed using the Student t-test.

4. Tropospheric impacts

The impact of the stratosphere on the troposphere is one of the major themes of EuroSPICE, but has not so far received full attention because the model simulations have only recently been completed. All the climate model simulations of EuroSPICE show tropospheric warming due to increases in the concentrations of the greenhouse gases. The uncertainty in the trend, though, arises from the large interannual variability in the troposphere, so that it is difficult to detect a difference in this trend despite a range of stratospheric changes. Other factors which have been examined are cloud cover, precipitation amounts and storm track numbers or intensities with a similarly null result. Figure 10 shows the trend in the tropopause pressure over the full 40 years of a control run with the UM. Most latitudes show a statistically significant decrease in tropopause pressure and in mid-latitude the trend is about -1 hPa/decade, similar to that observed (e.g. Santer et al., 2003). However, so far no significant differences have been detected, suggesting that stratospheric ozone trends have not contributed significantly to tropopause height changes.

5. Conclusion

With just a few more months to run, EuroSPICE is nearing its completion. The main highlights so far have been a thorough analysis of temperature data and the

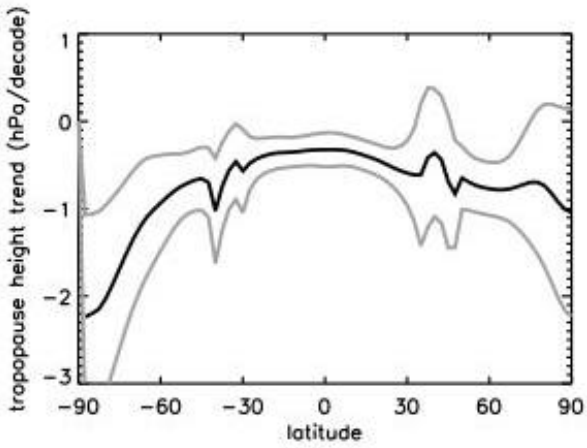

Figure 10: Trend in annual mean, zonal mean tropopause pressure in the 1980-2019 control run. The central line shows the trend with 95% confidence intervals delimited to either side.

completion of simulations with a range of 3-D models from mechanistic to fully coupled chemistry-climate models. Comparisons with observations of ozone and surface ultraviolet have also underpinned the project.

Most models captured the broad characteristics of the observed stratospheric temperature trends due to CO_2 increase. Differences existed particularly where models were unable to simulate past ozone trends. Those model trends which agreed with observed ozone trends also generally agreed with past UV trends. For the first time, cloud corrected UV was computed from the climate model simulations. It emerged, however, that cloud trends were very small and did not affect overall UV trends.

Future simulations indicated only a small recovery in stratospheric ozone by 2020 and hence only a slight decrease in future surface UV on this timeframe. Nonetheless, for those models which reproduced the past trends, the future temperature trends were also reduced, particularly in the upper stratosphere, indicating the importance of ozone trends on the temperature.

Although some tropospheric impacts have been investigated, the diagnostics examined so far have not revealed a significant impact of stratospheric change on the troposphere. This may have been related to the model set up, in which sea surface temperatures and the concentrations of the WMGHGs were specified. One of the ways that stratosphere-troposphere interaction might be important is through changes in the Brewer-Dobson circulation (e.g. Butchart and Scaife, 2001). This could have the effect of changing the concentrations of the halogens and the WMGHGs in the atmosphere with consequences for the climate model radiative heating rates.

In the future, further analysis of the model results will take place, to investigate some of the remaining details. There would also likely be opportunities, under European Framework 6 for further model comparisons to take place with the results already obtained. Simulations are also becoming available from countries outside Europe, as illustrated in WMO (2003), Chapter 3, and Austin et al. (2003), which point to a need for broader international collaboration in chemistry-climate cou-

pling. This process is indeed well under way with for example the workshop on 'Process-orientated validation of coupled chemistry-climate models' to be held in Garmisch-Partenkirchen in November 2003.

References

- Austin, J., D. Shindell, C. Brühl, M. Dameris, E. Manzini, T. Nagashima, P. Newman, S. Pawson, G. Pitari, E. Rozanov, C. Schnadt, and T.G. Shepherd, Uncertainties and assessments of chemistry-climate models of the stratosphere, Atmos. Chem. Phys., 3, 1-27, 2003.

- Butchart, N., and Scaife, A.A., Removal of chlorofluorocarbons by increased mass exchange between the stratosphere and troposphere in a changing climate, *Nature*, **410**, 799-802, 2001.

- Hauchecorne, A., Chanin, M-L., and P. Keckhut, Climatology and trends of the mid- atmospheric temperature (33-87 km) as seen by Rayleigh lidar over the south of France, J. Geophys. Res.,96, 15297-15309, 1991.

- IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change, Climate change: the supplementary report to the IPCC scientific assessment, *edited by J.T. Houghton, B.A. Callander, and S.K. Varney, Cambridge University Press, Cambridge, UK*, 1992.

