



HAL
open science

Évaluation du transport isentropique à travers la barrière dynamique stratosphérique subtropicale de l'hémisphère sud

Guillaume Kirgis

► **To cite this version:**

Guillaume Kirgis. Évaluation du transport isentropique à travers la barrière dynamique stratosphérique subtropicale de l'hémisphère sud. Climatologie. Université de la Réunion, 2008. Français. NNT: . tel-00326264

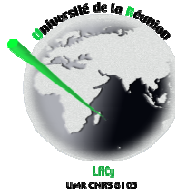
HAL Id: tel-00326264

<https://theses.hal.science/tel-00326264>

Submitted on 2 Oct 2008

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.



THESE DE DOCTORAT

Spécialité Physique de l'Atmosphère

Présentée par

Guillaume Kirgis

Pour l'obtention du grade de **DOCTEUR de l'Université de la REUNION**

Evaluation du transport isentropique à travers la barrière dynamique stratosphérique subtropicale de l'hémisphère sud

Soutenue le 9 Septembre 2008 devant le jury composé de :

M. Alain Hauchecorne	Président du jury
M. Bernard Legras	Rapporteur
M. Philippe Ricaud	Rapporteur
M. Jean Diatta	Examineur
Mme Sophie Godin-Beekmann	co-Directrice de thèse
M. Hassan Bencherif	co-Directeur de thèse



THESE DE DOCTORAT

Spécialité Physique de l'Atmosphère

Présentée par

Guillaume Kirgis

Pour l'obtention du grade de **DOCTEUR** de l'Université de la REUNION

Evaluation du transport isentropique à travers la barrière dynamique stratosphérique subtropicale de l'hémisphère sud

Soutenue le 9 Septembre 2008 devant le jury composé de :

M. Alain Hauchecorne	Président du jury
M. Bernard Legras	Rapporteur
M. Philippe Ricaud	Rapporteur
M. Jean Diatta	Examineur
Mme Sophie Godin-Beekmann	co-Directrice de thèse
M. Hassan Bencherif	co-Directeur de thèse

Remerciements

Ma reconnaissance et ma sincère gratitude vont à Sophie Godin-Beekmann et Hassan Bencherif, mes co-directeurs de thèse, qui m'ont soutenu et encadré avec bienveillance tout au long de ce travail.

Cette thèse a été réalisée au sein du Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones de l'Université de la Réunion. Cet effort de recherche ayant été soutenu par Thierry Portafaix et Serge Baldy puis par Robert Delmas, je tiens à les en remercier.

Je remercie Mesdames et Messieurs les membres du jury pour avoir accepté de lire et de juger mon travail en un temps restreint. Particulièrement, je souhaite manifester ma reconnaissance à Jean Diatta pour les discussions enrichissantes qui ont abouti à cette coopération fructueuse.

Je remercie toutes les personnes du Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones et du Service d'Aéronomie que j'ai côtoyées durant ces trois années, en particulier Jimmy Leclair de Bellevue, Jean-Marc Metzger et Françoise Posny pour leur soutien et leur chaleureuse compagnie. J'adresse également mes remerciements à Samuel et Vidya pour avoir réussi à me « supporter » depuis 3 ans dans le même bureau, avec la gentillesse qui les caractérisent.

Je remercie Cathy Boone (IPSL - Paris) et Delphine Ramalingom (CCUR - La Réunion) pour l'aide précieuse qu'elles m'ont apportée.

Je tiens également à remercier Emmanuel Cordier pour la lecture attentionnée de ce manuscrit en un temps record.

Je souhaite manifester ma reconnaissance à Françoise Desalmand et Philippe Drobinski pour avoir suscité mon intérêt pour la physique de l'atmosphère et m'avoir permis de continuer dans cette voie.

Mes remerciements s'adressent enfin et surtout à mes amis, toujours présents aussi bien dans les moments de déprimés que dans les moments de fêtes heureusement plus nombreux. L'équipe de plongeurs du Lavandou Plongée tiens une place privilégiée dans ces remerciements. Je leurs dois aussi bien un soutien indispensable que leur expérience affûtée de la nature humaine et de la pédagogie. Merci également aux équipes de Paris pour leur confiance et les nombreuses sorties enrhumée.

Enfin et surtout, merci aux anciens de Paris et de Toulouse, présents depuis le début, comme aux nouveaux de la Réunion : Benoit, Lynda, Aurélien, Guillaume(s), Ben, Jérôme, Gérard, Ugo, Matthieu(s), Julie, Agnès, Manu(s), Stef. Merci à la Jolo connexion et à la Rael family pour le support musical. Pour finir, une spéciale pour les petites nées durant ces trois ans : Anaïs, Tess, à la dernière qui s'accroche Raurii et à ceux qui sont en route...

Je tiens à dédier ce manuscrit à mes parents et ma famille, ils ont toute ma gratitude pour leur compréhension et leur soutien de chaque instant.

« Yesterday is history, tomorrow is a mystery, but today is a gift. That is why it is called the present »

Sommaire

Sommaire	1
Introduction générale.....	3
Chapitre I - Dynamique stratosphérique.....	15
I.A Circulation zonale des masses d'air stratosphériques	17
I.B La circulation méridienne.....	21
I.C Filamentation des masses d'air et barrières au mélange	28
I.D Oscillations et variabilité	34
I.E Conclusion	47
Chapitre II - Détection de barrières dynamiques	49
II.A La stratégie imaginée	51
II.B Les traceurs	53
II.C Les moyens d'observations	57
II.D Le modèle MIMOSA.....	62
II.E Les données	66
II.F Les outils diagnostiques	73
II.G Méthode de classification – Algorithme des k-moyennes.....	81
II.H Conclusion	112
Chapitre III - Variabilité de la stratosphère de l'hémisphère sud	115
III.A Le flux ondulatoire.....	117
III.B Les réservoirs stratosphériques.....	134
III.C Conclusion	158

Chapitre IV – Perméabilité de la barrière subtropicale.....	161
IV.A Description des échanges méridiens.....	163
IV.B Suivi des échanges.....	172
IV.C Implication dans le transport de l’ozone	187
IV.D Conclusion	197
Conclusion générale et perspectives.....	199
Références bibliographiques	207
Annexes.....	221
A - La vorticité potentielle (Théorème d’Ertel)	222
B - L’Oscillation Quasi-Biennale.....	224
C - Le cycle solaire de 11 ans	230
Liste des figures	235
Liste des tableaux	247

Introduction générale

CADRE GENERAL DE L'ETUDE

Le système climatique terrestre est un système interactif complexe dont l'une des composantes est l'atmosphère. Cette composante est sûrement l'un des milieux les plus rapidement affectés par des perturbations des équilibres de l'environnement. En particulier, l'influence qu'exerce l'homme aujourd'hui sur la nature semble prendre une ampleur de moins en moins négligeable.

L'atmosphère terrestre se représente en un découpage simple en couches successives : troposphère, stratosphère, mésosphère et thermosphère, en fonction du signe du gradient vertical de température (cf. figure 0-1). Ce découpage est complété par des couches séparatrices dont le nom est composé du suffixe « pause » : tropopause, stratopause et mésopause.

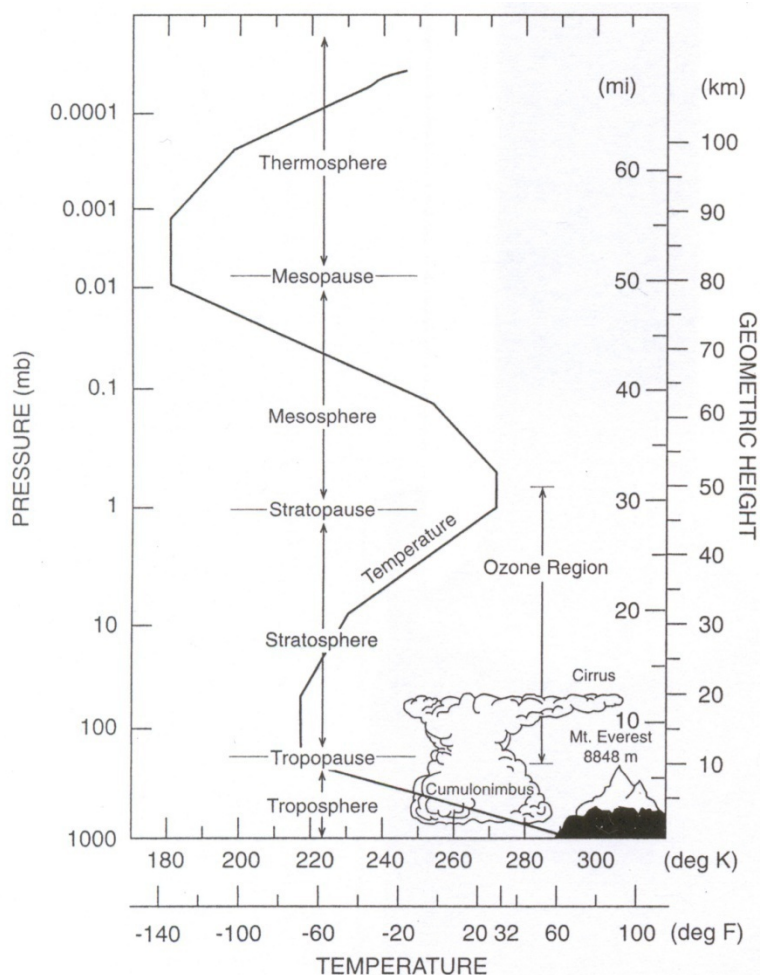


Figure 0-1 : Structure thermique des couches atmosphériques. D'après Brasseur et Solomon (2005).

INTRODUCTION GENERALE

La structure verticale moyenne de température résulte en première approximation des actions thermiques du rayonnement qui déterminent la distribution du taux net de réchauffement (voir par exemple Andrews *et al.*, 1987). Dans la stratosphère, le réchauffement est lié à l'absorption du rayonnement ultraviolet (UV) solaire par l'ozone (O₃), tandis que le refroidissement provient de l'émission infrarouge (IR) par les gaz à effets de serre tels que le dioxyde de carbone (CO₂), le méthane (CH₄), le protoxyde d'azote (N₂O), la vapeur d'eau (H₂O) et l'ozone. Le bilan thermique de la stratosphère dépend donc directement de la distribution des gaz radiativement actifs qui peuvent varier naturellement à diverses échelles spatio-temporelles, mais également sous le forçage anthropique.

Parmi les gaz les plus actifs d'un point de vue radiatif, l'ozone se distingue par sa répartition verticale. Elle est caractérisée par un maximum de concentration situé entre 25 et 30 km. L'impact de l'ozone sur le climat peut donc se résumer à des changements de température. Par conséquence, la diminution de la quantité d'ozone dans la stratosphère entraîne une baisse de la température stratosphérique. Les observations ont montré qu'au cours de ces dernières années, pour la période 1979-2005, le refroidissement de la stratosphère était de l'ordre de 0,5 K/décennie (WMO, 2006). Ce refroidissement a été relié à l'augmentation de la destruction de l'ozone stratosphérique par la production anthropique croissante de certains gaz. Pourtant, l'équilibre de la couche d'ozone est primordial pour la protection de la vie sur terre par l'absorption du rayonnement UV.

Le Protocole de Montréal¹ a été mis en place (1987) pour réduire et à terme éliminer complètement les substances qui appauvrissent la couche d'ozone. Depuis l'observation du « trou » dans la couche d'ozone au-dessus de l'Antarctique (1980), des destructions importantes d'ozone ont été observées au cours des années 1990. Depuis, le refroidissement stratosphérique observé au long de ces vingt dernières années a récemment ralenti. Effectivement, il a été observé la stabilisation voire l'arrêt de la diminution de la quantité d'ozone au-dessus des deux hémisphères. Les valeurs moyennes de la colonne totale d'ozone entre 2002 et 2005 ne seraient plus que de 3,5% inférieures à celles de 1964-1980. La réduction d'émission de substances destructrices de l'ozone stratosphérique comme conséquences du Protocole de Montréal impliquerait la reconstruction de la couche d'ozone comme observée dans les années 1980 (figure 0-2).

¹ Le Protocole de Montréal est un accord international signé par 24 pays et par la Communauté économique européenne le 16 septembre 1987 dans la ville de Montréal, au Québec. Aujourd'hui 191 pays sont signataires de ce protocole.

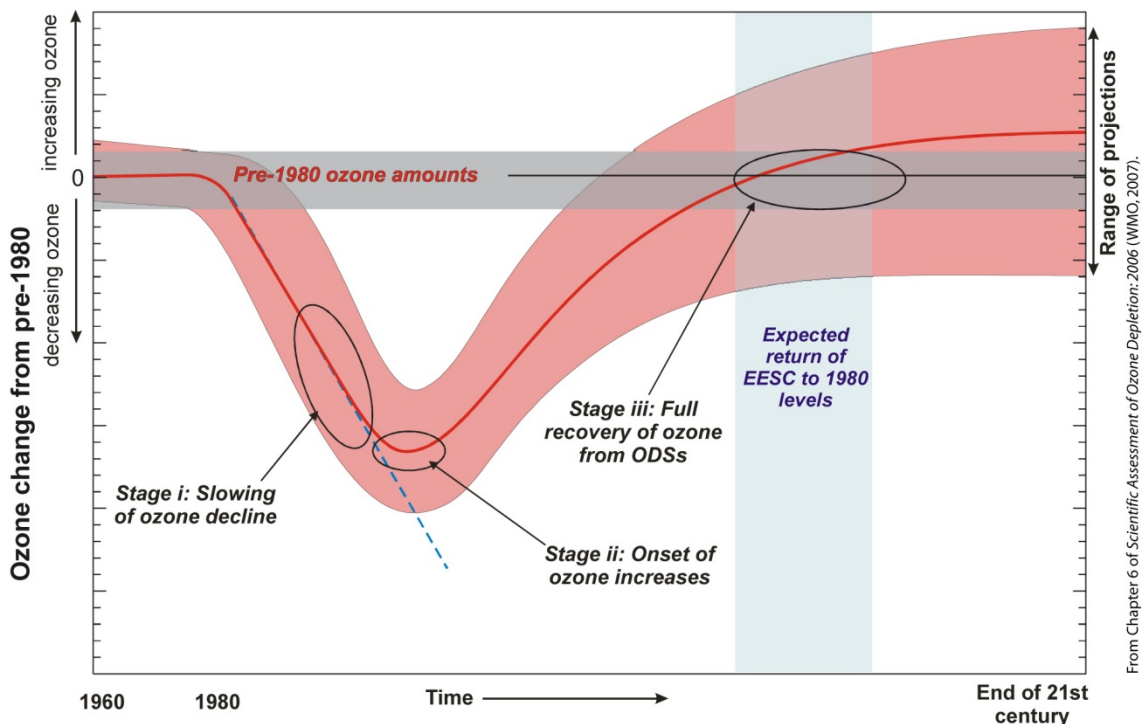


Figure 0-2 : Représentation schématique de l'évolution temporelle de l'ozone global au cours du 20^e et du 21^e siècle. La période pre-1980 représente les quantités d'ozone avant leur chute due à l'émission anthropogénique de substances destructrices d'ozone (ODS : Ozone-Depleting Substances). La ligne rouge représente la variation de la quantité d'ozone global et les trois étapes de son retour aux quantités d'ozone pré-1980. La région délimitée en rouge autour de cette courbe représente la variabilité observée et modélisée correspondante. La région délimitée en bleu représente le retour à des concentrations de EESC (Equivalent Effective Stratospheric Chlorine) observables avant les années 1980. D'après WMO (2006).

En Antarctique, le rôle des composés chlorés issus des halocarbures d'origine anthropique, via un mécanisme mettant en jeu la formation de nuages stratosphériques à basse température suivie de cycles catalytiques de destruction de l'ozone après le retour du soleil au printemps, ne fait plus aucun doute aujourd'hui (WMO, 2002). Néanmoins, la détermination des aspects quantitatifs de l'évolution de l'ozone stratosphérique doit également prendre en compte les processus dynamiques. Les différents mécanismes participant à la destruction sont plus importants pendant les hivers stratosphériques froids, caractérisés par des températures stratosphériques particulièrement basses et par un vortex intense² ; elles sont plus faibles pendant les hivers chauds et plus fortement perturbés.

² Au cours de l'hiver, le vortex polaire, qui est un jet d'ouest particulièrement intense, se forme entre les moyennes et hautes latitudes (voir le chapitre I.A.2 pour de plus amples détails).

INTRODUCTION GENERALE

Au cours du réchauffement stratosphérique qui a eu lieu au mois de septembre 2002, le vortex polaire s'est scindé en deux parties distinctes comme on peut le voir sur la figure 0-3 qui représente les champs assimilés d'ozone sur l'isentrope³ 550K pour le 23 et le 24 septembre 2002.

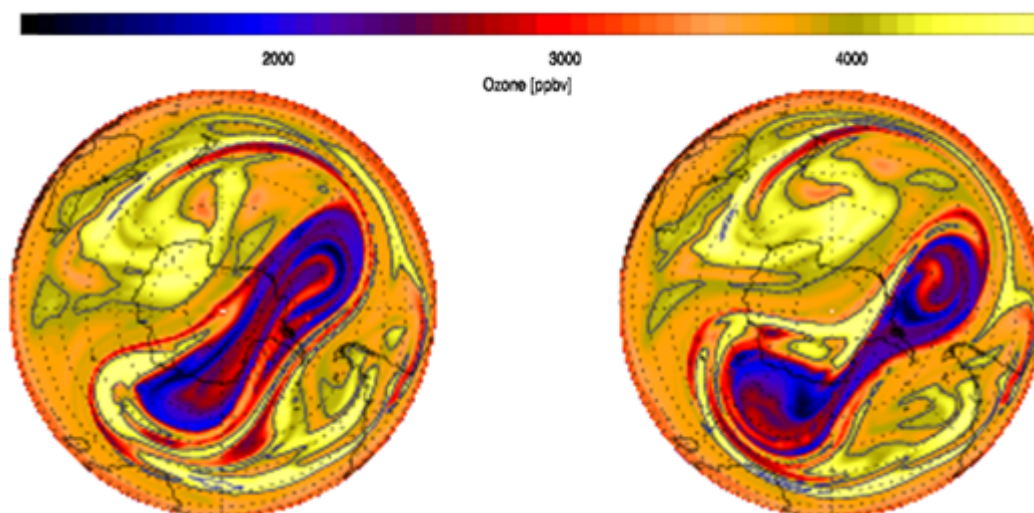


Figure 0-3 : Champ assimilés d'ozone obtenus à partir des données GOMOS sur l'isentrope 550K à l'aide du modèle de transport à haute résolution MIMOSA. D'après Fierli et al., 2004.

Aux moyennes latitudes, la diminution est similaire à celle obtenue pour les plus hautes latitudes (WMO, 2002 et 2006). Dans l'hémisphère sud, cette diminution a atteint 6% par décennies. Cette évolution ne peut s'expliquer par les mêmes mécanismes que ceux mis en évidence dans les régions polaires. Les modèles de simulation numérique fondés sur les connaissances les plus récentes de l'équilibre de la couche d'ozone et de son évolution sous l'influence des activités humaines, ont tendance à sous-estimer les valeurs des diminutions d'ozone par rapport à celles qui ont pu être observées. Ces différences résultent d'une connaissance incomplète aussi bien des processus chimiques que des processus dynamiques.

Pour ce qui est du transport dans la stratosphère, il peut être utile de distinguer le transport méridien s'effectuant le long des surfaces isentropes, le transport isentropique, de celui s'opérant à travers de telles surfaces, le transport diabatique. La figure 0-4 donne une représentation schématique des différents éléments de la description du transport stratosphérique.

³ Une surface isentrope est une surface caractérisée par une température potentielle constante.

INTRODUCTION GENERALE

Certains processus dynamique sont susceptibles de modifier le bilan de l'ozone aux latitudes moyennes. Ces processus affectent les échanges isentropiques entre la *surf zone* (zone de mélange) des latitudes moyennes et le vortex polaire d'une part, et entre la *surf zone* et le réservoir stratosphérique tropical d'autre part. Ils se font sous la forme de filaments ou de « langues », qui semblent jouer un rôle important dans le bilan de l'ozone (voir par exemple Hauchecorne *et al.*, 2001). Si ce rôle est aujourd'hui soupçonné, il reste encore à poursuivre l'effort de recherche pour **quantifier le transport total induit par ce type d'échange**, et ainsi **estimer sa contribution sur le bilan de l'ozone dans les différents réservoirs**, ce qui nécessite de **pouvoir diagnostiquer de manière précise la production de filaments ou de langues**.

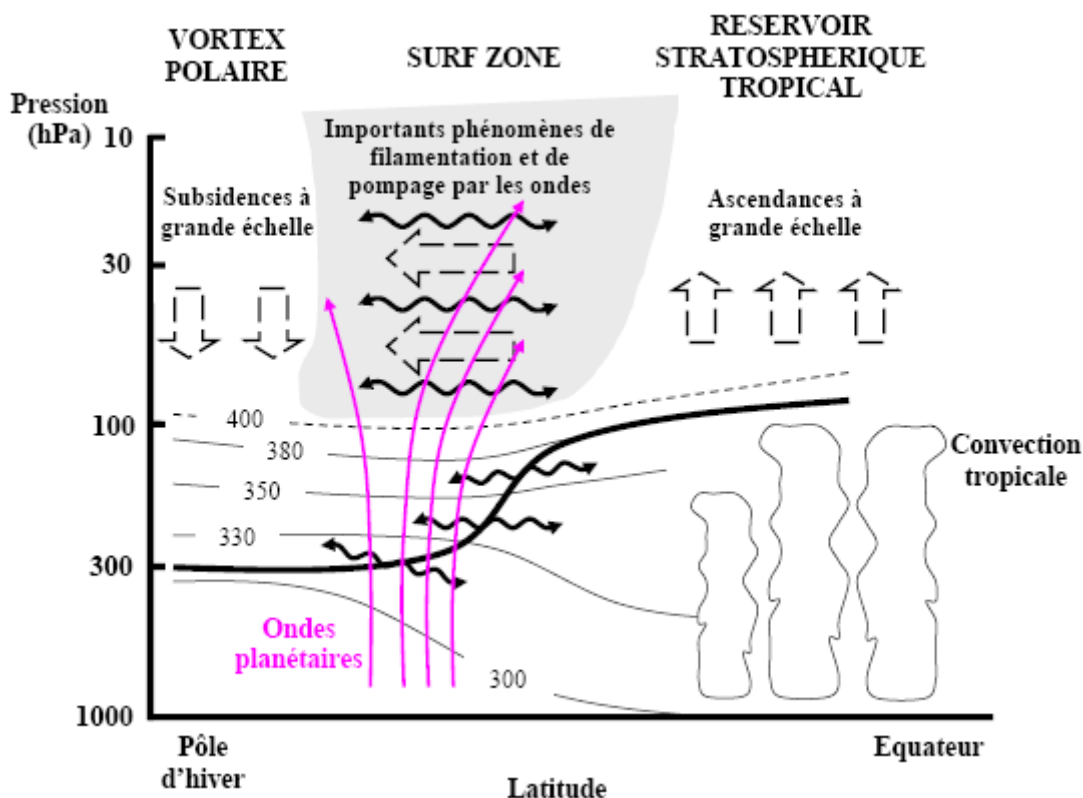


Figure 0-4 : Représentation schématique des principales régions de la stratosphère et des deux composantes du transport qui s'y opèrent. La tropopause est indiquée en trait gras. Les traits fins représentent les surfaces isentropes (en degré Kelvin). La région en-dessous de la surface isentropique 380K représente la « stratosphère inférieure » (« middle world »). Dans cette région, où les surfaces isentropes coupent la tropopause, des échanges isentropiques induits par les foliations de la tropopause peuvent se produire. Dans la région au-dessus de la surface isentropique 380K (« overworld »), les surfaces isentropes sont situées entièrement dans la stratosphère. La région en gris clair correspond à celle où les ondes planétaires de Rossby (en trait magenta), en déferlant, exercent une action de « pompage gyroscopique ». Les larges flèches tirées représentent la circulation à grande échelle (circulation de Brewer-Dobson) contrainte par cette action de pompage. Les doubles flèches sinueuses indiquent le transport isentropique induit par le phénomène de déferlement d'ondes de Rossby. D'après Morel (2004).

INTRODUCTION GENERALE

Il faut préciser que cette circulation méridienne n'est pas régulière en intensité au cours de l'année. Durant certaines périodes, la stratosphère tropicale et équatoriale est isolée de la stratosphère des moyennes latitudes. Les échanges entre ces zones sont bloqués par des processus dynamiques. On parle alors de barrière subtropicale de confinement ou barrière de mélange. Ce confinement des masses d'air équatoriales est plus ou moins perméable et plus ou moins bien localisé spatialement.

Cette notion de barrière subtropicale est remarquable entre autre sur la distribution des espèces traces à longue durée de vie (CH_4 et N_2O , figure 0-5). Ces deux traceurs représentent des distributions moyennes de structure similaire. Les lignes d'iso-rapports de mélange se soulèvent dans les régions tropicales situées entre -30° et 30° de latitude équivalente⁴. Elles redescendent ensuite en pente vers les pôles. Ceci suggère que le transport horizontal entre les tropiques et les moyennes latitudes est faible. Ce comportement s'explique si l'on considère l'existence d'une barrière subtropicale bloquant le transport le long des isentropes (Plumb A., 1993 et 2002, Norton *et al.*, 1994, Polvani *et al.*, 1995).

L'existence d'une telle structure n'est pas étonnante si l'on tient compte du comportement de la *surf zone*. Cette dernière, soumise au déferlement des ondes planétaires, produit en son sein un intense mélange qui créera inévitablement l'homogénéisation des concentrations de traceurs et créera d'intenses gradients de chaque côté de ce réservoir. Ces gradients représentent la position des barrières dynamiques (Sheperd, 2007).

L'île de la Réunion, territoire français situé dans l'Océan Indien ($20,8^\circ\text{S}$; $55,3^\circ\text{E}$), est l'un des rares sites en zone tropicale sud à effectuer des mesures en continu. D'autre part, il a été montré que la Réunion était sous l'influence périodique de la barrière subtropicale et en particulier, que cette dernière se situe approximativement à la verticale de la Réunion pendant la saison d'hiver austral (Bencherif, 2003).

⁴ Cf. chapitre II.F.1.a.

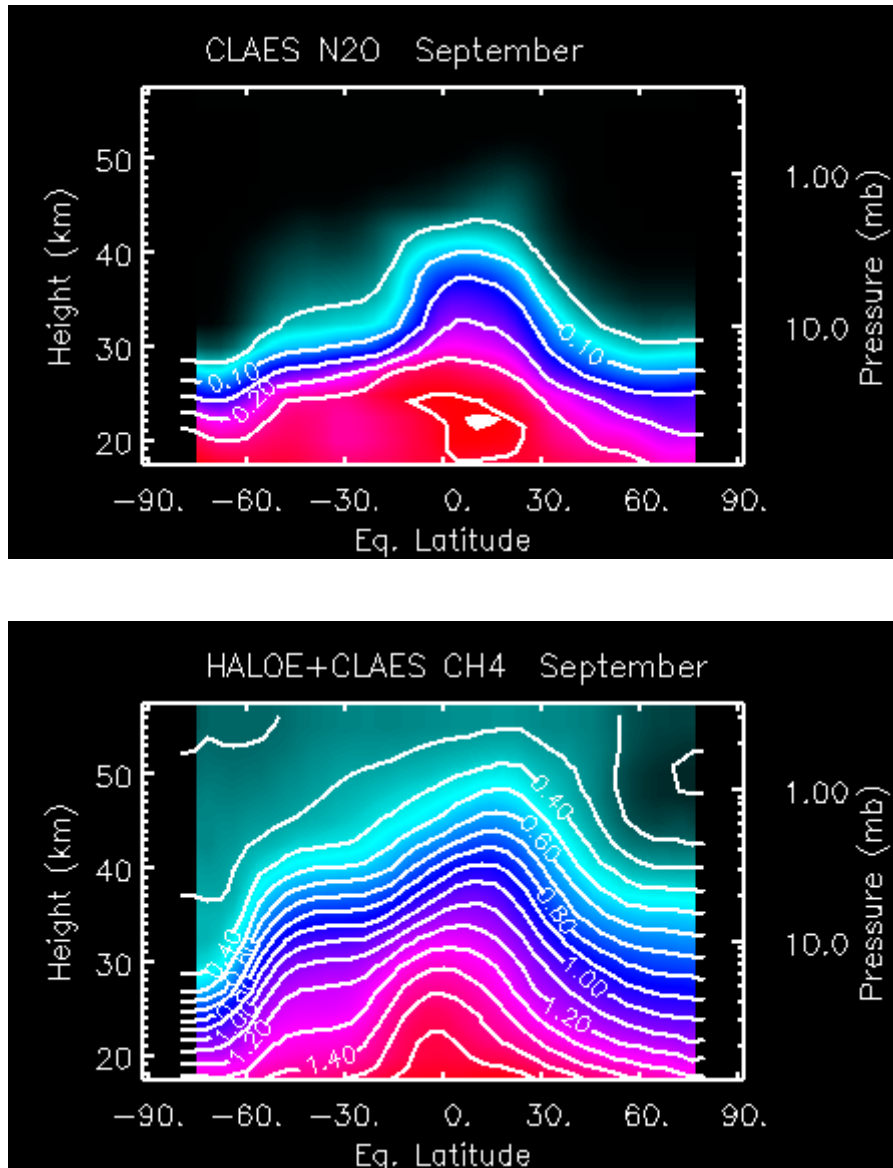


Figure 0-5 : Distributions moyennes mensuelles de protoxyde d'azote N₂O et de méthane CH₄ (en partie par million par volume (ppmv)) en fonction de l'altitude et de la latitude équivalente, pour le mois de septembre, calculées à partir des observations UARS pour SPARC⁵. Source : http://www.sparc.sunysb.edu/html/uars_index.html.

⁵ Stratospheric Process And their Role in Climate.

POSITION DU SUJET

Cette thèse s'intéresse au rôle de la barrière subtropicale dans la circulation méridienne entre le réservoir stratosphérique tropical et les moyennes latitudes. L'objectif essentiel étant **d'approfondir notre connaissance sur la barrière subtropicale et les échanges qui la traversent**. Compte tenu de notre connaissance encore incomplète des processus dynamiques de la stratosphère, une approche combinant les observations et la modélisation semble nécessaire. Le modèle mis en œuvre dans cette thèse est un modèle global à haute résolution spatiale par une technique « d'advection de contour », permettant de suivre l'évolution des structures filamentaires et des langues produites par le phénomène d'érosion des masses d'air tropicales et polaires à des échelles plus fines : le modèle MIMOSA (Hauchecorne *et al.*, 2002). L'originalité de cette étude est d'utiliser 26 années de données consécutives advectées par MIMOSA, analysées à l'aide de méthodes précédemment utilisées pour traiter des cas d'études et implémentées dans le logiciel DYBAL (Portafaix *et al.*, 2003). Une méthode empruntée à la statistique descriptive a été développée au cours de ce travail et utilisée pour caractériser de grands ensembles de données. Particulièrement, nous nous sommes attachés à la méthode de classification autour des centres mobiles (algorithme des *k-moyennes*) pour reconstituer les épisodes d'échanges à travers la barrière subtropicale. Le suivi de la variabilité saisonnière et interannuelle de la barrière a donc été une priorité. Il a alors été possible de mettre en évidence l'implication de l'oscillation quasi-biennale (QBO) et du cycle solaire de 11 ans sur la dynamique et le bilan de l'ozone dans les différents réservoirs.

PLAN DU TRAVAIL

Le mémoire présenté ici s'articule autour de quatre chapitres, qui tentent de répondre chacun à un objectif précis.

Le **Chapitre I** propose un état des lieux des connaissances sur la circulation stratosphérique et sur les ondes planétaires. Il détaille le fonctionnement du processus de filamentation et introduit les forçages auxquels il est soumis.

Le **Chapitre II** s'attache à exposer la stratégie imaginée et mise en place dans cette étude. Cette stratégie repose sur l'utilisation d'une large panoplie d'outils constituée de moyens d'observations, de modèles et d'outils diagnostiques, qu'il s'agit de décrire dans ce chapitre.

Le **Chapitre III** est consacré à la mise en évidence de la variabilité naturelle ou climatologique de la stratosphère. Partant de l'analyse du flux ondulatoire moteur de la circulation méridienne, il sera mis en évidence la variabilité des barrières dynamiques, du mélange et de l'extension méridienne des réservoirs stratosphériques.

INTRODUCTION GENERALE

Le **Chapitre IV** donne les résultats de l'analyse focalisée sur la barrière subtropicale. L'intensité et la variabilité de sa perméabilité seront exposées. Les préférences géographiques des échanges au travers de cette barrière dynamique seront présentées. La contribution de ces échanges sur le bilan de l'ozone sera alors abordée.

Chapitre I - Dynamique stratosphérique

I.A	Circulation zonale des masses d'air stratosphériques	17
I.A.1	La circulation zonale	18
I.A.2	Le vortex polaire	20
I.B	La circulation méridienne	21
I.B.1	Préambule.....	21
I.B.2	Circulation induite par les ondes.....	23
I.B.2.a	Les ondes planétaires de Rossby.....	24
I.B.2.b	Implication pour la stratosphère hivernale	25
I.B.3	L'âge de l'air.....	26
I.C	Filamentation des masses d'air et barrières au mélange	28
I.C.1	Identification des filaments	28
I.C.2	Structure et localisation géographique des filaments.....	30
I.C.3	Echauffements stratosphériques	32
I.D	Oscillations et variabilité	34
I.D.1	Variation saisonnière	34
I.D.2	Le forçage QBO	38
I.D.2.a	Présentation	38
I.D.2.b	Mécanisme.....	40
I.D.2.c	Impact extratropical.....	42
I.D.3	Influence du cycle solaire	43
I.E	Conclusion	47

Au cours de ce travail, nous nous sommes focalisés sur les barrières dynamiques stratosphériques pour mieux en comprendre les mécanismes de formation ainsi que leur évolution tant spatiale que temporelle. Pour mieux comprendre la problématique du transport stratosphérique et la formation de ces barrières, il convient de présenter les éléments essentiels de la dynamique stratosphérique. Tout d'abord, il sera explicité la circulation des masses d'air dans la stratosphère en différenciant les processus qui engendrent la circulation zonale et la circulation méridienne. Ensuite, nous présenterons sera mis sur le rôle central des ondes, rôle aujourd'hui bien connu des dynamiciens de l'atmosphère (voir par exemple Shepherd, 2000, 2007 pour une revue de ce sujet). Notamment, nous verrons comment les ondes planétaires de Rossby par interaction avec l'écoulement moyen induisent des modifications sur les conditions d'équilibre de la stratosphère hivernale. Puis, nous nous intéresserons particulièrement aux phénomènes transitoires associés au déferlement des ondes planétaires que l'on nomme filaments. Finalement, il conviendra de présenter un état des connaissances sur les oscillations et les variabilités qui modulent ces phénomènes et donc la stabilité de la stratosphère.

I.A Circulation zonale des masses d'air stratosphériques

En l'absence de mouvements ondulatoires, à toutes latitudes, la stratosphère serait proche de l'équilibre radiatif. La stratification de cette couche de l'atmosphère, liée à la présence de l'ozone, inhibe les mouvements verticaux qui sont de faible amplitude dans cette région alors que les mouvements horizontaux peuvent être rapides. De plus, bien que le champ de température moyenné globalement à chaque latitude soit dans l'approximation de l'équilibre radiatif, les mouvements ondulatoires induisent d'importants écarts autour de cet équilibre et particulièrement dans la stratosphère d'hiver. La distribution méridienne de température est ainsi le résultat de l'équilibre entre le bilan radiatif et le transport de chaleur produit par l'ensemble de ces mouvements. On peut ainsi expliquer la circulation zonale de la stratosphère par l'étude des mouvements diabatiques. Les caractéristiques du vortex polaire, produit essentiel de cette circulation, seront également détaillés.

I.A.1 La circulation zonale

La circulation zonale est engendrée par l'inégale répartition du chauffage radiatif. La distribution du chauffage radiatif net présente une forte dépendance saisonnière avec un maximum de chauffage au pôle d'été et un maximum de refroidissement au pôle d'hiver. Aux équinoxes, le maximum se localise plutôt dans la région équatoriale et le refroidissement au niveau des pôles. Une circulation diabatique se met en place de façon à équilibrer ce chauffage différentiel. Le pôle d'hiver révèle un bilan radiatif négatif. En effet, le refroidissement induit par les pertes d'énergie par rayonnement infrarouge (essentiellement lié à la présence de CO_2 , H_2O et O_3 , figure I-1) prédomine sur le chauffage lié à l'absorption du rayonnement ultra violet par l'ozone, particulièrement pendant la nuit polaire.

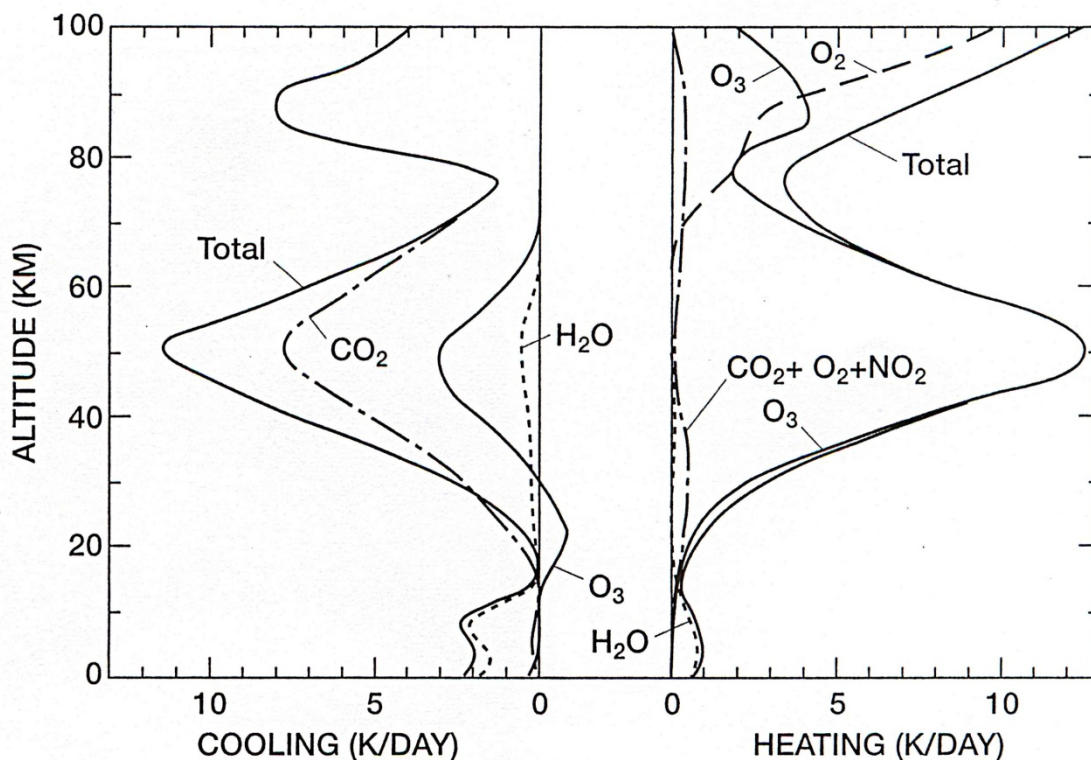


Figure I-1 : Distribution verticale du chauffage radiatif solaire induit par l'absorption du rayonnement solaire aux courtes longueurs d'ondes par l' O_3 , O_2 , NO_2 , H_2O , CO_2 (à droite sur la figure), du refroidissement de la surface terrestre par émission aux grandes longueurs d'ondes induites par CO_2 , O_3 et H_2O (à gauche de la figure). D'après London (1980).