- Langematz, U., An estimate of the impact of observed ozone losses on stratospheric temperatures, Geophys. Res. Lett., 27, 2077-2080, 2000.

- Randel, W.J. and Wu, F., A stratospheric ozone data set for global modeling studies. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3089-3092, 1999.

- Santer, B.D., Sausen R., Wigley T.M.L., Boyle J.S., AchutaRao K., Doutriaux C., Hansen J.E., Meehl G.A., Roeckner E., Ruedy R., Schmidt G. and Taylor K.E., Behavior of tropopause height and atmospheric temperature in models, reanalyses and observations. Part I: decadal changes, *J. Geophys. Res.*, In press, 2003.

- Shine, K.P., Bourqui, M.S., Forster, P.M.de F., Hare, S.H.E., Langematz, U., Braesicke, P., Grewe, V., Schnadt, C., Smith, C.A., Haigh, J.D., Austin, J., Butchart, N., Shindell, D., Randel, W.J., Nagashima, T., Portmann, R.W., Solomon, S., Seidel, D., Lanzante, J., Klein, S., Ramaswamy, V., and Schwarzkopf, M.D., A comparison of model-predicted trends in sratospheric temperatures, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **129**, 1565-1588, 2003.

- WMO, Scientific Assessment of Ozone depletion: 1998, WMO Gobal Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 44, Geneva, Switzerland, 1999.

- WMO, Scientific Assessment of Ozone depletion: 2002, WMO Gobal Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 47, Geneva, Switzerland, 2003.

Réferences Bibliographiques

Achard, V., 1991, Trois problèmes clés de l'analyse 3D de la structure thermodynamique de l'atmosphère par satellite: mesure du contenu en ozone; classification des masses d'air; modélisation "hyper" rapide du transfert radiatif. Thèse de doctorat, Université Paris VI.

Alexander, M. J. and J. R. Holton, 1997: A model study of zonal forcing in the equatorial stratosphere by convectively induced gravity waves. *J. Atmos. Sci*., 54, 408-419.

Angell, J.K., 1988: Variations and trends in tropospheric and stratospheric global temperatures, 1958-87. *J. Climate*, 1, 1296-1313.

Angell, J. K., 2000, Tropospheric temperature variations adjusted for El Niño, 1958-1998, *J. Geophys. Res.*, 105, 11841-11849.

Angell, J.K., 2003. Effect of exclusion of anomalous tropical stations on temperature trends from a 63-station radiosonde network, and comparison with other analyses, *J. Climate*, 16, 2288-2295.

Andrews, D. G., J. R. Holton, and C. B. Leovy, 1987, *Middle Atmosphere Dynamics*, Academic Press, New York.

Austin, J., 2002, A three-dimensional coupled chemistry climate model simulations of past stratospheric trends, *J. Atmos. Sci.*, 59, 218-232.

Austin J., N. Butchart, C. Claud ,C. Cagnazzo, A. Hauchecorne,J. Hampson, ,J. Kaurola, J. Damski, L. Tholix, U. Langematz, P. Mieth, K. Nissen, L. Grenfell, W. Lahoz, S. Hare, P. Canziani, 2003, EuroSPICE: The European Project on Stratospheric Processes and their Influence on Climate and the Environment - Description and brief Highlights, *Sparc Newsletter* n.21, July 2003, M.L. Chanin, C. Michaut Eds.

Balachandra, N.K., and D. Rind, 1995, Modeling the effects of UV variability and the QBO on the troposphere / stratosphere system, Part I: The middle atmosphere, *J. Climate*, 8, 2058-2079.

Baldwin, M.P., and T.J. Dunkerton, 1991, Quasi-biennial oscillation above 10 mb. *Geophys. Res. Lett.*, 18, 1205-1208.

Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton, 1999, Downward propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere ,*J. Geophys. Res.* 104, 30937-30946.

Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton, 2001, Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes , *Science* 244, 581-584.

Baldwin, M. P. et al. , 2001, The Quasi-biennial oscillation, *Rev. Geophys.*, 39,2, 179-229.

Bowman, K. P., 1989, Global patterns of the quasi-biennial oscillation in total ozone, *J. Atmos. Sci.*, 46, 3328-334.

Box, G. E. P. and Jenkins, G. M., 1989, Time series analysis: forecasting and control, 575 pp., Revised Edition, Holden-Day, Oakland, California.

Brewer, A. W., 1949, Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 75, 351-363.

Cagnazzo, C., Claud C., Hauchecorne, A., Keckhut, P. and Chedin, A., 2000, Seasonal and interannual variability of stratospheric temperatures based on TOVS satellite data : 1987-1995. Proceedings of the 2nd SPARC General Assembly, Mar del Plata, Argentina, Nov. 6-10.

Chaboureau J.-P., Chédin A. and Scott N.A., 1998: Remote sensing of the vertical distribution of atmospheric water vapor from the TOVS observations. Method and validation. *J. Geophys. Res.*, 103, 8743-8752.

Chanin, M.L. and V. Ramaswamy, 1999: "Trends in Stratospheric Temperatures" in WMO (World Meteorological Organization), Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1998, Global Ozone Research and Monitoring Project - Report No. 44, Geneva, pp. 5.1-5.59.

Charney, J. G., and P. G. Drazin, 1961: Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere, *J. Geophys. Res.* 66, 83-109.

Chedin, A., Scott, N.A., Wahiche, C. and Moulinier, P.,1985, The Improved Initialization Inversion method: a high resolution physical method for temperature retrievals from satellites of the TIROS- N series, *J. Clim. Appl. Meteor*, 24, 128-143.

Choi W., H. Lee, W. B. Grant, J. H. Park, J. Holton, K-M Lee and B. Naujokat, 2002, On the secondary meridional circulation associated with the quasi-biennial oscillation, *Tellus B.* 54, 395-407 doi:10.1034/j.1600-0889.2002.201286.

Christy, J. R., R. W. Spencer, and R. T. McNider, 1995, Reducing noise in the daily MSU lower tropospheric temperature data set, *J. Climate*, 8, 888–896.

Claud, C., N.A. Scott. and Chedin, A. , 1999, Seasonal, interannual and zonal temperature variability of the tropical stratosphere based on TOVS satellite data : 1987-1991, *J. Climate*, 12, 540-550.

Claud C., Ovarlez J., Chedin A., Scott N.A., 1993, TOVS observations of a stratospheric cooling during the CHEOPS-III campaign : 4-6 February 1990 over Scandinavia, *J. Geophys. Research*, 98 (D4), 7229-7243.

Coy, L., E. R. Nash, and P. A. Newman, 1997, Meteorology of the polar vortex: Spring 1997. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 2693–2696.

Dobson, G. M. B., 1956, Origin and distribution of polyatomic molecules in the atmosphere, Proc. Roy. Soc. London, A236, 187-193.

Dunkerton T.J , 1983, A non-symmetric equatorial inertial instability, *J. Atmos. Sci.*, 40:807-813.

Dunkerton, T.J., D.P. Deluisi, and M.P. Baldwin, 1988, Distribution of major stratospheric warmings in relation to the quasi-biennial oscillation, *Geophys. Res. Lett*, 15, 136-139.

Dunkerton, T.J., and M.P. Baldwin, 1991, Quasi-biennial modulation of planetary wave fluxes in the northern hemisphere winter, *J. Atmos. Sci.*, 48, 1043-1061.

Dunkerton, T.J., and M.P. Baldwin, 1992, Modes of interannual variability in the stratosphere. *Geophys. Res. Lett.*, 19, 49-52.

Dunkerton, T.J.,1997, The role of gravity waves in the quasi-biennial oscillation, *J. Geophys. Res.*, 102, 26053-26076.

Dvortsov, V. L., and S. Solomon, 2001: Response of the stratospheric temperatures and ozone to past and future increases in stratospheric humidity, *J. Geophys. Res.*, 106, 7505–7514.

Escobar-Munoz, J., 1993. Base de données pour la restitution de paramètres atmosphériques à l'échelle globale; étude de l'inversion par reseaux de neurones des données des sondeurs verticaux atmosphériques satellitaires présents et à venir. Thèse de doctorat, Université Paris VII.

Eliassen, A., 1951: Slow thermally or frictionally controlled meridional circulation in a circular vortex. Astrophysica Norvedica, 5, 19-60.

Fels, S: B., J. D., Mahlman, M. D. Shwarkkopf, and R. W. Sinclair, 1980, Stratospheric sensitivity to perturbations in ozone and carbon dioxide: Radiative and dynamical response, *J. Atmos Sci.*, 37, 2265-2297.

Fleming, E.L., S. Chandra, J.J. Barnett, and M. Corney, 1990: Zonal mean temperature, pressure, zonal wind, and geopotential heights as a function of latitude: COSPAR international reference atmosphere, *Advanced Space Research*, 10, 1211–1259.

Forster, P. M. de F. and K. P. Shine. 1999, Stratospheric water vapour changes as a possible contributor to observed stratospheric cooling, *Geophys. Res. Lett.*, 26., 3309-3312.

Forster, P.M. de F. and K. P. Shine, 2002, Assessing the climate impact of trends in stratospheric water vapor, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1029/2001GL013909.

Frederick, J. E., 1984, Measurements requirements for the detection of ozone trends, Ozone correlative measurements workshop, *NASA Conf. Publ.*, 2362, B1-B19.

Fusco, A. C., and M. L. Salby, 1999: Interannual variations of total ozone and their relationship to variations of planetary wave activity. *J. Climate*, 12, 1619–1629.

Gates, W.L., 1992: AMIP: The Atmospheric Model Intercomparison Project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 73, 1962-1970.

Ghil , M., 2002, Natural Climate Variability, Volume1 , The Earth system: physical and chemical dimensions of global environmental change, (pp 544 – 549) Edited by: Dr

Michael C MacCracken and Dr John S Perry in Encyclopedia of Global Environmental Change.