Pour des raisons opposées, le bilan radiatif au pôle d'été est positif. La circulation diabatique induite par ce chauffage différentiel se manifeste par un soulèvement de l'air au niveau du pôle d'été, un entrainement méridien à travers la stratosphère d'hiver et une subsidence au niveau du pôle d'hiver. Le fort gradient thermique associé aux mouvements diabatiques génère un fort gradient de pression qui se traduit par des surfaces isobares comprimées au pôle d'hiver et dilatées au pôle d'été. Dans l'approximation géostrophique, qui estime que la force de pression équilibre la force de Coriolis (équation I.1), la circulation zonale résultante se manifeste par des vents d'ouest dans l'hémisphère d'hiver et par des vents d'est dans l'hémisphère d'été (figure I-2).

$$f_0 \cdot u = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial P}{\partial y} \quad (I-1)$$

Équation I-1 : Equilibre dans l'approximation géostrophique de la force de pression et de la force de Coriolis. f_0 correspond à la force de Coriolis (positive dans l'hémisphère nord et négative dans l'hémisphère sud), u à la composante zonale du vent, P à la pression, ρ à la masse volumique et y à la latitude.

Pendant les équinoxes, le chauffage différentiel est partagé et plus faible. La circulation diabatique induite se caractérise par un soulèvement d'air dans les régions équatoriales et un entrainement vers les pôles des hémisphères de printemps et d'automne. La circulation zonale résultante se manifeste alors par des vents d'ouest plus faible que précédemment dans les deux hémisphères.

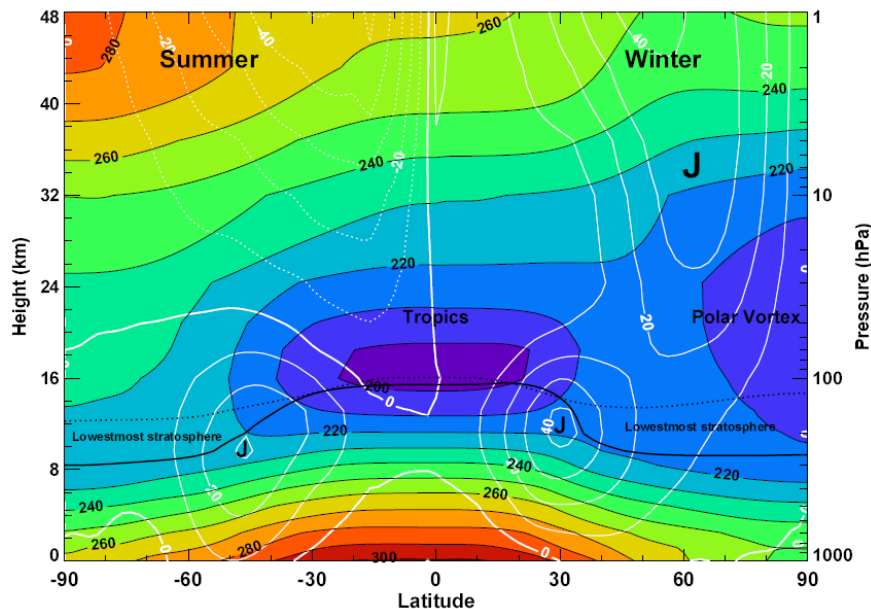


Figure I-2 : Moyenne zonale des champs de vent et de température en fonction de l'altitude pour les mois de janvier moyennés de 1979 à 1998. L'échelle de couleur ainsi que les contours noirs (par 20 K) représentent les valeurs de la température. Les contours blancs en pointillés (resp. pleins) représentent les valeurs du vent zonal négatives (resp. positives) par 20 m.s⁻¹. De Cordero et al., *Stratospheric Ozone Textbook*, chapter 6.

I.A.2 Le vortex polaire

Après l'équinoxe d'automne, la région polaire, privée de rayonnement solaire, ne bénéficie plus de l'échauffement lié à l'absorption des rayonnements ultraviolets par l'ozone. Le refroidissement par rayonnement infrarouge expose rapidement la stratosphère polaire à des températures très basses, inférieures à celles des moyennes latitudes. Ce refroidissement rapide produit un très fort gradient horizontal de température. La relation du vent thermique (équation I-2) induit des vents zonaux d'ouest autour du parallèle à 65° (région du terminateur solaire).

$$\vec{V}_T = -\frac{R}{f_0} (\vec{k} \wedge \vec{\nabla} T)_p \ln \left(\frac{p_0}{p_1} \right) \quad (I-2)$$

Équation I-2 : Relation du vent thermique \vec{V}_T entre les surfaces isobares p_0 et p_1 , f_0 représente la force de Coriolis, R la constante des gaz parfaits, T la température moyenne entre p_0 et p_1 et \vec{k} le vecteur unitaire de l'axe vertical.

Ces vents très intenses entraînent la formation d'un gigantesque tourbillon de circulation cyclonique très rapide, appelé vortex polaire (compris entre environ 12km et 50km d'altitude). Cet intense tourbillon isole les masses d'air polaires des masses d'air environnantes, accentuant de cette façon le gradient thermique, qui à son tour entretient cette circulation cyclonique. L'ozone participe donc, à cette structure au sein de laquelle, paradoxalement, des processus physico-chimiques se lient pour conduire à sa disparition depuis quelques années, en raison de la pollution anthropique.

Les variations du gradient thermique à l'origine de cette circulation polaire d'hiver lui confèrent un caractère instable.

La circulation zonale stratosphérique est donc directement générée par le chauffage radiatif. De plus, elle peut être soumise à des perturbations d'origine dynamique ou radiative appelées échauffements stratosphériques prenant leur source dans l'activité ondulatoire provenant de la surface terrestre. Cette activité ondulatoire correspond au forçage mécanique requis pour contraindre la circulation méridienne.

I.B La circulation méridienne

I.B.1 Préambule

Le schéma de la circulation méridienne globale a été mis en évidence (1949), entre autre, par le physicien anglais Dobson grâce à la mise au point de spectromètres mesurant directement le contenu intégré d'ozone atmosphérique. A partir de ces mesures, il a été capable de déterminer le cycle saisonnier de l'ozone et sa distribution latitudinale. La question a alors été posée de savoir pourquoi l'ozone produit majoritairement à l'équateur se retrouve en grande quantité au delà des tropiques à des latitudes bien supérieures. Ces grandes quantités d'ozones mesurées à hautes latitudes sont la conséquence d'une circulation lente issue des tropiques vers les moyennes et hautes latitudes. Ce modèle simple de circulation qui a été suggéré par Brewer et Dobson (1949) se constitue en trois parties. La première est caractérisée par des ascendances équatoriales qui sont le prolongement de la cellule de Hadley troposphérique. La deuxième partie est un transport stratosphérique vers les pôles. La troisième partie se caractérise par des subsidences à moyenne et haute latitude. Cette circulation détermine la distribution moyenne des constituants atmosphériques. Elle explique la similarité de structures entre les distributions d'espèces chimiques stratosphériques à relativement longue durée de vie (comme le méthane) et qui sont mesurées par satellites. La figure I-3 illustre le sens de cette circulation (flèches blanches) qui présente clairement une variation saisonnière.

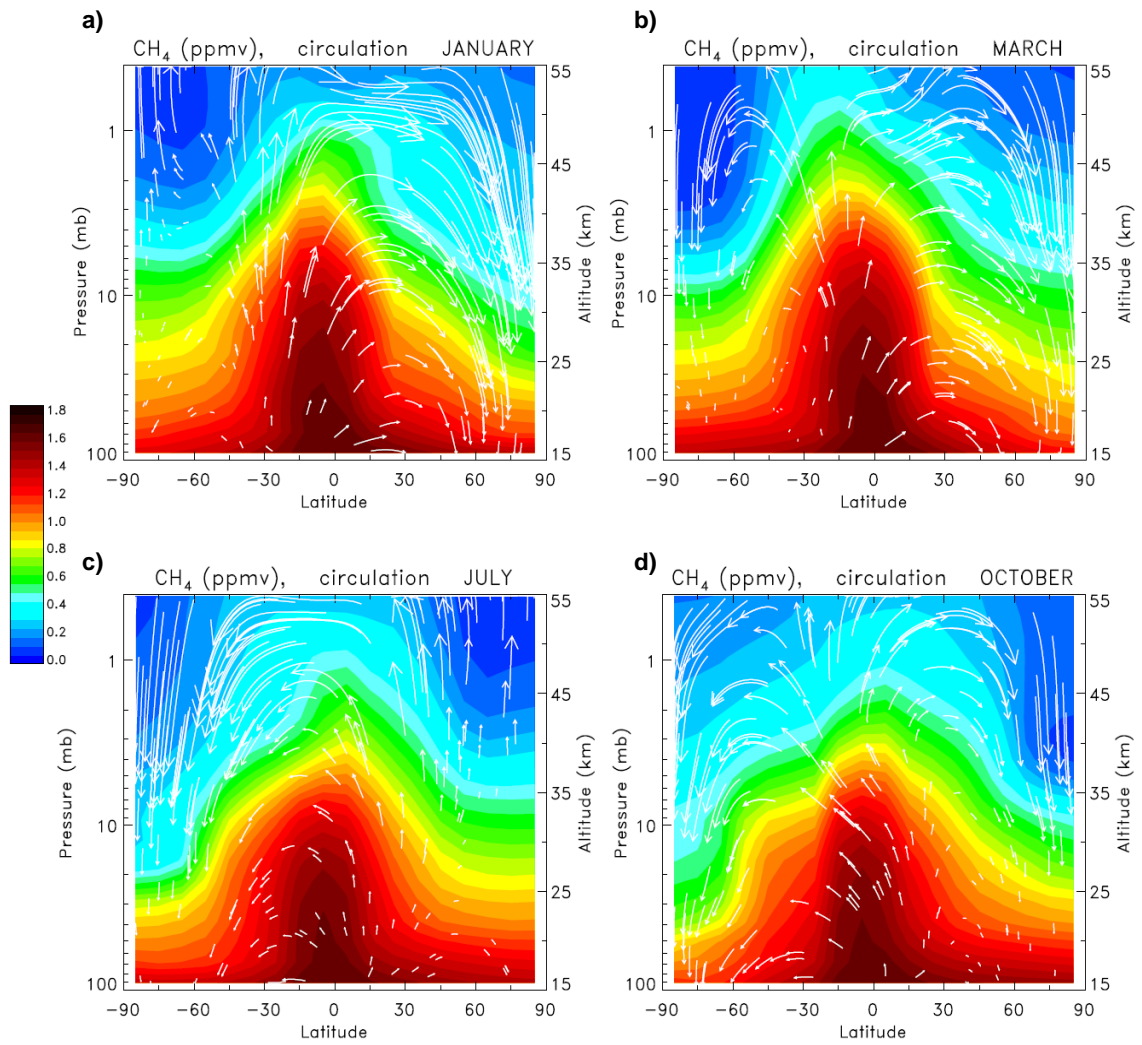


Figure I-3 : Moyenne zonale des champs de méthane (CH_4) pour les mois de janvier (a), mars (b), juillet (c) et octobre (d) (ppmv). Les flèches blanches matérialisent le transport du constituant et donc la circulation de Brewer-Dobson. De Cordero et al., *Stratospheric Ozone Textbook*, chapter 6.

I.B.2 Circulation induite par les ondes

Le mécanisme par lequel la circulation stratosphérique est associée au déferlement des ondes est appelé "pompe extratropicale" (Holton *et al.* 1995). Ce pompage mécanique à grande échelle (figure I-4) est également connu sous le nom de "circulation induite par les ondes" ou "wave-driven circulation". Sur cette figure, la région grisée représente la zone de mélange où le mélange méridien associé au déferlement des ondes a lieu. Ce mélange va donc être fonction de l'intensité des ondes planétaires dans la stratosphère. En effet, afin d'assurer la conservation du moment angulaire, les parcelles d'air, déviées des cercles de latitudes par la force de Coriolis, voient leur rotation locale modifiée pour compenser ce mouvement. La circulation de Brewer-Dobson apparaît ainsi essentiellement comme le résultat du déferlement dans l'atmosphère moyenne, aux latitudes moyennes et hautes. Ces ondes d'origines troposphériques sont appelées les ondes planétaires de Rossby.

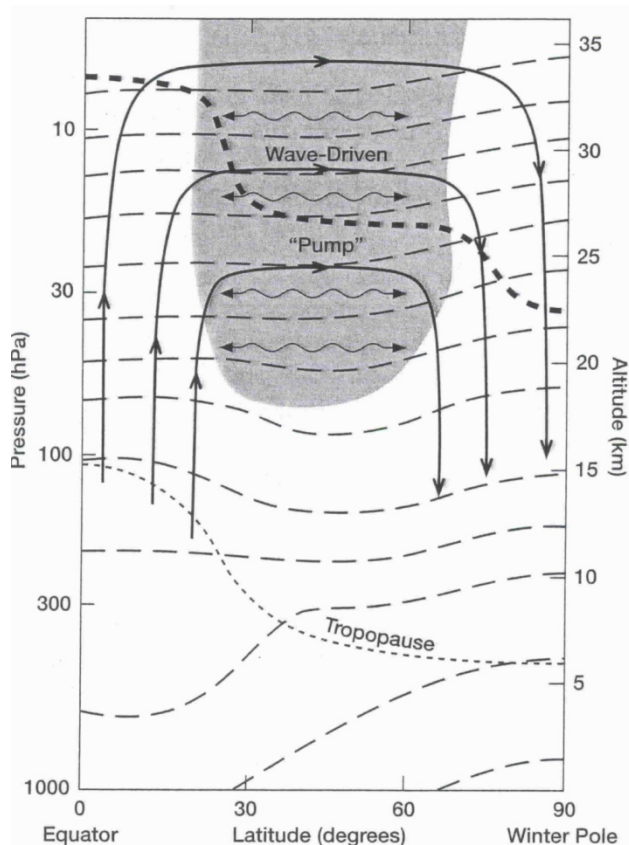


Figure I-4 : Représentation schématique du transport induit par les ondes dans la stratosphère hivernale. Les lignes tiretées représentent les surfaces isentropes. Les lignes en tirets gras montrent les lignes iso-rapport de mélange d'un traceur à longue durée de vie et la ligne pointillée représente la tropopause. D'après Holton et Alexander (2000).

I.B.2.a Les ondes planétaires de Rossby

Les ondes de Rossby ou ondes planétaires sont des mouvements ondulatoires de la circulation atmosphérique dus à la variation de la force de Coriolis avec la latitude. Ces ondes sont des structures de grande longueur d'onde qui se propagent zonalement. Elles sont caractérisées principalement par leur vitesse de phase, avec un déplacement rétrograde de ses crêtes ; c'est-à-dire dans la direction opposée à celle de la circulation générale. Leur période est inférieure à la durée d'une semaine et leur amplitude peut atteindre la totalité d'un hémisphère (Salby, 1996).

Les ondes de Rossby, particulièrement les ondes stationnaires qui ont une vitesse de phase nulle dans la direction zonale, se développent à partir des asymétries de la circulation atmosphérique troposphérique. Elles sont produites principalement par la topographie et les contrastes thermiques terre-mer. Ces contrastes sont plus importants dans l'hémisphère nord en raison de la présence plus marquée de terre et de chaînes montagneuses, ce qui produit des champs d'ondes différents entre les deux hémisphères. Par conséquent, les ondes stationnaires dans la stratosphère hivernale de l'hémisphère nord présentent des amplitudes nettement plus grandes que dans la stratosphère de l'hémisphère sud (Van Loone et Jenne, 1972). De plus, lorsqu'elles sont excitées, elles peuvent se propager verticalement et horizontalement dans un écoulement zonal d'ouest, mais sont piégées par un courant d'est. Ainsi toute l'activité ondulatoire planétaire est inhibée dans la stratosphère d'été où la circulation zonale se manifeste par des vents dirigés vers l'ouest.

Cette intense activité ondulatoire dans l'hémisphère nord induit une plus forte circulation de Brewer-Dobson plus intense durant l'hiver contrairement à l'hémisphère sud. Les processus de transport horizontal s'en retrouvent également intensifiés. Durant l'hiver de l'hémisphère sud, une parcelle d'air peut se déplacer des tropiques vers les moyennes latitudes, alors que pour l'hémisphère nord, elles peuvent atteindre les régions arctiques.

On trouve également des différences significatives de cette activité ondulatoire au printemps. Le printemps de l'hémisphère nord (mars) se caractérise par des gradients de température et des vents plus faibles pour les deux hémisphères. Le printemps de l'hémisphère sud (septembre) montre au contraire des gradients de température et des vents plus forts. Cette différence relève également de la plus faible activité ondulatoire de l'hémisphère sud au cours de l'hiver. L'effondrement du vortex polaire s'en retrouve donc décalé à la fin novembre.

I.B.2.b Implication pour la stratosphère hivernale

En regardant l'évolution du champ de vorticité potentielle (paramètre conservatif sous certaines conditions, cf. annexe A) sur la surface isentrope 850K (~35 km d'altitude), McIntyre et Palmer (1983) ont interprété la déformation rapide et irréversible des contours de vorticité potentielle comme la signature du déferlement d'ondes planétaires. Les ondes planétaires qui atteignent des amplitudes importantes dans la stratosphère hivernale, déferlent dans la zone de mélange ou « surf zone » (McIntyre et Palmer, 1984). Cette région de la stratosphère a une grande extension latitudinale, des latitudes moyennes aux latitudes subtropicales.

Lorsqu'elles atteignent la stratosphère, l'amplitude des ondes de Rossby peut augmenter jusqu'à atteindre un niveau de saturation où l'écoulement devient dynamiquement instable. Cette instabilité est caractérisée par le déferlement des ondes et la dissipation générée en lissant les petites échelles. Elle empêche de façon irréversible le réarrangement des parcelles d'air. Il résulte de ces processus non-conservatifs, un net transport horizontal, beaucoup plus rapide, des masses d'air stratosphériques à travers les différentes latitudes. Ce transport est représenté sur la figure I-5 par la répartition verticale de la concentration d'ozone dans la stratosphère mesurée en mars 2004 par l'instrument OSIRIS porté par le satellite ODIN.

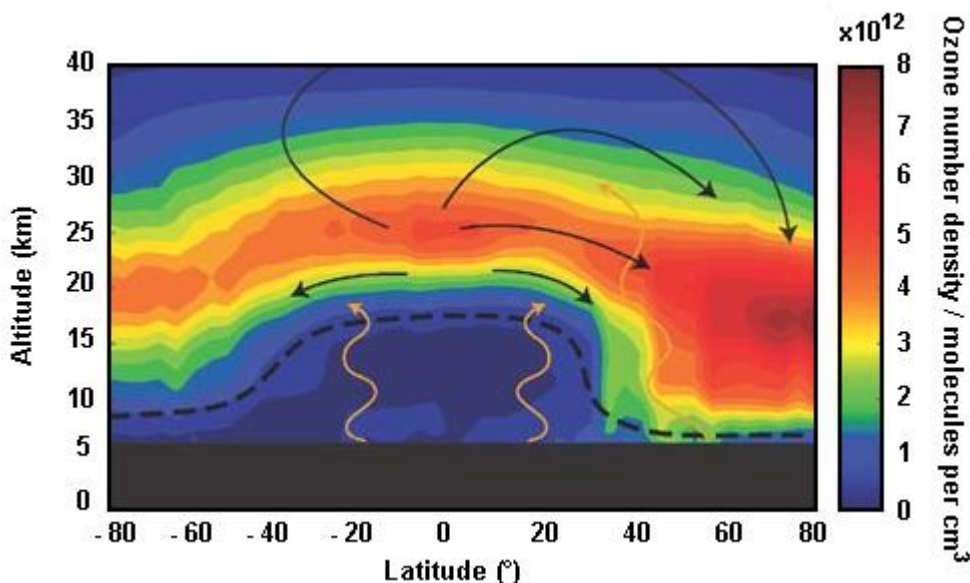


Figure I-5 : Répartition verticale de la concentration d'ozone dans la stratosphère mesurée en mars 2004 par l'instrument OSIRIS porté par satellite. Les flèches superposées montrent la circulation de Brewer-Dobson (en noir) et la montée des ondes planétaires troposphériques (en orange). De Shaw et Shepherd (2008).