Gettelman, A. et al., 2000: Distribution and variability of water vapor in the upper troposphere and lower stratosphere. Chapter 3 in SPARC Assessment of upper tropospheric and stratospheric water vapor. SPARC Report No. 2, 312 pp., Edited by D. Kley, J.M. Russell III and C. Phillips.

Gordon C., C. Cooper, C. A. Senior, H.Banks, J.M. Gregory, T.C. Johns, J.FB Mitchell, R.A. Wood, 2000: The Simulation of SST, Sea Ice Extents and Ocean Heat Transports in aversion of the Hadley Centre Coupled Model without Flux Adjustments, *Climate Dynamics* 16, 147-168.

Graf, H.-F., I. Kirchner, and Ju. Perlwitz, 1998: Changing lower stratospheric circulation: The role of ozone and greenhouse gases, *J. Geophys. Res.*, 103, 11251-11261.

Haigh J D, 1994 The role of stratospheric ozone in modulating the solar radiative forcing of climate. *Nature*, 370, 544-546.

Haigh J D, 1996, The impact of solar variability on climate. *Science*, 272, 981-984.

Hamilton, K., 1993, An examination of observed Southern Oscillation effects in the Northern Hemisphere stratosphere, *J. Atmos. Sci.*, 50, 3468-3473.

Hampson, J., P. Keckhut, A. Hauchecorne and M-L Chanin, 2004, The 11-year solar-cycle effects on the temperature in the upper stratosphere and mesosphere. Part II: Numerical Simulations and the role of planetary waves, submitted to *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*

Hansen, J.E., M. Sato, A. Lacis, R. Ruedy, I. Tegen and E. Matthews, 1998: Climate forcings in the Industrial era. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, USA, 95, 12753-12758.

Harrison, D.E. and N.K. Larkin, 1998, El Niño-Southern Oscillation sea surface temperature and wind anomalies, 1946–1993, *Rev. Geophys.*, 36, 353–399.

Hauchecorne, A., Chanin, M-L. and Keckhut, P., 1991, Climatology and trends of the mid-atmospheric temperature (33-87 km) as seen by Rayleigh lidar over the south of France, *J. Geophys. Res.* ,96, 15297-15309.

Hines, C.O., 1974, A possible mechanism for the production of sun-weather correlations, *J. Atmos. Sci.*, 31, 589-591.

Hitchman, M. H. and C. B. Leovy, 1986: Evolution of the Zonal Mean State in the Equatorial Middle Atmosphere During October 1978-May 1979, *J. Atmos. Sci.*, 43, 3159-3176.

Holton, J.R.,and R.S.Lindzen,1972:An updated theory for the quasi-biennial oscillation of the tropical stratosphere, *J. Atmos. Sci.*,29,1076-1080.

Holton, J. R. and Tan, H.-C., 1980, The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50 mb, *J. Atmos. Sci.*, 37, 2200-2208.

Holton, J. R. and Tan, H.-C, 1982, The quasi-biennial oscillation in the Northern Hemisphere lower stratosphere, *J. Meteorol. Soc. Jap.*, 60, 140-148.

Holton, J., and C. Mass, 1976: Stratospheric vacillation cycles. *J. Atmos. Sci.*, 33, 2218–2225.

Holton, J. R., 1992: An Introduction to Dynamic Meteorology, Third Edition. Academic Press, San Diego, pp. 511.

Holton, J. R., P. H. Haynes, M. E. McIntyre, A. R. Douglass, R. B. Rood and L. Pfister, 1995: Stratosphere-troposphere exchange, *Reviews of Geophysics*, 33, 403-439.

Hood, L. L., J. L. Jirikowic, and J. P. McCormack, 1993, Quasi-decadal variability of the stratosphere: Influence of long-term solar ultraviolet variations, *J. Atmos. Sci.*, 50, 3941-3957.

Hood, L. L., 2003: Thermal response of the tropical tropopause region to solar ultraviolet variations, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(23), 2215, doi:10.1029/2003GL018364.

Horel, J. D. and Wallace, J. M., 1981, Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Sothern Oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, 109, 813-829.

Houghton, J. T., L. G. Meisa Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg and K. Maskell, 1996, Climate Change 1995, the science of climate change, Cambridge University Press, Canbridge, UK.

Hu Y. and K. K. Tung, 2003, Possible ozone-induced long-term changes in planetary wave activity in late winter, *J. Climate*, 16, 3027-3038.

Hurrell, M., 1995: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation region temperatures and precipitation. *Science*, 269, 676–679.

IPCC Third Assessment Report, 2002, Climate Change 2001: The Scientific Basis Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)J. T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden and D. Xiaosu (Eds.)

Jones, D.B.A., H.R. Schneider, and M.B. McElroy, 1998, Effects of the quasi-biennial oscillation on the zonally averaged transport of tracers, *J. Geophys. Res.*, 103, 11235-11249.