I.B.3 L'âge de l'air

« L'âge de l'air stratosphérique » se définit comme la mesure du temps de transport d'une parcelle d'air voyageant de la tropopause en direction d'une altitude et d'une latitude spécifique dans la stratosphère (Kida, 1983; Waugh and Hall, 2002). En raison du mélange, une parcelle d'air se compose d'air d'âge différent, et se caractérise par un spectre spécifique (Waugh and Hall, 2002). La moyenne effectuée sur la distribution des âges présents dans ce spectre est connue sous le nom d'âge moyen de l'air qui est la quantité recherchée dans les modèles de circulation générale. Austin et Li (2006) ont démontré la cohérence de cette quantité comme mesure de l'intensité de la circulation de Brewer-Dobson ou du flux ascendant.

L'âge moyen de l'air le plus faible est proche de la tropopause tropicale ; il augmente avec l'altitude et la latitude, reflétant les temps de transport de la circulation générale (Waugh and Hall, 2002). Le traceur le plus utilisé pour cette mesure est l'hexafluorure de sulfate (SF_6) dont le temps de vie en atmosphère a été estimé par les modèles à plus de 3000 ans (Miller *et al.*, 1995). Il est produit en grande partie de façon anthropogénique (Ko *et al.*, 1993). Son augmentation troposphérique ainsi que son inertie chimique en troposphère et dans la stratosphère sont bien connues pour leur tendance linéaire au cours des 15 dernières années (Geller *et al.*, 1997).

La figure I-6 montre que l'âge de l'air est faible en haute troposphère (~18 km aux tropiques), ce qui s'explique par la distribution relativement uniforme de l'âge de l'air dans cette région. L'influence de la circulation de Brewer-Dobson sur l'âge de l'air apparaît clairement. L'air entre dans la stratosphère via la tropopause tropicale et commence son ascension à travers la stratosphère tropicale. Au vue de la variation de la densité de l'air dans l'atmosphère, il a été montré que 90% de l'air entrant dans la stratosphère à 16 km n'atteindra jamais une altitude supérieure à 32 km (Cordero *et al.*). Ces 90 % sont redirigés vers les moyennes et hautes latitudes via la branche descendante de Brewer-Dobson. Les parcelles d'air redescendent ensuite via les subsidences hivernales aux moyennes et hautes latitudes. L'air en basse stratosphère tropicale, relativement jeune, contraste ainsi avec l'air des moyennes et hautes latitudes dont l'âge peut être supérieur à 5 ans.

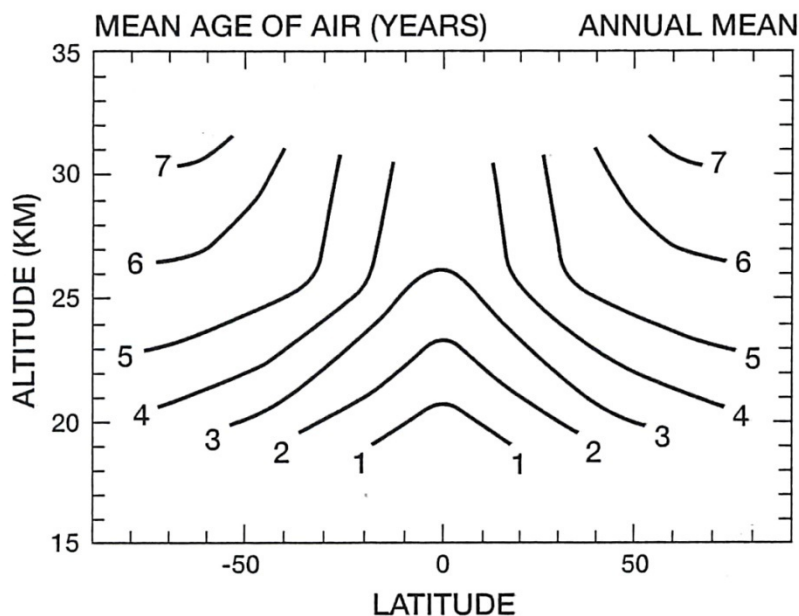


Figure I-6 : Distribution méridienne de l'âge stratosphérique moyen de l'air (représentation schématique des moyennes annuelles exprimées en années). De Hall *et al.*, 1999.

Initialement, les modèles de circulation générale n'étaient pas en accord sur le calcul de l'âge moyen de l'air : le modèle du GISS⁶ par exemple prédisait un ralentissement de la circulation en accord avec l'augmentation du gradient méridien accru entre l'équateur et les pôles (WMO 2002). Cette augmentation inhiberait alors la transmission des ondes dans la stratosphère. Actuellement, la plupart des modèles climatiques prévoient une intensification de la circulation de Brewer-Dobson (Butchart *et al.*, 2006; Austin and Li, 2006). Ceci signifie que dans un scénario de réchauffement climatique, l'air stratosphérique serait transporté plus rapidement et donc deviendrait plus jeune. L'implication directe d'un tel scénario sera une retro-action sur la chimie stratosphérique et spécifiquement sur la charge de chlore (Waugh *et al.*, 2007).

⁶ Goddard Institute for Space Studies.

I.C Filamentation des masses d'air et barrières au mélange

Comme on a pu le constater précédemment (I.B.2), l'une des conséquences du déferlement des ondes planétaires est le réarrangement irréversible des contours de vorticité potentielle sur les surfaces isentropes. Ce réarrangement a un effet direct sur la distribution des constituants atmosphériques transportés dans cette région par la circulation de Brewer-Dobson. Le processus de déferlement s'accompagne d'une filamentation importante (figure I-7), suivie d'un mélange par diffusion de petite échelle tendant à homogénéiser les concentrations des particules d'air dans le plan (quasi-)horizontal.

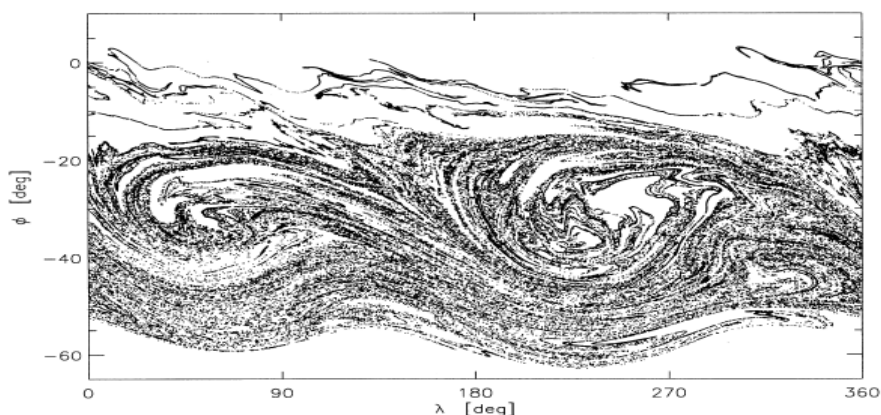


Figure I-7 : Résultat au 30^{ième} jour du calcul d'advection de particules sur la surface isentrope 1000K (environ 35 km d'altitude). Ce calcul s'appuie sur des champs de vent issus du modèle canadien de moyenne atmosphère (CMAM) pour le mois de juillet. De Shepherd (2000).

I.C.1 Identification des filaments

Plumb (2002) a montré par des considérations théoriques que le processus de filamentation était plus rapide que les ascendances et subsidences diabatiques. L'observation des distributions moyennes de champs de traceurs montre que le phénomène de déferlement des ondes planétaires produit effectivement une zone de mélange large dans les latitudes moyennes de la stratosphère pendant l'hiver ou le printemps. Cette zone de mélange est caractérisée par des contours iso-rapports de mélange quasi-horizontaux et se trouve limitée sur ses bords par de forts gradients horizontaux. Ces zones, qui coïncident avec des régions de brusques variations des propriétés dynamiques et chimiques, constituent dans un certain sens, des barrières au mélange. Ces barrières dont la perméabilité est mise à l'épreuve par le déferlement ondulatoire, isolent les masses d'air de la zone tropicale et du vortex polaire lorsqu'il existe.

En utilisant les résultats du modèle de circulation générale SKYHI, Bowman et Hu (1997) ont également montré que la barrière subtropicale de la *surf* zone est de forte (resp. faible) intensité dans l'hémisphère d'été (resp. hiver). La région située à l'intérieur de ces barrières subtropicales, qui constituent une zone de confinement pour les aérosols d'origine volcanique, porte le nom de « réservoir stratosphérique tropical » (Grant *et al.*, 1996).

Par ailleurs, de nombreuses anomalies d'ozone, dont la source prend naissance au cœur des filaments, ont été observées sur les profils verticaux depuis les premiers radiosondages d'ozone de haute qualité verticale des années 60. Dans la stratosphère, ces filaments peuvent être caractérisés par des couches enrichies en ozone (masse d'air provenant du réservoir tropical) ou appauvries en ozone (masse d'air provenant des moyennes latitudes) comparativement à un profil climatologique comme le montre la figure I-8.

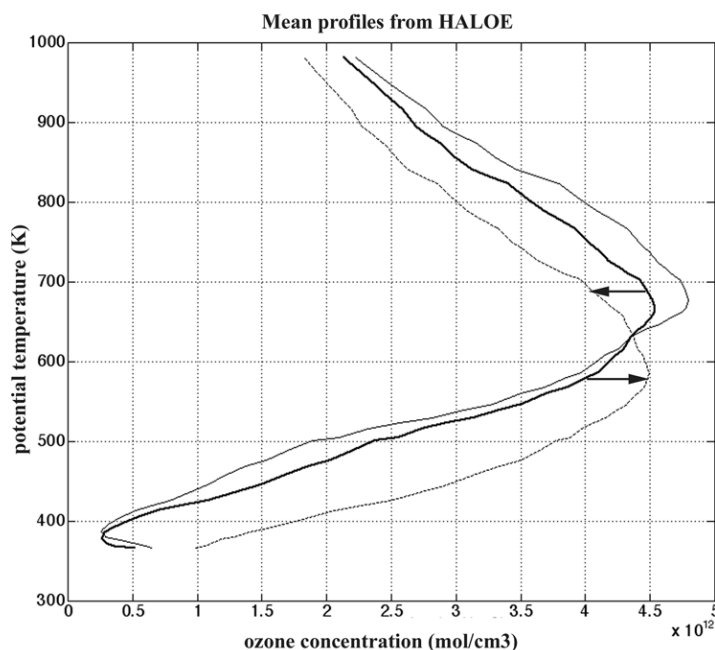


Figure I-8 : Profils climatologiques de concentration d'ozone en fonction de la température potentielle pour différentes latitudes. Le profil en trait plein gras représente l'île de la Réunion (21°S), le profil en pointillé représente les moyennes latitudes (40°S) et le profil en trait plein fin représente les tropiques (10°S). D'après Portafaix et al. (2003).

Ainsi, ces barrières ne sont pas totalement imperméables et des échanges sporadiques à travers elles sont possibles. Certains épisodes de déferlement d'ondes de Rossby dans la *surf* zone hivernale peuvent produire des déformations importantes de la barrière en bordure du vortex polaire et de la barrière subtropicale (processus d'érosion). De tels épisodes génèrent des langues d'air polaire (McIntyre et Palmer, 1984 ; Hauchecorne *et al.*, 2002 ; Godin *et al.*, 2002) ou tropical (Leovy *et al.*, 1985 ; Waugh *et al.*, 1994c ; Rogers *et al.*, 1998 ; Bencherif *et al.*, 2003 ; Portafaix *et al.*, 2003) qui une fois entraînées dans la *surf* zone, sont étirées sous forme de long filaments, puis mélangés à l'air environnant. Des intrusions d'air issu de la *surf* zone vers l'intérieur du vortex polaire (Plumb *et al.*, 1994 ; Dalberg et Bowman, 1994) ou du réservoir stratosphérique tropical (Jost *et al.*, 1998), peuvent également se produire lors de ces épisodes.

I.C.2 Structure et localisation géographique des filaments

Les filaments formés par le déferlement des ondes dans un plan quasi-horizontale ont également une grande extension verticale. Orsolini *et al.* (1995) ainsi que Schoeberl et Newman (1995) ont scruté la structure verticale de la filamentation en utilisant un modèle de transport.

La figure I-9 représente schématiquement la propagation d'un filament à l'extérieur du vortex polaire arctique. Schoeberl et Newman (1995) ont montré que les filaments avaient une structure verticale profonde, connectant souvent les plus hautes et les plus basses régions de la stratosphère. Lorsqu'ils se détachent du vortex, les filaments ont effectivement une grande extension verticale. Par la suite, suivant l'altitude et à cause du cisaillement de vent, ils se déforment. Godin *et al.* (2002) ont ainsi pu mettre en évidence le passage au-dessus de l'Observatoire de Haute-Provence d'un filament d'air polaire montrant une extension verticale maximale de 3 à 4 km.

Concernant le transport isentropique entre les tropiques et les latitudes moyennes, des études récentes indiquent que ce transport s'établit en fonction de la longitude, avec l'existence de « routes géographiques » privilégiées pour les intrusions d'air (Orsolini et Grant, 2000). Horinouchi *et al.* (2000) ont exploité cette voie, en basse stratosphère, à partir de l'étude des contours de vorticité potentielle et l'utilisation de la version atmosphère moyenne du modèle du National Center for Atmospheric Research (NCAR). Ils ont pu mettre en valeur des zones privilégiées où ces événements apparaissaient :   l'est du Pacifique et dans l'Atlantique. Une étude de la barrière dynamique stratosphérique subtropicale pendant l'hiver 2003 (Kirgis, 2004) a également montré l'existence de voies semblables dans l'hémisphère sud (les côtes est de l'Amérique du sud et de l'Afrique du sud ainsi que la zone Océan Indien).

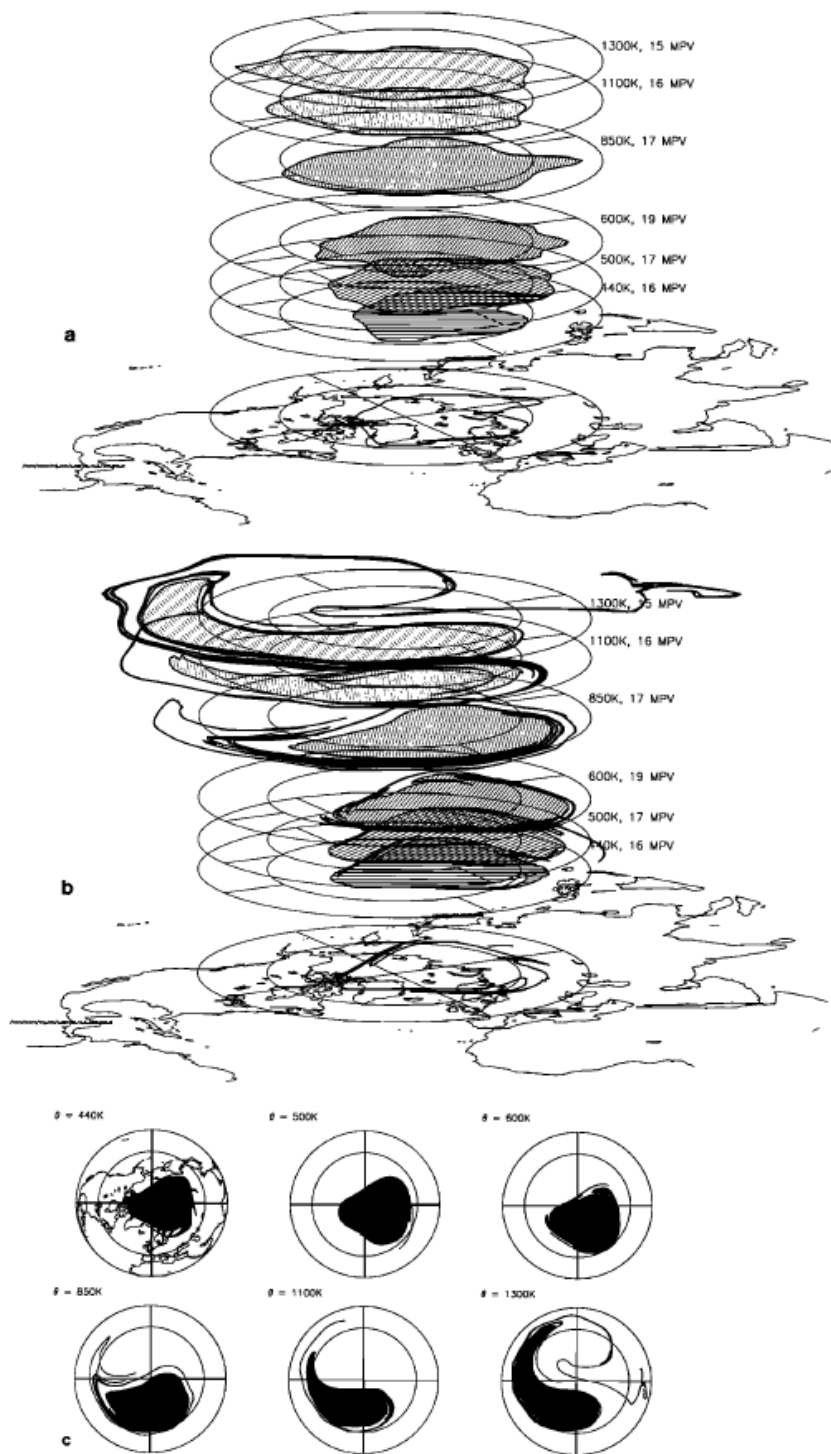


Figure I-9 : a) Représentation du vortex à l'aide des contours de vorticité potentielle sur isentropes le 2 janvier 1992. b) L'évolution du vortex 10 jours plus tard et la formation d'un filament au-dessus de 600K. c) Projection orthographique de la figure b) sur les différents niveaux séparément. D'après Schoeberl et Newman (1995).

I.C.3 Échauffements stratosphériques

Une autre source de production de filaments comme conséquence de l'interaction ondes-écoulement moyen provient des échauffements stratosphériques soudains. Ces événements peuvent conduire à une augmentation très rapide de la température et une inversion du régime de vents d'ouest en est dans la stratosphère polaire hivernale. (Andrews *et al.* 1987).

Depuis leur découverte en 1952 par Scherhag, de nombreux cas ont été rapportés. Les échauffements majeurs⁷ sont observés principalement dans l'hémisphère nord. Bien que les hivers de la région arctique présentent une forte variabilité interannuelle, les échauffements majeurs se produisaient essentiellement pendant les mois de janvier et février jusqu'à il y a une quinzaine d'année environ (Labitzke et Naujokat, 2000). Depuis, les échauffements majeurs en janvier et février sont devenus moins fréquents, et fait nouveau, certains ont pu être observés en décembre, notamment en 1987 (Baldwin et Dunkerton, 1989), en 1998 (Manney *et al.*, 1999) et en 2001 (Naujokat *et al.*, 2002).

Parmi les cas les plus récents, celui observé au dessus de l'Antarctique, en septembre 2002, est l'un des plus documentés de l'hémisphère sud (voir entre autre Baldwin *et al.*, 2003 ; Kruger *et al.*, 2004 pour une revue de ce sujet). Phénomène marquant, il a conduit à une réduction du trou dans la couche d'ozone de 20 million de km² à moins de 5 million de km². Dans le cas d'un échauffement majeur comme celui-ci, on remarque sur la figure I-10 que la rupture du vortex polaire s'accompagne du mélange d'air polaire et tropical (Baldwin *et al.*, 2003). Cependant, on a également observé la reformation du vortex dans la basse stratosphère.

On peut également noter la formation de filaments lors d'échauffements mineurs. Dans ces conditions, le déferlement des ondes planétaires produit des distorsions du vortex polaire, suivies de l'expulsion de matière sous forme de filaments.

⁷ Réchauffement de la région polaire et inversion du gradient de température entre le pôle et 60° de latitude.