Kalnay, E. et al., 1996, The NCEP/NCAR 40 Year reanalysis project, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 77, 437-471.

Keckhut, P., Hauchecorne, A. and M.-L. Chanin, 1995, Midlatitude long-term variability of the mid- atmosphere: trends and cyclic and episodic changes, *J. Geophys. Res.*, 100, 18887-18897.

Keckhut, P., F.J. Schmidlin, A. Hauchecorne and M.-L. Chanin, 1999: Stratospheric and mesospheric cooling trend estimates from US rocketsondes at low latitude stations (8°S-34°N), taking into account instrumental changes and natural variability,. *J. Atmos. And Solar-Terr. Phys.*, 61, 447-459.

Keckhut, P., C. Cagnazzo, M-L. Chanin, C. Claud, and A. Hauchecorne, 2004: The Effect of the 11-year Solar-Cycle on the Temperature in the Upper-Stratosphere and

Mesosphere: Part I Assessment of the Observations, Submitted to *J. Atmos. And Solar-Terr. Phys.*

Kiladis, G. N., and H. Van Loon, 1988: The Southern Oscillation. Part VII: Meteorological anomalies over the Indian and Pacific sectors associated with the extremes of the oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, 116, 120-136.

Kinnersley, J.S. and K.K. Tung, 1999, Mechanisms for the extra-tropical QBO in circulation and ozone column, *J. Atmos. Sci*., 56., 1942-1962.

Kodera, K., 1993, The quasi-decadal modulation of the influence of the equatorial QBO on the north-polar stratospheric temperatures, *J. Geophys. Res.*, 98, 7245-7250.

Kodera, K., 1995: On the origin and nature of the interannual variability of the winter stratospheric circulation in the northern hemisphere, *J. Geophys. Res.* 100, 14077 – 14087.

Kodera, K., and H. Koide, 1997), Spatial and seasonal characteristics of recent decadal trends in the northern hemispheric troposphere and stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 102, 19433-19447.

Kodera K, and Y. Kuroda, 2002, Dynamical response to the solar cycle, *J. Geophys. Res.*, 107(D24), 4749, doi:10.1029/2002JD002224.

Labitzke K. and B. Naujokat, 1983, On the variability and on trends of the temperature in the middle stratosphere, Beitr. Phys. Atmos., 56, 495-507

Labitzke, K., 1987, Sunspots, the QBO and the stratospheric temperature in the North Polar regions, *Geophys. Res. Lett.*, 14, 535-537.

Labitzke, K. and Van Loon, H., 1988, Association between the 11-year solar cycle, the QBO and the atmosphere, part I, The troposphere and stratosphere in the Northern Hemisphere in winter, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 50, 197-206.

Labitzke, K., and B. Naujokat, 2000: The lower Arctic stratosphere in winter since 1952. *SPARC Newsl.*, 15, 11–14.

Labitzke, K., J. Austin, N. Butchart, J. Knight, Masaaki Takahashi, Miwa Nakamoto, J. Haigh, and V. Williams, 2002, The global signal of the 11-year solar cycle in the stratosphere: observations and model results, *J. Atmos. Terr. Phys*, 64, 203-210.

Lait, L. R., Schoeberl, M. R. and P. A. Newman, 1989, Quasi-biennial modulation of Antarctic ozone depletion, *J. Geophys. Res.*, 11559-11571.

Langematz U., and S. Pawson, 1997, The Berlin Troposphere-Stratosphere-Mesosphere GCM: Climatology and forcing mechanisms, *Q. J. R. Meteorol. Soc*., 123, 1075-1096.

Langematz U., 2000, An estimate of the impact of observed ozone losses on stratospheric temperature. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 2077-2080.

Langematz U., M. Kunze, K. Kruger, K. Labitzke and G. L. Roff, 2003, Thermal and dynamical changes of the stratosphere since 1979 and their link to ozone and CO2 changes, *J. Geophys. Res.*, 108, NO. D1, 4027, doi:10.1029/2002JD002069.

Lean, J. L., Rottman, G.J., H. L. Kyle, T. N. Woods, J. R. Hickey, and L. C. Puga, 1997, Detection and Parameterization of Variations in Solar Mid- and Near-Ultraviolet Radiation (200 to 400 nm), *J. Geophys. Res.*, 102, 3912-3927.

Lindzen, R.S., Holton, J.R., 1968: A theory of the quasi-biennial oscillation, *J. Atmos. Sci*., 25, 1095-1107.

Livezey, R.E., Chen, W.Y., 1983. Statistical field significance and its determination by Monte Carlo Techniques, *Mon. Wea. Rev.*, 111: 46–59.

Mahlman, J. D., J. P. Pinto, and L. J. Umscheid, 1994: Transport, radiative, and dynamical effects of the antarctic ozone hole: A GFDL "SKYHI" model experiment. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 51(4), 489-508.

Matsuno, T., 1971, A dynamical model of the stratospheric sudden warming, *J. Atmos. Sci.*,28, 1479-1494.