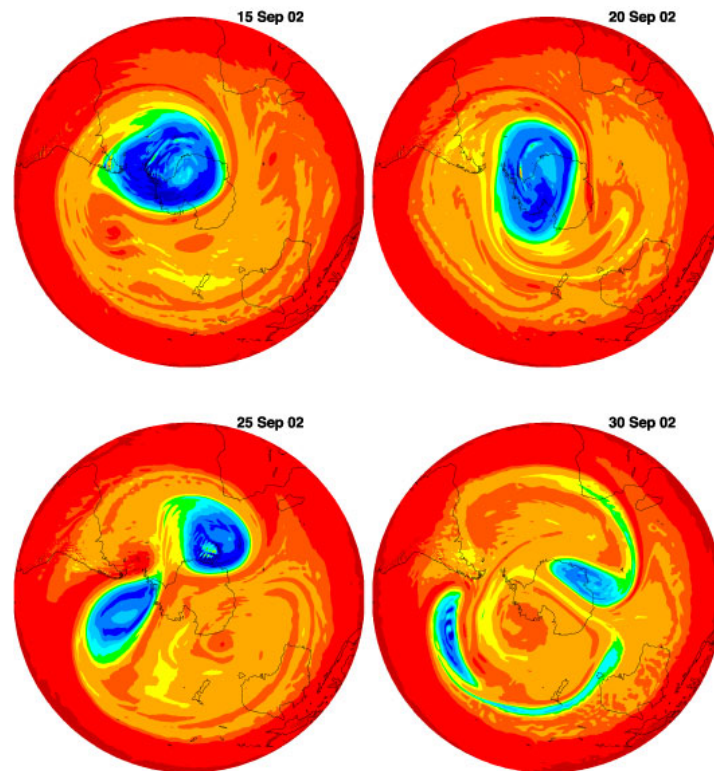


Figure I-10 : Vorticité potentielle sur la surface isentrope 850 K (proche de 10 hPa) pour l'hémisphère sud aux dates indiquées durant le mois de Septembre 2002. Le vortex polaire correspond aux valeurs de vorticité potentielle représentée en bleue. De Baldwin et al. (2003).

I.D Oscillations et variabilité

I.D.1 Variation saisonnière

A différentes échelles de temps allant de l'intra-saisonnier à l'interannuelle, le vortex polaire est influencé par plusieurs facteurs : la propagation et le déferlement des ondes planétaires, le cycle saisonnier du chauffage et du refroidissement radiatif dans la stratosphère, l'oscillation quasi-biennale (QBO) équatoriale, les éruptions volcaniques, l'oscillation Australe El Niño (ENSO), des variations décennales en possible associations avec le cycle solaire (Baldwin et Dunkerton, 1998). McIntyre et Palmer (1983, 1984) ont montré que les cartes de vorticité potentielle d'Ertel apportent une vision simple et utile des processus dynamique stratosphérique. La figure I-11 expose une climatologie réalisée par Baldwin et Dunkerton (1998) à partir des champs de vorticité potentielle calculés pour l'hémisphère nord sur l'isentrope 600K (~25 km) en utilisant les données quotidiennes du centre de prévision américain (NCEP/NCAR) de 1964 à 1996. Cette figure (I-11-a) montre pour plus de clarté deux cycles annuels. On constate clairement la prédominance du vortex polaire sur les autres structures dynamiques. Les lignes de maxima et minima locaux (A, B et C) définissent en termes de vorticité potentielle l'effet de l'existence - de la naissance à la désagrégation - du vortex sur les moyennes latitudes jusqu'aux tropiques. Le vortex se développe en automne (courbe A) et se dissipe rapidement au printemps (courbe C). Entre les deux, la courbe B présente une position intermédiaire. La région entre les courbes A et B définit une période au cours de laquelle la vorticité potentielle des moyennes latitudes diminue. Aux moyennes latitudes, le déferlement des ondes planétaires et l'érosion du vortex altèrent le cycle annuel qui serait prédominant dans une atmosphère zonalement symétrique (Butchart et Remsberg's, 1986). Il a donc été conclu que l'effet du déferlement des ondes planétaires était de diminuer, via le mélange de masses d'air tropical et des moyennes latitudes, le champ de vorticité potentielle des moyennes latitudes jusqu'au tropique.

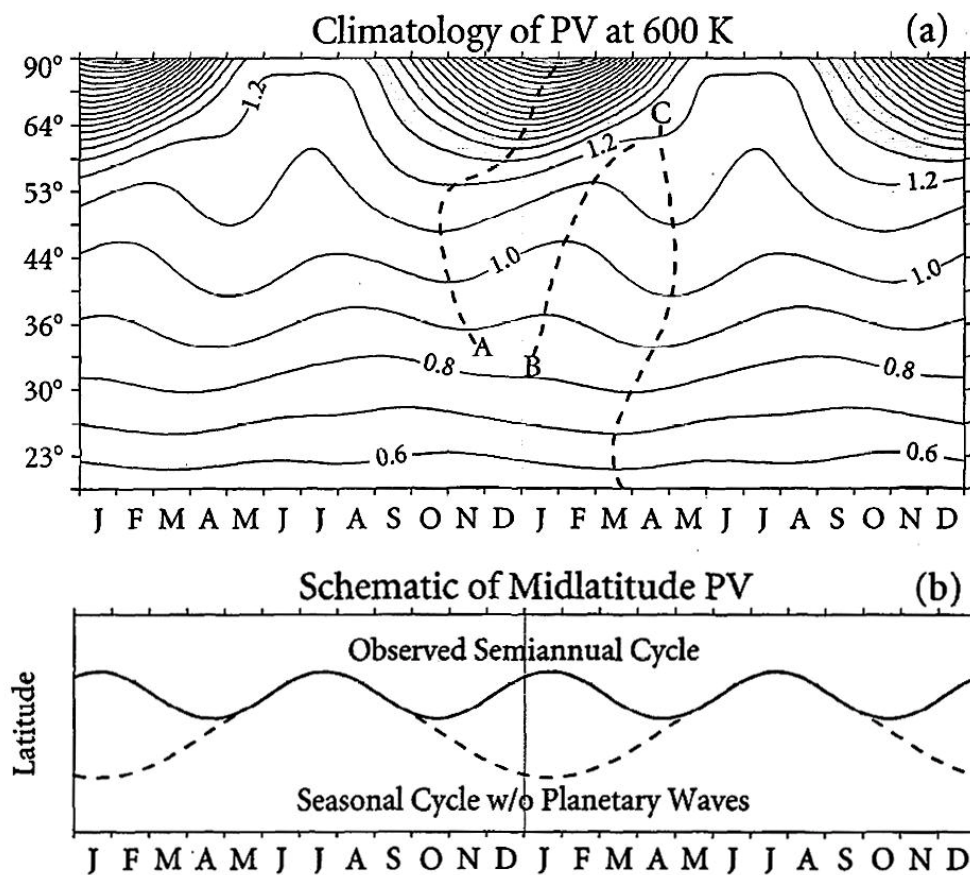


Figure I-11 : (a) Climatologie établie sur 32 ans pour la surface isentrope 600K à l'aide des données de vorticité potentielle (PV) pour l'hémisphère nord. Les lignes tiretées (A, B et C) représentent mes maxima et minima locaux. (b) Illustration schématique d'un contour de vorticité potentielle représentant les moyennes latitudes. La courbe tiretée décrit un hypothétique cycle saisonnier en l'absence de l'activité ondulatoire. D'après Baldwin et Dunkerton (1998).

Cette vision est cohérente avec le concept développé par McIntyre et Palmer et représentant la stratosphère en différentes régions aux caractéristiques dynamiques et aux compositions chimiques spécifiques. Dans ce contexte, la figure I-12 distingue différentes régions stratosphériques en fonction de la latitude, de l'altitude et de la saison :

- La région des tropiques s'étire entre 20°N et 20°S . Nommée réservoir stratosphérique tropical, elle se caractérise par de larges ascendances. C'est la zone où l'on retrouve les aérosols provenant de la troposphère. On y trouve également le maximum d'énergie radiative solaire (provenant des ultraviolets) permettant la génération d'ozone. Sa production y est maximale.

- La région des moyennes latitudes est séparée du réservoir tropical par la barrière subtropicale. Cette région est le lieu de subsidences engendrées par la circulation de Brewer-Dobson et de transport horizontal engendré par le déferlement des ondes planétaires (pompage gyroscopique). En hiver, on nomme cette région « surf zone » au regard du fort mélange augmenté par le renforcement de l'activité ondulatoire. En été, cette région englobe le restant de l'hémisphère en l'absence du vortex polaire.
- La région des pôles est isolée du reste de la stratosphère hivernale par le vortex polaire. La branche descendante de la circulation de Brewer-Dobson y dépose l'ozone formé aux tropiques.
- La basse stratosphère extratropicale est la région en dessous de la surface isentrope 380K et représente la stratosphère inférieure en dehors des tropiques. Dans cette région où les surfaces isentropes coupent la tropopause, des échanges isentropes peuvent se produire.

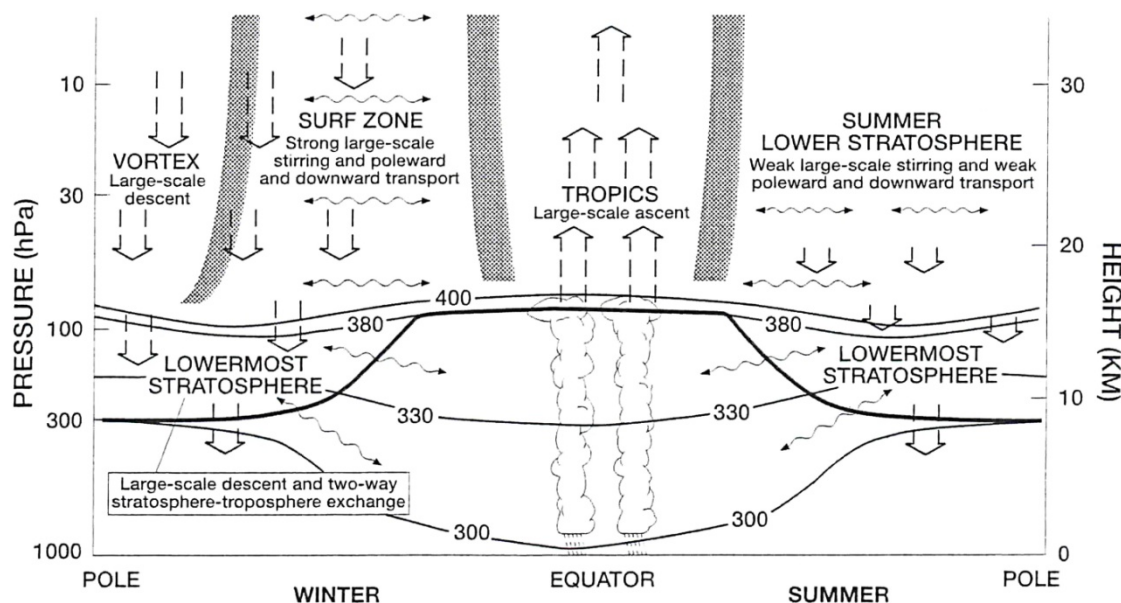


Figure I-12 : Représentation schématique des principales régions de la stratosphère hivernale et des deux composantes du transport qui s'y opèrent. La tropopause est indiquée en trait gras et les traits fins représentent les surfaces isentropes (en degré Kelvin). WMO (1999).

L'étude réalisée par Baldwin et Dunkerton (1998) a également permis de mettre en valeur la contribution d'autres oscillations que les prépondérants cycles annuels et semi-annuels. La figure I-13.a présente explicitement les périodes caractéristiques de la dynamique stratosphérique. On remarque les contributions préférentielles des cycles annuels et semi-annuels ainsi que celle de la QBO (période de 20 à 30 mois pour des latitudes inférieures à 30°) et du cycle solaire de 11 ans (période de 128 mois - soit 10,6 ans - pour des latitudes inférieures à 40°). Ils ont également constaté, figure I-13.b, que deux périodes significatives (8 et 24 mois) apparaissent aux hautes latitudes sur les séries désaisonnalisées comme conséquence de l'interaction entre le cycle annuel et la QBO.

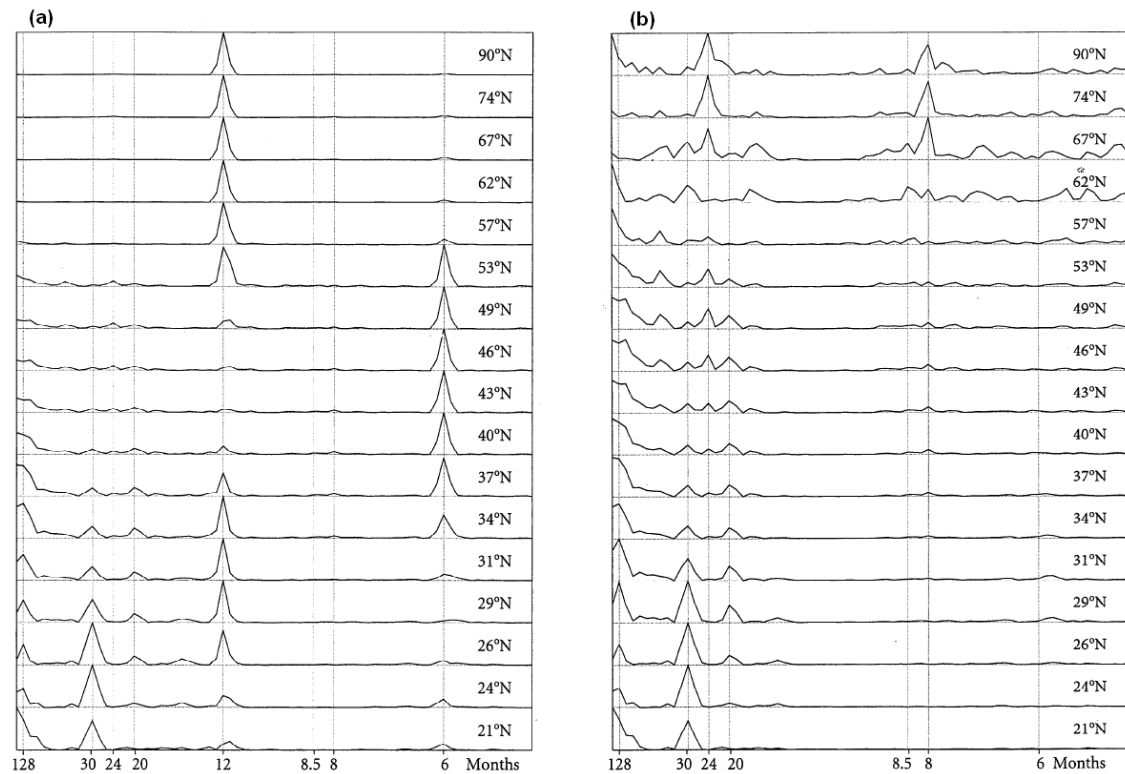


Figure I-13 : Périodogramme établi à l'aide des séries temporelles de vorticité potentielle (a) et de vorticité potentielle désaisonnalisées (b) pour des latitudes équivalentes comprises entre 21°N et 90°N. Les lignes verticales indiquent les périodes mensuelles remarquables. D'après Baldwin et Dunkerton (1998).

I.D.2 Le forçage QBO

I.D.2.a Présentation

La QBO caractérise le comportement des vents zonaux de la stratosphère équatoriale et tropicale (voir Baldwin *et al.* 2001 pour une revue complète sur le sujet). Elle a pour origine le transport vertical de quantité de mouvement associé aux ondes équatoriales⁸ (ondes de Kelvin, ondes de Rossby-gravité). Cette oscillation dite « quasi biennale » a une fréquence variable comprise entre 26 et 34 mois et se propage de la mésosphère vers la troposphère. La figure I-14⁹ montre l'alternance successive en zone équatoriale de régimes de vent d'est et d'ouest liée à la QBO entre deux mois de juillet (hiver austral). Le mois de juillet 1997 (resp. 1998) représente une phase d'ouest¹⁰ (resp. d'est¹¹).

La QBO s'étend en latitude entre 15°N et 15°S et s'observe généralement entre 5 et 40hPa. Son amplitude est à peu près constante dans la stratosphère. Elle est de l'ordre de 20 m.s⁻¹ Maximale vers 20 hPa - vers 650K -, elle décroît en dessous de 50 hPa - vers 400K - (Naujokat, 1986). De plus, la durée de chaque phase n'est pas constante dans le temps. En effet, Hamilton (2002) a montré qu'autant la durée des phases d'est était constante entre 1950 et 2001 - de l'ordre de 14 mois -, celle des phases d'ouest pouvait varier d'un facteur 2 - de 12 à 24 mois -.

⁸ Ces ondes ont une période temporelle de quelques jours sur une échelle spatiale planétaire. Confiné à l'équateur, elle se propage verticalement entre 15°N et 15°S.

⁹ Voir le chapitre II pour un comparatif des unités représentant l'échelle verticale (figure II-2).

¹⁰ Le vent zonal \bar{u} est positif.

¹¹ Le vent zonal \bar{u} est négatif.

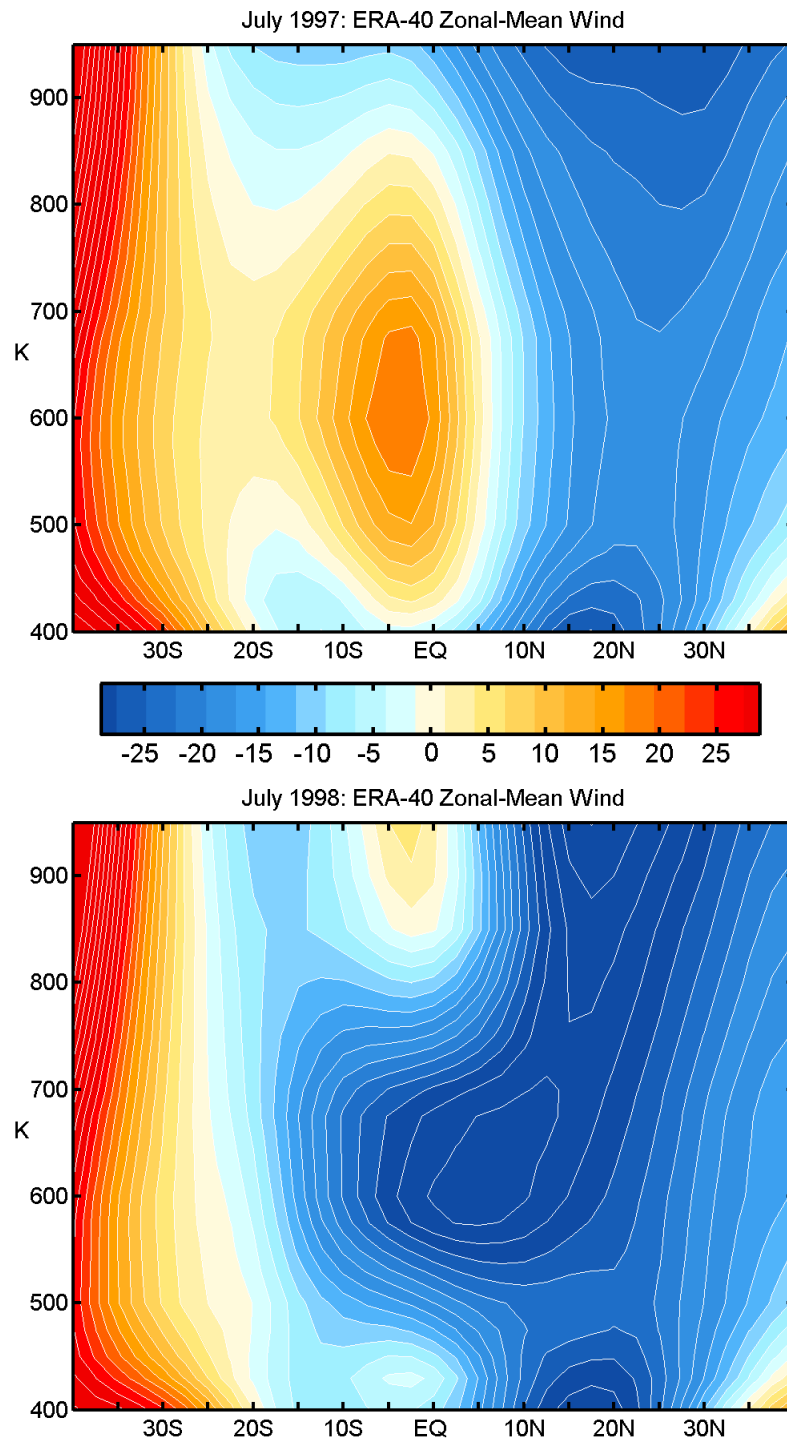


Figure I-14 : Coupes latitudes-surfaces isentropes réalisées à partir du champ de vent zonal ERA-40 (cf. II.E) mensuel moyenné mensuellement pour les mois de juillet 1997 (en haut) et 1998 (en bas). L'échelle de couleur représente l'intensité du vent en $m \cdot s^{-1}$.

I.D.2.b Mécanisme

Plumb (1984) a exprimé simplement la nature de cette oscillation. La figure I-15 montre qu'un cycle se décompose en quatre étapes :

- <1> Les ondes de Kelvin en se propageant verticalement augmentent le cisaillement d'ouest du champ de vent zonal (vitesse de phase négative).
- <2> Lorsque la zone de cisaillement d'ouest devient prédominante, la propagation des ondes de Kelvin diminue et les ondes mixtes de Rossby-gravité prennent le relai.
- <3> Ces ondes en se propageant augmentent le cisaillement d'est (vitesse de phase positive).
- <4> Lorsque la zone de cisaillement d'est prédomine, les ondes de Kelvin peuvent à nouveau se propager.
- <5> Retour à l'étape <1>.

Les quantités de mouvement (d'est ou d'ouest) apportées par la propagation de ces ondes équatoriales causent l'inversion du champ de vent zonal.

Les phases de la QBO sont également associées à des anomalies de température à l'équateur de l'ordre de +/- 4 K entre 30 hPa et 50 hPa. Ces anomalies associées à la relation du vent thermique (équation I-2), entraînent une modification de la circulation méridienne. Dans une région où le cisaillement du vent est d'ouest, l'équation du vent thermique implique un maximum de température à l'équateur qui est maintenue par réchauffement adiabatique conséquence de la subsidence locale (figure I-16.a). La situation s'inverse dans une région où le cisaillement est d'est (figure I-16.b).

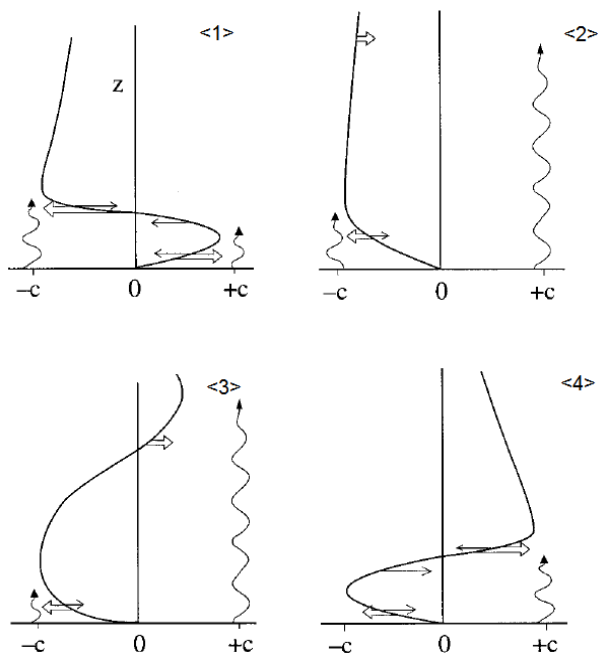


Figure 1-15 : Représentation schématique de l'évolution de la circulation moyenne engendrant la QBO. Les 4 étapes d'un cycle complet de la QBO y sont représentées. Les doubles flèches correspondent à l'accélération provoquée par les ondes qui se propagent verticalement. Les flèches simples indiquent la circulation générée par la viscosité du fluide. Les flèches ondulées montrent la pénétration relative des ondes d'est et d'ouest. De Baldwin et al. (2001), d'après Plumb (1984).

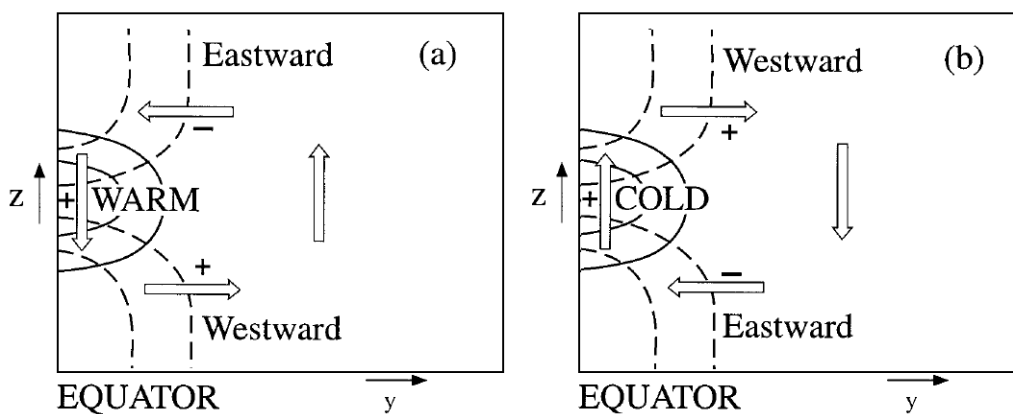


Figure 1-16 : Représentation schématique, en coupe altitude-latitude, de la circulation engendrée par l'anomalie de température équatoriale induite par la QBO. En contour plein, on peut voir les isothermes de l'anomalie de température et en contours pointillés les isopleths du vent zonal. Les signes plus et moins désignent l'accélération du vent zonal induit par la circulation méridienne. De Baldwin et al. (2001).

I.D.2.c Impact extratropical

Bien que la QBO soit une oscillation équatoriale, ces effets se retrouvent aux moyennes latitudes de chaque hémisphère ainsi que dans la circulation générale de la stratosphère (Dunkerton et Baldwin, 1991 ; Baldwin et Tung, 1994). Un schéma global de son mécanisme en phase d'est et de ses effets sur la stratosphère est visible sur la figure I-17. Pour l'analyse, ces effets sont optimisés en utilisant le champ de vent zonal à 40 hPa dans l'hémisphère nord, alors que pour l'hémisphère sud les effets les plus importants se voient proches de 25 hPa - soit 600K - (Baldwin et Dunkerton, 1998).

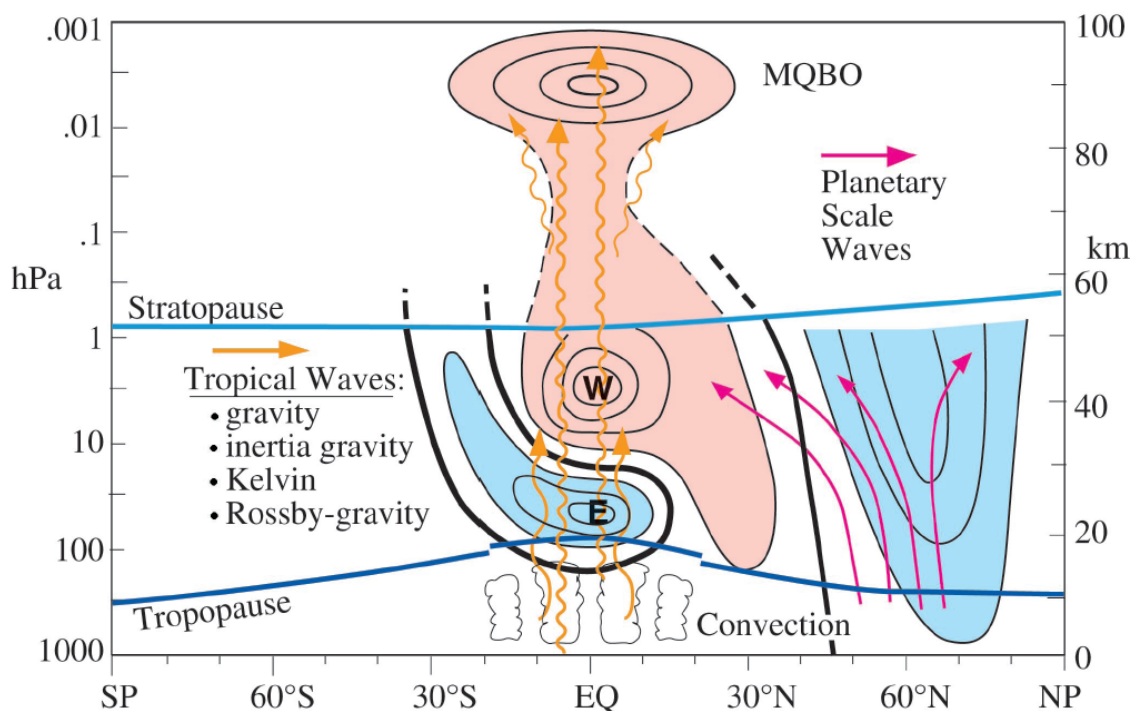


Figure I-17: Vision schématique de la QBO au cours de l'hiver boréal. La propagation des ondes équatoriales est représentée par les flèches orange et celle des ondes planétaires par les flèches magenta. Les contours noirs indiquent la position de la « ligne de vent zéro » indiquant la différence entre deux phases de la QBO où la phase de la QBO est définie par le champ de vent équatorial à 40hPa. Les anomalies d'est et d'ouest du champ de vent sont respectivement en bleu et en rose. D'après Baldwin et al., 2001.

En modélisant l'évolution du champ de vorticité potentielle sur l'isentrope 650K pour deux hivers, chacun pour chaque phase de la QBO, O'Sullivan et Chen (1996) ont montré son influence sur la circulation diabatique de Brewer-Dobson. L'augmentation de l'*upwelling* équatorial en phase d'est (figure I-17) renforce le gradient du champ de traceur. La barrière subtropicale peut donc s'en trouver renforcée.

L'effet principal de la QBO sur les barrières subtropicales provient de l'altération du guide dans lequel les ondes planétaires extratropicales se propagent. Celui-ci est plus étroit pendant la phase d'est, ce qui renforce l'activité ondulatoire des moyennes et hautes latitudes dans l'hémisphère en hiver. Le guide d'onde, plus large pendant la phase d'ouest, permet aux ondes planétaires de pénétrer au niveau des tropiques et même de traverser l'équateur. L'important mélange entre ces deux régions provoque l'atténuation des gradients sur les bords du réservoir tropical. La barrière subtropicale devient inexistante (Trepte et Hitchman, 1992, Chen *et al.*, 1994, Shuckburgh *et al.*, 2001, Baldwin *et al.*, 2001).

L'influence de la QBO sur le vortex de l'hémisphère nord sera d'autant plus marquée que l'activité ondulatoire est plus importante. L'influence n'est cependant pas assez forte pour provoquer régulièrement un échauffement majeur. La situation dans l'hémisphère sud est différente du fait de la plus faible amplitude des ondes planétaires et de la force du vortex polaire. Dans l'hémisphère sud, la QBO module la force des vents aux moyennes latitudes au début de l'automne comme dans l'hémisphère nord mais cette modulation reste confinée aux moyennes latitudes au cours de l'hiver et au début du printemps. La différence la plus importante se fait à la fin du printemps, au mois de novembre, au moment du réchauffement final. Durant la phase d'ouest, le vortex de l'hémisphère sud est sensiblement plus froid (3 K de moins). Le vortex s'étend également de 10° en plus vers l'équateur (Baldwin et Dunkerton, 1998).

I.D.3 Influence du cycle solaire

L'influence de la variabilité du cycle solaire aux faibles latitudes où il module le chauffage par l'ozone stratosphérique a été remarqué par Haigh (1996). Au cours d'un maximum de l'activité solaire, il a remarqué que le réchauffement de la stratosphère renforçait la circulation zonale.

On peut mesurer de multiples indices de l'activité solaire : nombre de taches, éruptions, flux solaire à 10,7 cm, etc. Parmi tous ces indices, le plus simple à mesurer, et pour lequel on a les plus longues séries de mesures est le nombre de taches. L'indice d'activité résultant est appelé « nombre de Wolf », du nom de l'astronome qui a proposé cette formule empirique de calcul en 1848. Les observations des indices de Wolf dans le monde entier sont centralisées au Sunspot Index Data Center - Observatoire Royal de Belgique (figure I-18). Une comparaison du nombre de Wolf et du flux solaire mesuré à 10,7 cm a montré une parfaite correspondance (Annexe C – figure C.1)

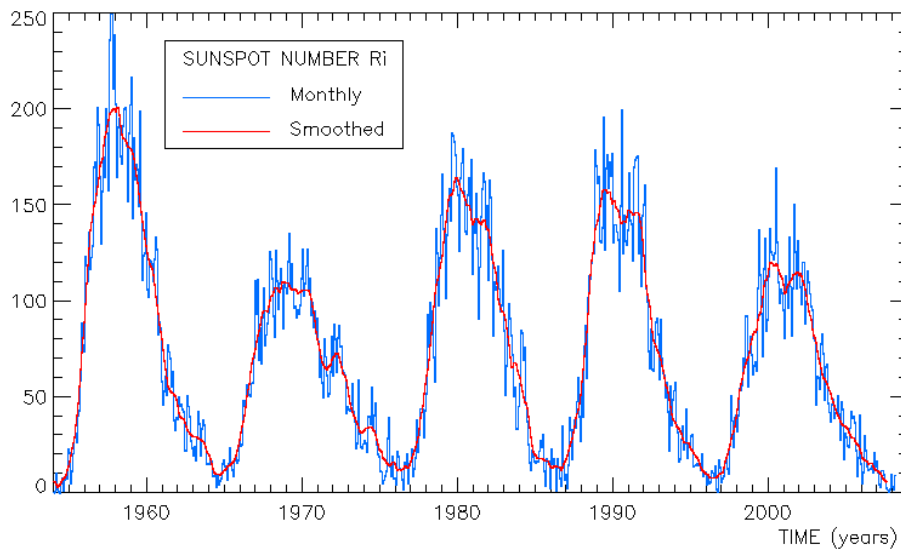


Figure I-18 : Evolution temporelle des nombres de Wolf mensuel (bleu) et moyennés (rouge) pour les cinq derniers cycles. <http://www.sidc.be>.

Labitzke (2004, 2005) consciente de la nécessité de grouper les données par phase de la QBO pour faire apparaître l'influence du cycle solaire de 11 ans - particulièrement aux tropiques - a mis en valeur des corrélations entre le flux solaire de 11 ans et le champ de température sur la circulation générale. Les figures I-19 et I-20 montrent les différences et les similitudes constatées entre deux phases de la QBO respectivement pour les mois de février et de juillet. Pour le mois de février, période d'été austral, on remarque que l'hémisphère sud, en phase d'est de la QBO, présente une zone de corrélation marquée aux tropiques de la basse et de la moyenne stratosphère (70-20 hPa). Cette zone de corrélation correspond à une différence de température positive (1 K) entre un maximum et un minimum d'activité solaire. Pour une phase d'ouest, seul le vortex polaire arctique semble concerné. Pour le mois de juillet, hiver austral, en phase d'est, la bande équatoriale complète (30°S-30°N) et les moyennes latitudes de l'hémisphère nord sont remarquables. De 150 à 20 hPa, la zone grisée met en valeur un réchauffement de la stratosphère plus important au cours d'un maximum d'activité solaire (1-3K).

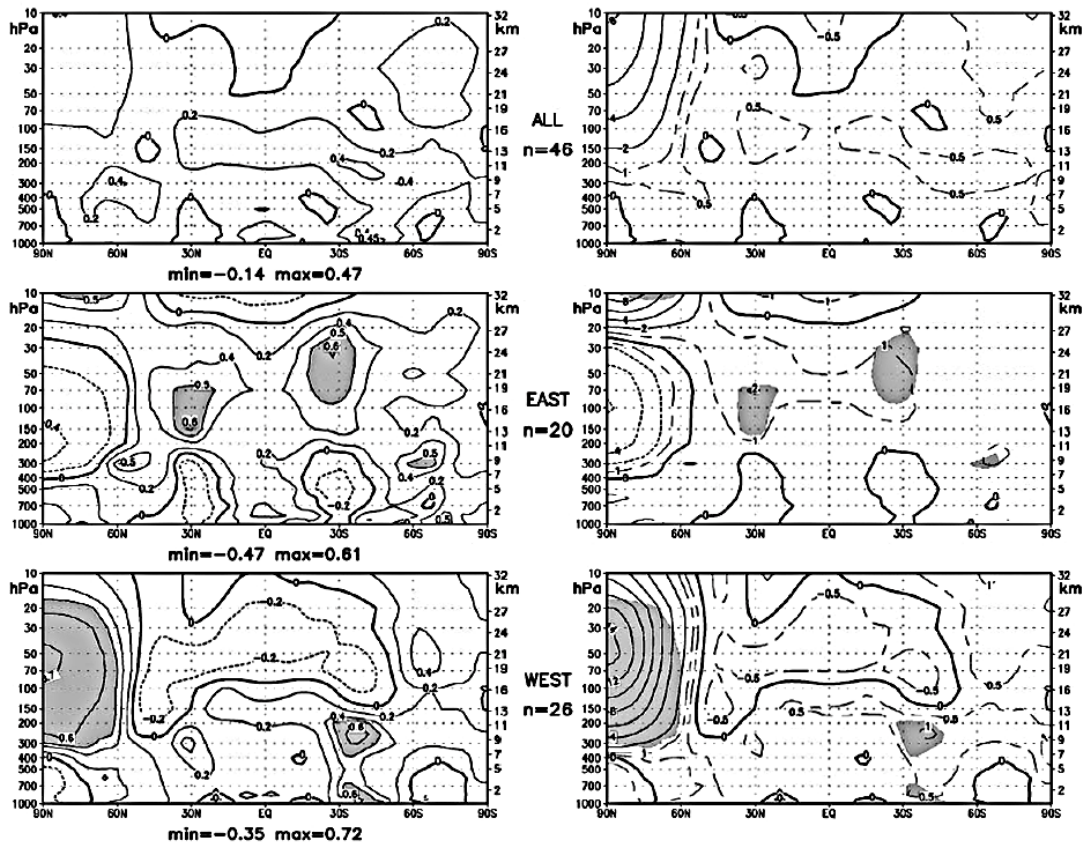


Figure 1-19 : A gauche : sections méridiennes verticales des corrélations établies entre le flux solaire et le champ de température en février. Les corrélations supérieures à 0,5 ont été grisées. A droite : différences de températures respectives (K) entre un maximum et un minimum d'activité solaire. Les corrélations supérieures à 0,5 ont été grisées. Les figures ont été obtenues avec la totalité des données (en haut), en ne tenant compte que des années de QBO d'est (au milieu) et en ne tenant compte que des années de QBO d'ouest (en bas). D'après Labitzke (2005).