McCormack, J. P., and L. L. Hood, 1996, Apparent solar cycle variation in upper stratospheric ozone and temperature: Latitude and seasonal variations, *J. Geophys. Res.*, 101, 20933-20944.

McIntyre, M.E., 1992, Atmospheric dynamics: some fundamentals, with observational implications, Proc. Internat. School Phys. "Enrico Fermi" CXV Course, The Use of EOS for Studies of Atmospheric Physics, edited by J. C. Gille and G. Visconti. North-Holland (Amsterdam, Oxford, New York, Toronto), pp. 313-386.

Metha, V. M., and T. Delworth, 1995: Decadal variability of the Tropical Atlantic Ocean surface temperature in shipboard measurements and in a global ocean-atmosphere model. *J. Climate*. 8, 172-190.

Mote, P. W., K. H. Rosenlof, M. E. McIntyre, E. S. Carr, J. C. Gille, J. R. Holton, J. S. Kinnersley, H, C. Pumphrey, J. M. Russell III, and J. W. Waters, 1996, An Atmospheric Tape Recorder: The Imprint of Tropical Tropopause Temperatures on Stratospheric Water Vapor, *J. Geophys. Res.*, 101, 3989-4006.

Nash, J. and P. R. Edge, 1989, Temperature changes in the stratosphere and lower mesosphere 1979–1988 inferred from TOVS radiance observations, *Adv. Space Res.*, 9(7), 333-341.

Nash, J., and G. F. Forrester, 1986, Long-term monitoring of stratospheric temperature trends using radiance measurements obtained by the TIROS-N series of NOAA spacecraft, *Adv. Space Res.*, 6(10), 37–44.

Naujokat B, 1986, An update of the observed Quasi-Biennial Oscillation of the stratospheric winds over the tropics, *J. Atmos. Sci*., 43, 1873-1877.

Niwano, M. and Shiotani, M., 2001: The quasi-biennial oscillation in vertical velocity iferred from trace gas data in the equatorial lower stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 106, 7281–7290.

Newman, P. A., J. F. Gleason, R. D. McPeters, and R. S. Stolarski, 1997: Anomalously low ozone over the Arctic. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 2689–2692

Oltmans, S. H. Vömel, D. Hofmann, K. Rosenlof and D. Kley, 2000, The increase in stratospheric water vapor from balloon-borne, frostpoint hygrometer measurements at Washington, D.C. and Boulder, Colorado, *Geophys. Res. Lett.*, 27 (21) 3453-3456.

O'Sullivan D.,1997: Interaction of extratropical Rossby waves with westerly quasi-biennial oscillation winds, *J. Geophys. Res.*, 102,19461-19469.

Palmer T. N., 1982, Properties of the Eliassen-Palm flux for Planetary Scale motions, *J. Atmos. Sci.*, 39, 992-997.

Pan, Y.H. and Oort, A. H., 1983, Global climate variations connected with sea surface temperature anomalies in the easthern equatorial Pacific Ocean for the 1958-1973 period, *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1244-1258.

Pawson S., K. Labitzke, B. Naujokat, R.-S. Wang and K. Fraedrich, 1993, Intraseasonal tropical-extra-tropical interactions observed in the stratosphere In: Coupling Processes in the Lower and Middle Atmosphere, NATO ASI Series, Serie C "Mathematical and Physical Sciences", Vol. 387, (Eds.: E.V. Thrane, T.A. Blix and D.C. Fritts), 35-47, Kluwer Academic Publishers.

Pawson, S. and Naujokat, B., 1997, Trends in daily wintertime temperatures in the northern stratosphere, *Geophys. Res. Lett*., 24, 575-578.

Perlwitz, Ju., and H.-F. Graf 2001. The variability of the horizontal circulation in the troposphere and stratosphere - A comparison. Theor. Appl. Climatol. 69, 149-161.

Plumb, R.A., and R.C. Bell, 1982, A model of the quasi-biennial oscillation of the stratospheric winds on an equatorial beta-plane, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 108, 335-352.

Plumb, R. A., 1984, The quasi-biennial oscillation, Dynamics of the Middle Atmosphere, Ed. Holton, J. R. and Matsuno, T., Terra. Publishing Company, Tokyo, 217–251.

Plumb, R. A., 1996, A « tropical pipe » model of stratospheric transport, *J. Geophys. Res.*, 101, 3957-3972.

Polvani L.M. and D.W. Waugh, 2004, Upward Wave Activity Flux as Precursor to Extreme Stratospheric Events and Subsequent Anomalous Surface Weather Regimes, *J. Climate.*, in press.

Ramaswany, V., et al., 2001, Stratospheric temperature trends: observations and model simulations, *Rev. Geophys.*, 39, 1, 71-122.

Ramaswamy, V., M. D. Schwarzkopf, and W. J. Randel, 1996: Fingerprint of ozone depletion in the spatial and temporal pattern of recent lower stratospheric cooling. *Nature*, 382, 616–618.