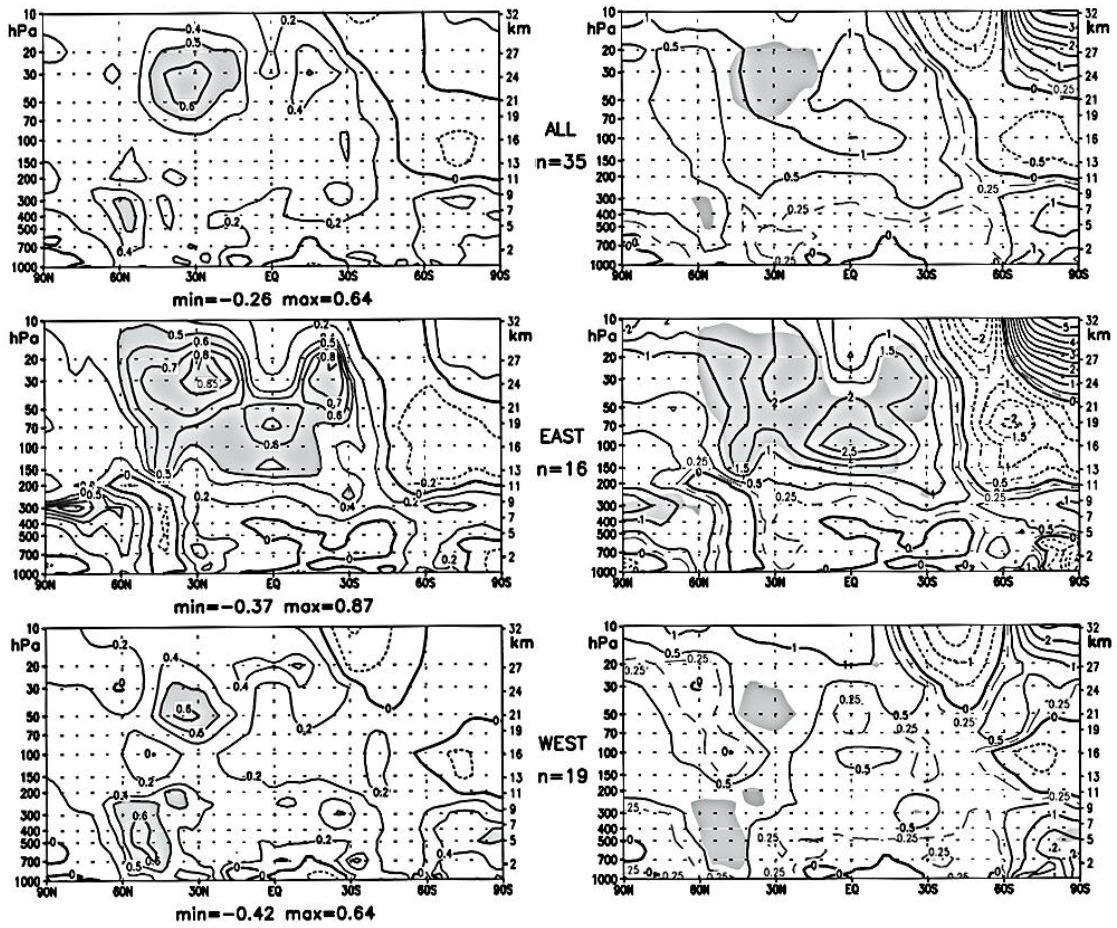


Figure I-20 : Identique à la figure I-19 pour le mois de juillet.

Baldwin et Dunkerton (1998) ont clairement montré la signature d'une oscillation décennale (période visible de 128 mois - soit 10,6 années - sur les figures I-13.a et I-13.b) dans les champs de vorticité potentielle calculée sur 32 ans pour les tropiques tout d'abord puis pour chaque gamme de latitude de l'hémisphère sur les séries temporelles désaisonnalisées. Ils ont montré que cette signature pouvait être aussi bien causée par le cycle solaire de onze ans que par les interactions entre la QBO et l'oscillation biennale. A l'aide d'un modèle spectral numérique, Mayr *et al.* (2003) ont montré la naissance d'une oscillation quasi-décennale à partir de la QBO et des modulations induites par son interaction avec les cycles annuels et semi-annuels. De ce point de vue, l'activité solaire apparaît comme pondératrice des effets de la QBO. De même que la QBO, cette oscillation décennale se transmet jusqu'à la troposphère via la stratosphère et induit des variations dans la circulation générale. Pour l'hiver de l'hémisphère nord, il a été constaté l'affaiblissement de la circulation de Brewer-Dobson au cours d'un maximum de l'activité solaire (Matthes *et al.*, 2006). Continuant l'effort de recherche, Smith et Matthes (2008) ont mis en valeur la forte interdépendance entre les oscillations annuelles, quasi-biennales et solaires. L'impact de la QBO sur la température et l'ozone dans la stratosphère est beaucoup plus grand que celui des variations du flux solaire sur la stratosphère. Cet impact a été d'autant plus remarquable au cours de leurs simulations que le signal de la QBO utilisé n'était pas sinusoïdal.

I.E Conclusion

Le présent chapitre a été consacré à la présentation des différents éléments de la circulation stratosphérique et des phénomènes mis en jeu. En particulier, nous avons vu le rôle prépondérant des ondes planétaires de Rossby générées en troposphère, qui se propagent verticalement dans la stratosphère hivernale où elles interagissent avec l'écoulement moyen par un mécanisme de déferlement. Nous nous sommes particulièrement intéressés au processus de filamentation des masses d'air car ils ont un impact important sur la redistribution des constituants atmosphériques entre les différents compartiments de la stratosphère via le transport isentropique auquel il donne lieu. Les différentes variations de cette dynamique soumises aux différents forçages ont également été référencées. L'objectif est de positionner le cadre de notre travail pour aborder l'étude de la barrière subtropicale dans l'hémisphère sud, de sa variabilité temporelle et des perturbations en son sein.

Chapitre II - Détection de barrières dynamiques

II.A	La stratégie imaginée.....	51
II.B	Les traceurs	53
II.B.1	La température potentielle comme échelle verticale	53
II.B.2	La vorticité potentielle	54
II.B.3	L'ozone stratosphérique	56
II.C	Les moyens d'observations.....	57
II.C.1	Les mesures ballons.....	57
II.C.2	Validité des radiosondages.....	59
II.D	Le modèle MIMOSA.....	62
II.D.1	Description du modèle	62
II.D.2	L'advection.....	63
II.D.3	Initialisation	64
II.E	Les données.....	66
II.E.1	Description.....	66
II.E.2	Comparaison ECMWF-NCEP.....	68
II.F	Les outils diagnostiques	73
II.F.1	Les diagnostics en coordonnées de surface	73
II.F.1.a	Formulation	74
II.F.1.b	Le code DYBAL.....	76
II.F.2	La longueur de contour.....	79
II.G	Méthode de classification – Algorithme des k-moyennes	81
II.G.1	L'analyse multidimensionnelle	81
II.G.2	Distances entre éléments et entre groupes.....	83
II.G.3	Notations et principe	84
II.G.4	Classification autour de centres mobiles	86
II.G.5	Initialisation (Méthode Divisive)	88
II.G.6	Algorithme des K-moyennes – versions directe et incrémentale	89
II.G.7	Application à la détection de barrières.....	92
II.G.7.a	Une barrière comme frontière entre deux classes.....	92
II.G.7.b	Le transport comme changement de classe.....	98
II.G.7.c	Suivi de parcelle.....	108
II.H	Conclusion	112

L'objectif de ce travail est d'approfondir notre connaissance sur le transport isentropique entre le réservoir tropical et les moyennes latitudes dans la stratosphère. Dans ce chapitre, nous allons chercher à faire émerger la stratégie la plus pertinente pour mieux comprendre les différents éléments qui contrôlent et engendrent ce transport. Cette stratégie repose sur l'utilisation d'une panoplie d'outils diagnostiques empruntés à la littérature associée à une méthode de classification provenant de l'analyse statistique. Ces outils sont utilisés sur des données provenant d'observations (radiosondes) et du modèle numérique MIMOSA¹². L'algorithme d'analyse DYBAL (Portafaix *et al.*, 2003) a été repris, amélioré puis employé pour l'interprétation des données et la compréhension des mécanismes. Par ailleurs, nous disposons des données météorologiques issues des ré-analyses ECMWF sur 26 années consécutives (de 1980 à 2005) pour alimenter le modèle numérique en conditions aux limites et en conditions initiales, ce qui permet de visualiser les événements de transport.

Nous décrivons tout d'abord la stratégie construite pour cette étude puis les moyens employés pour caractériser le transport isentropique. Les différents traceurs caractéristiques d'une masse d'air stratosphériques seront explicités ainsi que les moyens d'observations utilisés. Ensuite, le modèle d'advection ainsi que les données mis à notre disposition pour l'analyse seront exposés. Enfin, nous décrivons les outils diagnostiques et la méthode de classification mise en place pour caractériser les échanges entre réservoirs stratosphériques. Le transport entre le réservoir stratosphérique tropical et la surf zone à travers la barrière dynamique subtropicale sera particulièrement détaillé. Les résultats obtenus dans le cadre de la thèse de Portafaix (2001) et de Morel (2004) et plus exactement l'épisode filamentaire du 12 juillet 2000 seront ici repris.

II.A La stratégie imaginée

Dans les grandes lignes, la stratégie mise en place est la suivante. Dans une première étape, il s'agit de rendre compte de l'état climatologique de la stratosphère de l'hémisphère sud relativement peu documentée. Il a donc été retenu cinq stations en fonction de leurs coordonnées géographiques et de leurs réseaux d'exploitation de données d'appartenance (NDACC¹³ et/ou SHADOZ¹⁴) pour représenter les tropiques et les moyennes latitudes de l'hémisphère sud. Celles-ci sont représentées sur la figure II-1.

¹² Modèle Isentrope de transport Mésos-échelle de l'Ozone Stratosphérique par Advection (Hauchecorne *et al.* 2002).

¹³ Network for the Detection of Atmospheric Composition Change.

¹⁴ Southern Hemisphere ADditionnal OZonesondes.

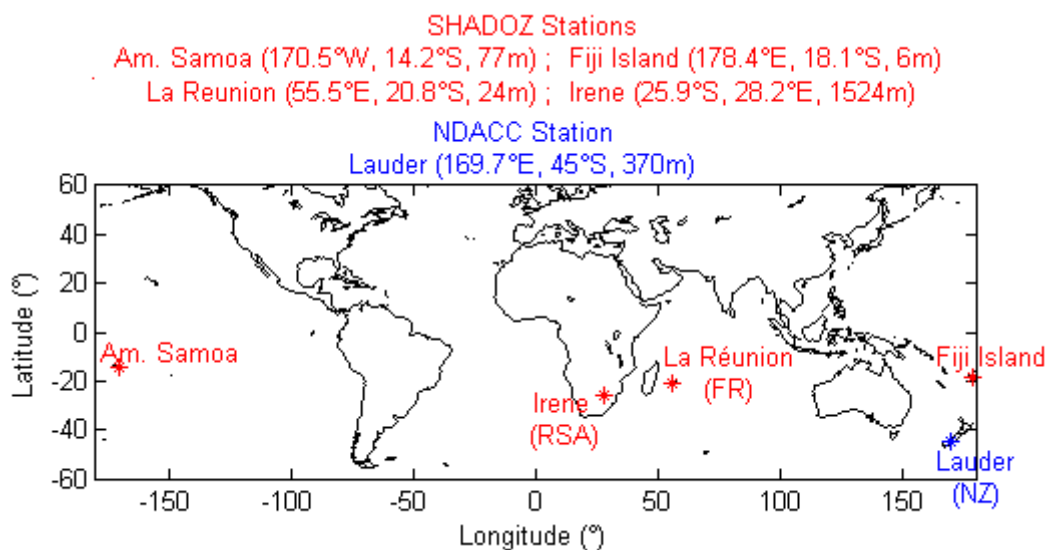


Figure II-1 : Représentation des stations d'études et de leurs réseaux d'appartenance.

Ces observations (radiosondages) seront complétées par des diagnostics de l'activité dynamique. Ces outils diagnostiques permettent de mettre en évidence l'activité ondulatoire et ses conséquences sur l'écoulement moyen pour la totalité de notre période d'étude. Nous retiendrons entre autres :

- Le flux d'Eliassen-Palm pour analyser les interactions entre l'écoulement moyen et les ondes planétaires de Rossby ;
- Les champs de vorticité potentielle advectée par MIMOSA pour reconstituer le transport isentropique en coordonnées de surface.

Afin de confirmer le rôle des différents forçages atmosphériques et d'étudier le processus de transport, le modèle MIMOSA a été un des fondements de ce travail. Bien qu'il ne prenne pas en compte les mécanismes de couplage entre la dynamique, la chimie et le transport, MIMOSA rend compte du transport sous maille. Cette approche va donc permettre de reconstituer le transport isentropique du 01 janvier 1980 au 31 décembre 2005.

S'agissant dans une seconde étape d'examiner numériquement le transport à travers la barrière subtropicale de l'hémisphère sud, une méthode empruntée à l'analyse multidimensionnelle a été développée pour discriminer les masses d'air stratosphériques issues des différents réservoirs et du mélange. Les différentes étapes suivies ont consisté à :

- Déterminer la position des barrières à partir des champs de vorticité potentielle advectés par MIMOSA : détermination de la barrière climatologique mensuelle et de la barrière toutes les 24 heures.

- Déterminer les échanges effectués à travers ces barrières à l'aide de l'analyse multidimensionnelle.

II.B Les traceurs

Pour étudier les échanges horizontaux de masses d'air, il est nécessaire d'utiliser des traceurs qui sont suffisamment conservatifs à l'échelle de quelques jours. Deux types de traceurs sont utilisés : des traceurs dynamiques calculés à partir des données météorologiques issues de modèles et des traceurs chimiques qui sont des composés chimiques atmosphériques dont la durée de vie est suffisamment longue. La concentration ou le rapport de mélange d'ozone sont souvent utilisés comme traceur chimiques.

II.B.1 La température potentielle comme échelle verticale

Le premier chapitre de ce manuscrit a exposé la circulation à grande échelle dissociée en un transport diabatique à travers les surfaces isentropes, issu du « pompage » par les ondes (circulation de Brewer-Dobson), et un transport quasi-horizontal adiabatique le long des surfaces isentropes. Pour étudier les caractéristiques du transport adiabatique, la température potentielle est couramment utilisée comme échelle verticale.

Une surface isentrope est une surface à température potentielle (notée θ) constante. La température potentielle est la température (T) prise par une particule d'air (à la pression P) ramenée au niveau de pression 1000hPa (P_0). Son gradient, dans la stratosphère, est toujours positif. Elle se définit donc en degrés Kelvin par la relation :

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{\frac{R_a}{c_{pa}}} \quad (\text{II-1})$$

avec : R_a et c_{pa} les constantes spécifiques de l'air sec (resp. constante des gaz parfaits et chaleur massique à pression constante) dont le rapport est égal à 2/7.

Au cours d'une transformation adiabatique, le système considéré n'échange pas de chaleur avec l'extérieur. Dans le cas atmosphérique, on peut faire l'hypothèse adiabatique en rappelant que l'air, comme la plupart des gaz par ailleurs, est un mauvais conducteur thermique. Ceci se résume donc à évaluer les détentes ou les compressions subies par les particules atmosphériques au cours de leurs mouvements verticaux.

Il est possible grâce à l'équation thermodynamique de l'air sec (équation II-2) de montrer qu'un mouvement d'ascendance (donc de détente adiabatique) provoque un refroidissement des parcelles d'air, et qu'à l'inverse un mouvement de subsidence (i.e. descendant, donc de compression adiabatique) provoque un réchauffement de ces parcelles.

$$\partial T = \frac{R_a}{c_{pa}} \frac{T}{P} \partial P + \frac{1}{c_{pa}} \partial Q \tag{II-2}$$

La figure II-2 illustre cette remarque en représentant la localisation des surfaces isentropes en fonction de l'altitude pour les différentes saisons d'une année climatologique australe. On remarque l'horizontalité des surfaces isentropes pour les tropiques et les moyennes latitudes (de 50°S à 50°N). Pour les pôles, on note une différence (de 5 km en moyenne) entre les positions verticales des surfaces isentropes au cours de l'été et de l'hiver austral.

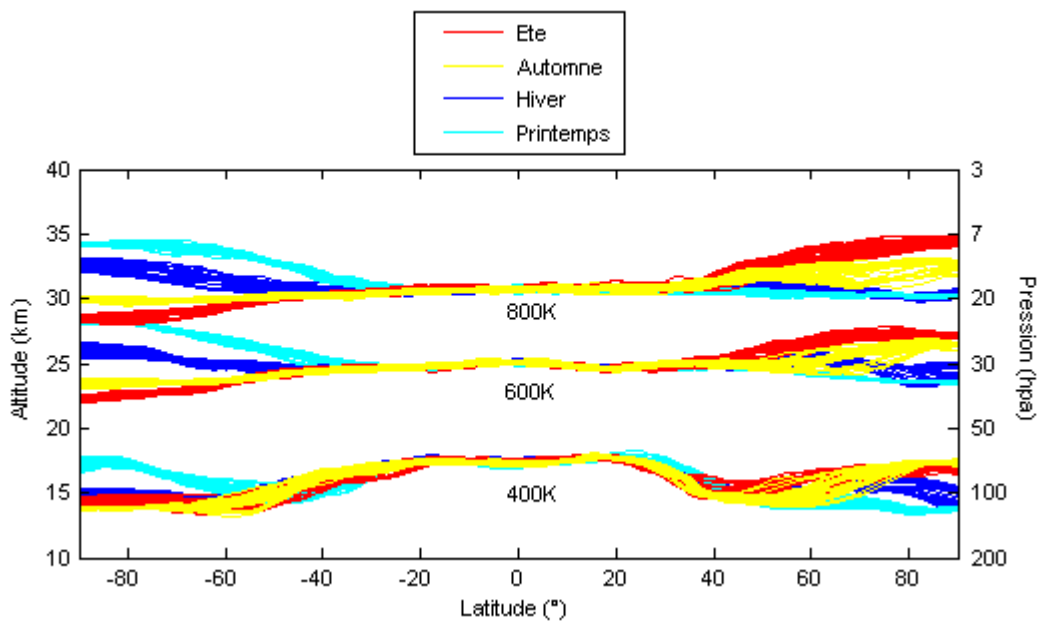


Figure II-2 : Coupe climatologique saisonnière latitude-altitude représentant les surfaces isentropes 400, 600 et 800 K.

II.B.2 La vorticité potentielle

La vorticité potentielle d'Ertel (PV_e) est définie par (Andrews *et al.*, 1987) :

$$PV_e = \frac{1}{\rho} (2\vec{\Omega} + \vec{\nabla} \times \vec{V}) \cdot \vec{\nabla} \theta \tag{II-3}$$

- Avec : $\vec{\Omega}$ la vitesse angulaire de la Terre,
- \vec{V} le champ des vitesses de vent,
- $\vec{\nabla}$ l'opérateur gradient tridimensionnel,
- θ la température potentielle.

Elle est conservée dans des conditions adiabatiques et sans frottement (Annexe A). En conditions adiabatiques, le transport des masses d'air, et donc de leurs constituants, s'effectue sur des surfaces isentropes le long des contours de PV. Une température potentielle et une vorticité potentielle caractérisent *de facto* une masse d'air donnée complètement. Les processus diabatiques susceptibles de modifier la vorticité potentielle ou la température potentielle s'opèrent sur des échelles de temps de l'ordre de plusieurs semaines à plusieurs mois dans la stratosphère (Holton *et al.*, 1995). Ainsi, utiliser la vorticité potentielle comme un traceur dynamique devient pertinent puisque les phénomènes de transport adiabatiques, que l'on veut mettre en évidence, ont une échelle de temps très inférieure aux processus diabatiques. L'utilisation des coordonnées isentropes fournit dans ce contexte l'avantage de séparer clairement les transports adiabatiques le long des surfaces isentropes des mouvements diabatiques qui traversent ces surfaces.

La vorticité potentielle isentrope PV_i est la PV_e exprimée en coordonnées isentropes :

$$PV_i = -g \cdot \frac{\partial \theta}{\partial p} (f + \xi_\theta) \quad (\text{II-4})$$

A la constante de pesanteur g près, la PV_i est le produit de deux termes de stabilité :

- La stabilité verticale représentée par le gradient de température potentielle en coordonnées pression $(\frac{\partial \theta}{\partial p})$,
- La stabilité dite « inertielle » appelée vorticité absolue. f est le paramètre de Coriolis et ξ_θ la vorticité relative.

La vorticité potentielle isentrope a été calculée à partir des champs ECMWF¹⁵. Ces calculs sont effectués à partir de données d'observations réalisées en routine par de nombreuses stations réparties de façon hétérogène sur la planète (en majeure partie sur les continents). Ces données sont complétées par des observations satellites. L'hémisphère sud, caractérisé par une plus faible densité de stations de radiosondage, est donc une région où les données de l'ECMWF sont moins bien initialisées. Néanmoins, des études récentes ont montré que l'utilisation des champs assimilés ECMWF pouvait se faire avec un bon niveau de confiance même aux tropiques (Baray *et al.*, 1998, Haynes et Shuckburgh, 2000, Portafaix *et al.*, 2003).