Ramaswamy, V., M. E. Gelman, M. D. Schwarzkopf, and J.-J. R. Lin, 2002: An update of stratospheric temperature trends. *SPARC Newsletter*, 18, 7-9.

Randel, W. J. and Cobb, J. B., 1994, Coherent variations of monthly mean total ozone and lower stratospheric temperature, *J. Geophys. Res*., 99, 5433-5447.

Randel, W. J., and Wu, F., 1996, Isolation of the ozone QBO in SAGE II data by singular decomposition, *J. Atmos. Sci.*, 53, 1234-1241.

Randel, W. J., and F. Wu, 1999: Cooling of the Arctic and Anctartic polar stratosphere due to ozone depletion, *J. Climate*, 12, 1467-1479.

Randel, W.J., F. Wu, R. Swinbank, J. Nash, and A. O'Neill, 1999: Global QBO circulation derived from UKMO stratospheric analyses, *J. Atmos. Sci.*, 56, 457-474.

Randel, W. J., Wu, F. and Gaffen, D. J., 2000, Interannual variability of the tropical tropopause derived from radiosonde data and NCEP reanalyses, *J. Geophys. Res*., 105, 15,509-15,523.

Randel, W. J., F. Wu , and R. Stolarski, 2002: Changes in column ozone correlated with the stratospheric EP flux. *J. Meteor. Soc. Japan*, 80, 849–862.

Randel, W.J. et al., 2002: SPARC Intercomparison of Middle Atmosphere Climatologies. SPARC Report No. 3, 96 pp. Edited by W. Randel, M.-L. Chanin and C. Michaut.

Reid, G., 1994, Seasonal and interannual temperature variations in the tropical stratosphere, *J. Geophys. Res*., 99, 18923-18932.

Robock, A., Volcanic eruptions and climate, 2000, *Rev. Geophys.*, 38, 2, 191-219.

Rosenlof K., S. Oltmans, D. Kley and J.M. Russell III, 2001 Stratospheric water vapor increases over the past half-century, *Geophys. Res. Lett.*, 28 (7), 1195-1198

Salby, M. L., and D. J. Shea, 1991: Correlations between solar activity and the atmosphere: An unphysical explanation. *J. Geophys. Res.*, 96, 22579—22595.

Salby, M.L. and Callaghan, P.F., 2000, Connection between the Solar Cycle and the QBO: The Missing Link, *J. Climate*, 13, 328-338.

Salby M.L and Callaghan, P. F., 2003, Systematic changes of stratospheric temperature: Relationship between the tropics and extratropics, *J. Geophys Res.*, 108, D3, 4101, doi:10.1029/2001JD002034.

Scaife A.A., J. Austin, N. Butchart, S. Pawson, M. Keil, J. Nash and I. N. James, 2000a, Seasonal and interannual variability of the stratosphere diagnosed from UKMO TOVS analyses, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 126, 2585-2604.

Scaife, A. A., Butchart, N., Warner, C. D., Stainforth, D., Norton, W. A. and Austin, J., 2000b: Realistic Quasi-Biennial Oscillations in a simulation of the global climate. *Geophys. Res. Let*. 27, 3481-3484.

Scott, N. A., Chedin, A., Armante, R., Francis, J., Stubenrauch, C., Chaboureau, J. P., Chevallier, F., Claud, C. and Cheruy, F., 1999, Characteristics of the TOVS Pathfinder Path-B Dataset, *Bull. Am. Meteorol. Soc*., 80 (12), 2679-2701.

Seidel, D.J., R.J. Ross, J.K. Angell, and G.C. Reid, 2001: Climatological characteristics of the tropical tropopause as revealed by radiosondes. *J. Geophys. Res.*, 106, 7857-7878.

Seide1,D.J, J.K. Angell, J. Christy, M. Free1, S.A. Klein, J.R. Lanzante, C. Mears, D. Parker, M. Schabel, R.Spencer, A. Sterin, P. Thorne, and F. Wentz, Uncertainty in Signals of Large-Scale Climate Variations in Radiosonde and Satellite Upper-Air Temperature Datasets, 2004, *J of Climate*, In Press.

Shepherd T.G. , 2002, Issues in stratosphere-troposphere coupling. *J.Meteor.Soc.Japan*, 80, 769-792.

Shiotani, M., 1992, Annual, quasi-biennial, and El Niño-Southern Oscillation (ENSO) time-scale variations in equatorial total ozone. *J. Geophys. Res.*, 97, 7625-7633.

Shindell, D. T., D. Rind, and P. Lonergan, 1998: Increased polar stratospheric ozone losses and delayed eventual recovery due to increasing greenhouse gas concentrations. *Nature*, 392, 589–592.

Shindell, D., D. Rind, N. Balachandra, J. Lean, J. Lonergan, 1999, Solar cycle variability, ozone, and climate, *Science*, 284, 305-308.

Shine, K. P et al., 2003, A comparison of model simulated trend in stratospheric temperature, *Quart. J. Roy. Met. Soc*., 129, 1569-1588.

Smith, W.L., Woolf, H. M., Hayden, C. M., Wark, D. Q. and McMillin, L. M., 1979, The TIROS-N Operational Vertical Sounder, *Bull. Am. Meteorol. Soc*., 60 (10), 1177-1187.

Solomon, S., 1999, Stratospheric ozone depletion: A review of concepts and history, *Rev. Geophys.*, 37, 275-316, 10.1029/1999RG900008.

Solomon, S. R., J. T. Kiehl, R. R. Garcia and W. Grose, tracer transport of the diabatic circulation from satellite observations, *J. Atmos. Sci*., 43, 1603-1642.

Solomon, S., R. W. Portmann, R. R. Garcia, L. W. Thomason, L. R. Poole, M. P. McCormick, 1996, The role of aerosol variations in anthropogenic ozone depletion at northern midlatitudes, *J. Geophys. Res.*, 101, 6713-6728, 10.1029/95JD03353.

SPARC Report N°2, 2000, SPARC Assessment of Upper Tropospheric and Stratospheric Water Vapour, WCRP N° 113, WMO/TD-N° 1043.

Stubenrauch C.J., Chédin A., Armante R., Scott N.A., 1999 : Clouds as seen by Satellite Sounders (3I) and Imagers (ISCCP). Part II: A New Approach for Cloud Parameter Determination in the 3I Algorithms, *J. of Climate*, 12, 2214-2223.

Takahashi, M., 1996: Simulation of the stratospheric quasi-biennial oscillation using a general circulation model. *Geophys. Res. Let.*, 23, 661-664.

Tiao, G. C., Reinsel, G. C., Xu, D., Pedrick, J. H., Zhu, X., Miller, A. J., DeLuisi, J., Mateer, C. L. and D. J. Wuebbles, 1990, Effects of autocorrelation and temporal sampling schemes on estimates of trend and spatial correlation, *J. Geophys. Res*., 95, 20507-20517.

Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1297–1300.

Thompson, D. W. J., and S. Solomon, 2002: Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, 296, 895-899.

Trenberth, K. E. and Caron, J. M., 2000, The Southern Oscillation revisited: Sea level pressures, surface temperatures and precipitation. *J. Climate*, 13, 4358-4365.

van Loon, H. and K. Labitzke, 1987: The Southern Oscillation. Part V: The anomalies in the lower stratosphere of the Northern Hemisphere in winter and a comparison with the Quasi-Biennial Oscillation, *Mon. Wea. Rev*., 115, 357-369.

van Loon H. and K. Labitzke, 1998, The signal of the 11-year solar cycle in the global stratosphere, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 60,

Wallace, J., M. and D. S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev*., 109, 784-812.

Wallace, J. M. and Chang, F. C., 1982, Interannual variability of the wintertime polar vortex in the northern hemisphere mid- stratosphere, *J. Meteorol. Soc. Japan*, 60, 149-155.

Wallace, L. Panetta and J. Estberg, 1993, A Phase-Space Representation of the Equatorial-Stratospheric Quasi-Biennial Oscillation., *J. Atmos. Sci.*, 1751-1762.

Wallace, J. M., 2000: On the Arctic and Antarctic Oscillations. Lecture from the 2000 NCAR Advanced Studies Program Summer Colloquium on Dynamics of Decadal to Centennial Climate Variability, Eric DeWeaver and Michael Palmer Eds.

Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, 2000, Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J. Climate*, 13, 1000-1016.

Wang, W.-C., X.-Z. Liang, M. P. Dudek, D. Pollard and S. L. Thompson, 1995: Atmospheric ozone as a climate gas. *Atmospheric Research*, 37, 247-256.

Waugh, D.W., W. J. Randel, S. Pawson, P. A. Newman and E. R. Nash, 1999: Persistence of lower stratospheric polar vortices. *J. Geophys. Res.*, 104, 27191-27201.

Weatherhead, E. C.et al., 1998, Factors affecting the detection of trends: statistical considerations and applications to environmental data, *J. Geophys. Res*., 103, 17149-1716.

Wigley, T.M.L., 2000: ENSO, volcanoes and record breaking temperatures. *Geophys. Res. Lett*, 27, 4101–4104.

World Meterological Organisation (WMO), 1999, Scientific assessment of ozone depletion: 1998, Global Ozone Res. and Monit. Proj., Rep. 44, Geneva.

World Meterological Organisation (WMO), 2003, Scientific assessment of ozone depletion: 2002, Global Ozone Res. and Monit. Proj., Rep. 47, Geneva.

Yulaeva, E., and Wallace, J.M., 1994, The signature of ENSO in global temperature fields derived from the Microwave Sounding Unit, *J. Clim*, 7, 1719-1736.

Zhou, S., A. Miller, J. Wang, and J. K. Angell, 2001, Trends of NAO and AO and their associations with stratospheric processes *Geophys. Res. Lett.* 28, 4107-4110.