¹⁵ European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.

II.B.3 L'ozone stratosphérique

La distribution verticale de l'ozone dans l'atmosphère est caractérisée par un maximum de concentration dans la stratosphère entre 20 et 25 km. Ces gammes d'altitudes correspondent aux surfaces isentropes comprises entre 500 et 700 K comme le montre la figure II-3. Au-dessus du maximum, la concentration de l'ozone décroît exponentiellement avec une hauteur d'échelle d'environ 4 à 5 km, inférieure à celle de l'azote et de l'oxygène, principaux constituants atmosphériques en équilibre de mélange. Cette décroissance explique que le maximum de rapport de mélange se situe au-dessus du maximum de concentration (entre 30 et 40 km). Contrairement à la plupart des autres constituants atmosphériques, dont les structures verticales sont caractérisées par un maximum d'abondance au niveau du sol et une diminution relativement uniforme avec l'altitude, la structure verticale de l'ozone est représentée par des rapports de mélange et des concentrations croissants après la tropopause.

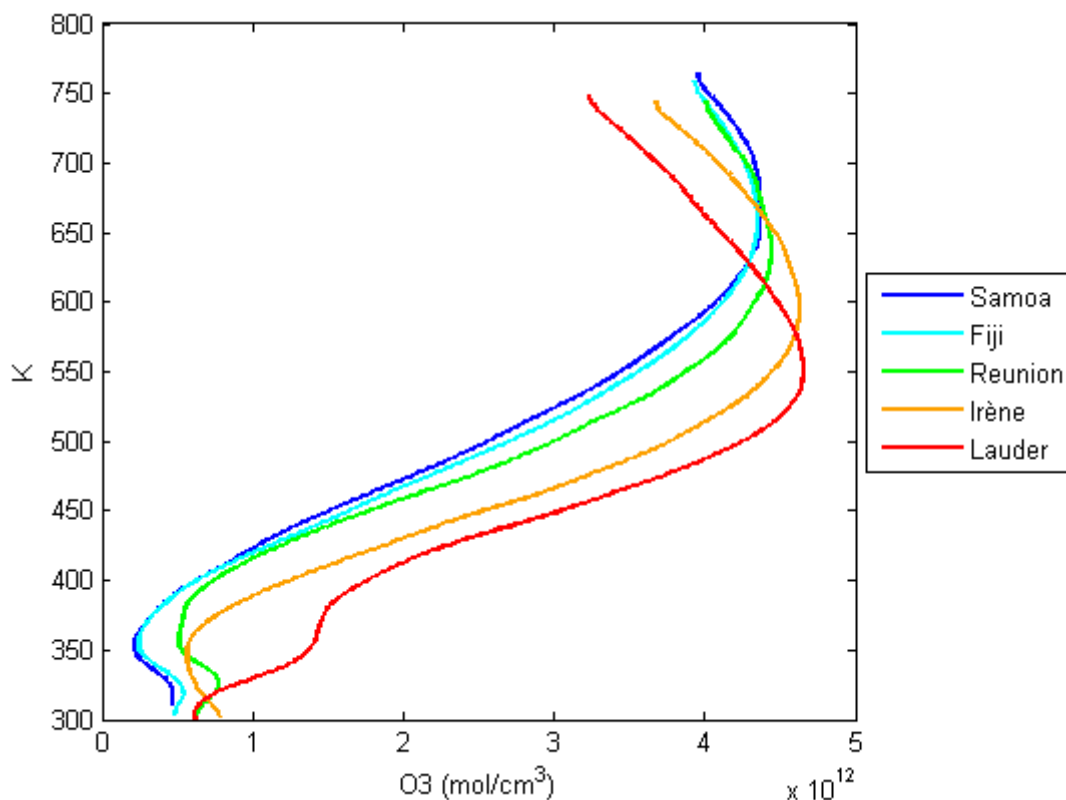


Figure II-3 : Représentation des profils moyens des concentrations d'ozone (mol/cm³) pour chaque station.

La production d'ozone via les UV solaires sur l'oxygène est dominante à l'équateur. Les distributions d'ozone en fonction de la latitude et de l'altitude montrent donc que le rapport de mélange de l'ozone est maximum dans les régions équatoriales. De plus, ces distributions révèlent que, dans les régions contrôlées par le transport de la basse stratosphère, les surfaces de rapport de mélange constant ont une pente descendante en allant vers les pôles, en accord avec le transport de la cellule de Brewer-Dobson. Ainsi, la répartition spatiale et temporelle de l'ozone dans la stratosphère est le résultat des effets combinés de la circulation atmosphérique, de la chimie et des processus radiatifs.

La durée de vie photo-chimique de l'ozone est un paramètre important pour comprendre cette variabilité spatio-temporelle. A basse altitude, entre 15 et 30 km, le rayonnement solaire est peu intense, et les réactions chimiques qu'il induit sont relativement lentes. Les processus dynamiques dominent. L'ozone se comporte comme un traceur passif, dans une région qui correspond au maximum d'abondance dans sa distribution verticale. Les variations spatiales et temporelles de la colonne intégrée d'ozone reflètent alors directement le comportement de l'ozone observé à ces altitudes. La circulation méridienne, sous l'action combinée du vent moyen et des phénomènes ondulatoires, transporte l'ozone des régions équatoriales vers les régions polaires.

Au dessus de 40 km, et jusqu'à la stratopause, sa durée de vie est courte (de quelques heures, à la journée), la photo-chimie domine donc sur la dynamique de grande échelle, et seuls les mouvements rapides liés aux passages d'ondes de marées ou de gravité peuvent modifier la concentration d'ozone à partir de son état d'équilibre (Mégie, 1992).

II.C Les moyens d'observations

En matière d'observation, nous avons utilisé les mesures d'ozone effectuées au-dessus des cinq sites d'études à l'aide des radiosondages d'ozone (mesures ballon). Ces stations font partie des programmes de surveillance de la stratosphère NDACC et SHADOZ.

II.C.1 Les mesures ballons

Un radiosondage est composé de sondes mesurant, la pression, la température, l'humidité et la concentration d'ozone. Munies d'un émetteur, ces sondes sont attachées à un ballon en caoutchouc gonflé à l'hélium qui est lâché dans l'atmosphère. Les sondes embarquées permettent d'effectuer des mesures avec une très bonne résolution verticale (~100 m) jusqu'à 30 km d'altitude en moyenne. Cinq sites ont été retenus via deux réseaux de distribution de données : NDACC (pour la station de Lauder) et SHADOZ (pour les stations Fiji, Samoa, Irène et La Réunion). Ces données sont disponibles aux adresses Web suivantes : <http://croc.gsfc.nasa.gov/shadoz/> et <http://www.ndsc.ncep.noaa.gov/data/>.

Pour les stations SHADOZ, la période de disponibilité recouvre les années complètes de 1998 à 2004. Pour Lauder, les mesures disponibles s'arrêtent en 2003¹⁶. Les fréquences de lancement et les profils « stratosphériques¹⁷ » sont en nombres aléatoires pour chaque année. Le nombre de profils disponibles par station est résumé dans la figure II-4 et le détail mensuel de cette statistique est résumé dans la figure II-5.

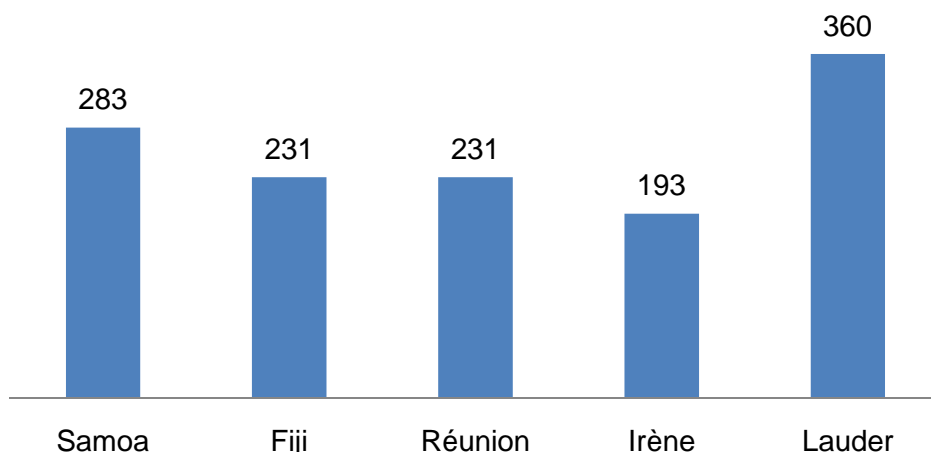


Figure II-4 : Nombre de profils disponibles par station entre 1998 et 2004 (2003 pour Lauder).

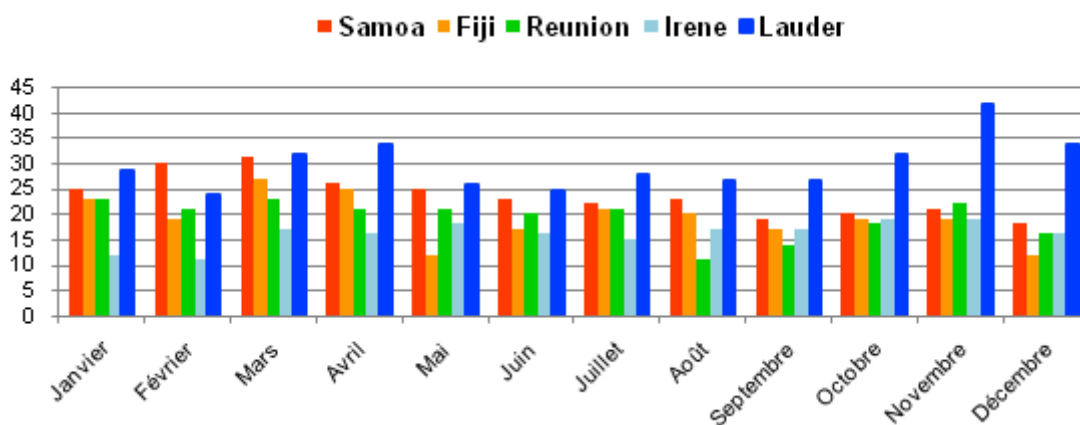


Figure II-5 : Nombre de profils disponibles par station en fonction de chaque mois.

¹⁶ Cette période s'étend désormais à l'année 2007.

¹⁷ En fonction de l'altitude finale atteinte par le ballon.

On constate qu'en moyenne on dispose d'une quinzaine de profils par mois pour les 6 ans de notre période d'étude. Cependant, chaque radiosondage a une histoire particulière. Cette histoire dépend, entre autre, de la condition météorologique synoptique du lieu de lancer ainsi que de la qualité de la sonde lancée. La validation de chaque radiosondage est donc nécessaire avant la réalisation de climatologie.

II.C.2 Validité des radiosondages

Les données issues d'un radiosondage donnent accès aux quantités résumées dans le tableau suivant.

Tableau II-1 : Caractéristiques des données issues d'un radiosondage.

Pression (hPa)	Altitude (km)
Température (°C)	Humidité relative (%)
O3 (nbar et ppmv)	

Pour obtenir un profil d'ozone en concentration (mol/cm^3), on convertit à l'aide de l'équation II-5 la pression partielle d'ozone obtenue par radiosondage :

$$\text{Concentration (mol. cm}^{-3}\text{)} = 7,3414e12 \times \frac{\text{Pression(nbar)}}{\text{Temperature (K)}} \quad (\text{II-5})$$

Une méthode pour évaluer la validité des sondages d'ozone à la Réunion a été établie par Portafaix au cours de sa thèse (2001). Nous avons repris cette méthode pour chaque station de notre étude. Cette méthode consiste à comparer la quantité intégrée contenue dans le profil d'ozone à une mesure intégrée d'ozone obtenue par l'instrument satellitaire TOMS. Soit R le rapport entre la mesure intégrée du profil obtenue par intégration de la colonne du profil auquel on ajoute le résidu SBUV¹⁸, et la mesure obtenue par le spectromètre de référence TOMS (Thompson *et al.*, 2003).

$$R = \frac{O_3(\text{profil+SBUV res.})}{O_3(\text{TOMS})} \quad (\text{II-6})$$

Lorsque R est supérieur à 1,05 ou inférieur à 0,95, le profil correspondant est écarté de notre étude. Cela permet d'éliminer les profils particuliers peu sûrs, pouvant difficilement entrer dans une étude climatologique.

¹⁸ Radiomètre Spectral pour le Rayonnement Ultraviolet Rétrodiffusé - Solar Backscatter UltraViolet - (SBUV et SBUV/2), embarqué sur les satellites de la NOAA.

Après validation, le nombre final moyen de profils utilisés n'est plus que d'une dizaine pour chaque mois climatologique, soit une moyenne de 1.5 profils par mois. Pour la station de La Réunion (qui diffuse également ces radiosondages via le réseau NDACC), des radiosondages sont effectués en routine de façon hebdomadaire depuis 1999 à l'exception des années 2002 et 2003 durant lesquelles des problèmes matériels, en rapport avec la réception du signal, n'ont pas permis la réalisation de sondages. La figure II-6 répertorie, en pourcent, le nombre de sondages utilisés par rapport au nombre de sondages écartés. On constate que la Réunion a un pourcentage de profils écartés légèrement supérieur à 20% alors que les pourcentages pour les autres stations sont en moyenne de 15%, descendant à 10% pour Lauder.

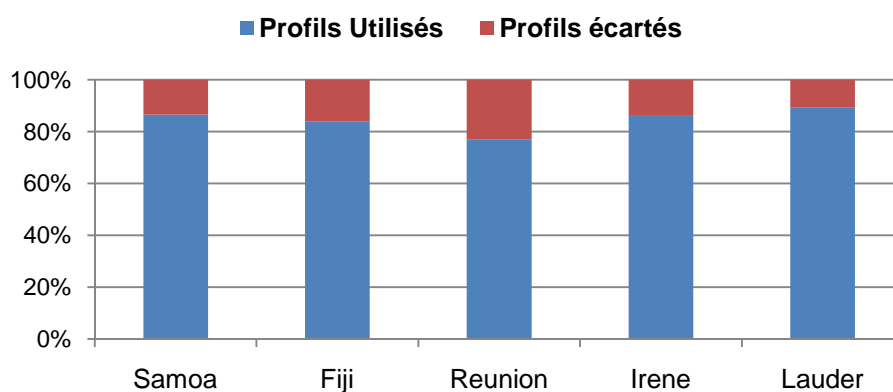


Figure II-6 : Pourcentages du nombre profils utilisés par rapport au nombre de profils écartés pour chaque station.

Pour chaque mois, en sélectionnant les profils, la figure II-7 montre une réduction moyenne du nombre de profils, suite à la sélection, légèrement inférieure à 20% (voire 30% à 40% pour la Réunion). Le nombre mensuel de profils va donc varier de 9 à 30 profils suivant les stations.

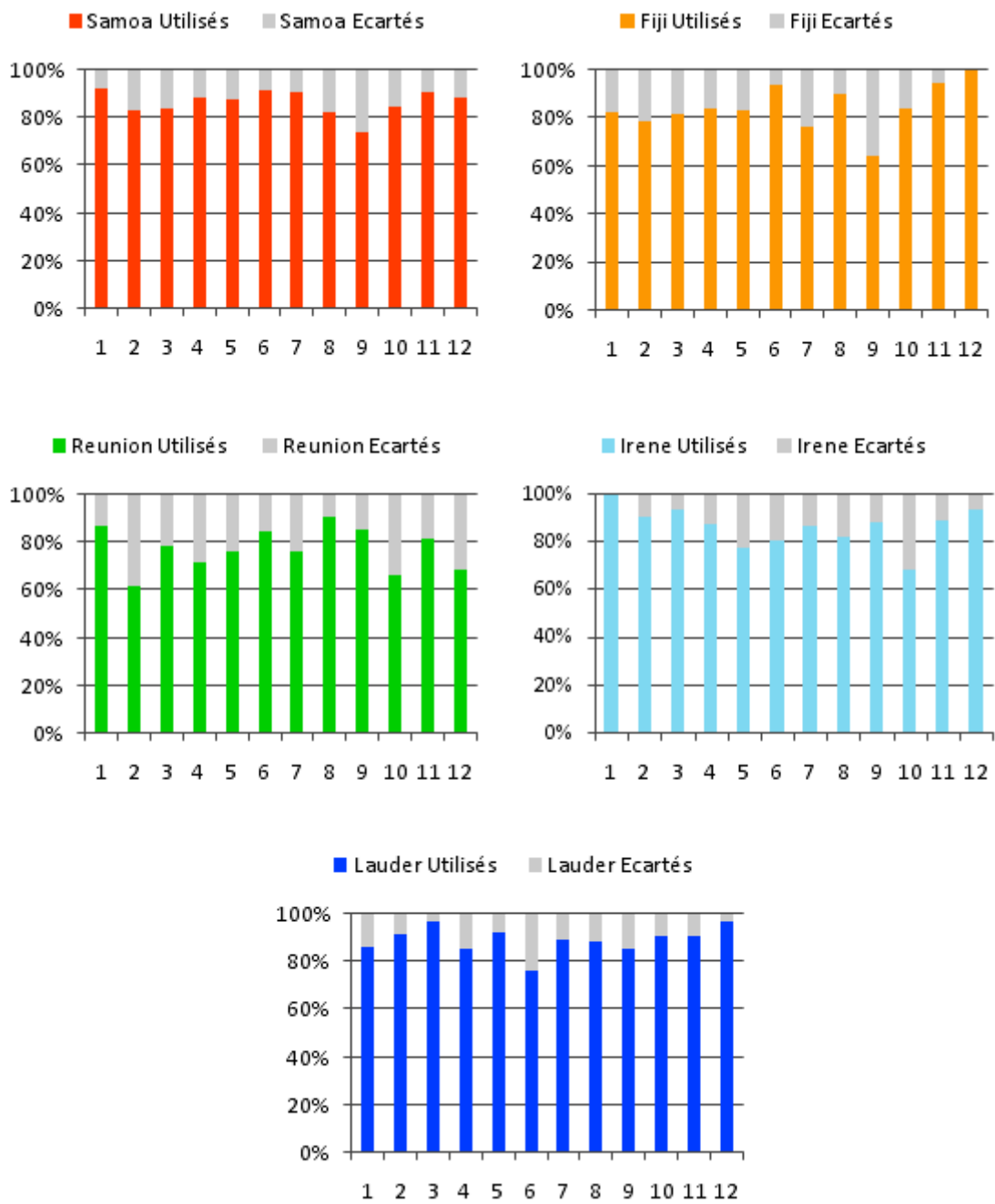


Figure II-7 : Nombre de profils par mois climatologique pour chaque station.

II.D Le modèle MIMOSA

Comme il a été introduit dans le chapitre précédent, des anomalies d’ozone, ou filaments, ont été fréquemment observées sur les distributions verticales d’ozone des moyennes latitudes. Ces filaments ont été associés au transport de structures filamentaires du vortex polaire vers les moyennes latitudes ou encore du réservoir stratosphérique équatorial vers les moyennes latitudes. Plusieurs études ont montré que les modèles de transport à haute résolution (Orsolini *et al.*, 1995, 1997) ou de contour d’advection avec « chirurgie » (CAS) (Waugh *et al.*, 1994 ; Mariotti *et al.*, 1997) étaient capables de représenter les filaments observés à une échelle inférieure à quelques dizaines de kilomètres.

Dans le cadre de cette étude, le modèle à haute résolution MIMOSA a été utilisé pour décrire le transport des masses d’air à travers les processus de filamentation. Ce modèle a été développé au Service d’Aéronomie par A. Hauchecorne (Hauchecorne *et al.* 2002). Il a été utilisé dans le cadre du projet européen METRO et du programme THESEO pour l’interprétation des mesures d’ozone obtenues par LIDAR au sol (Godin *et al.*, 2002) et par LIDAR aéroporté (Flentje *et al.*, 2000 ; Heese *et al.*, 2001).

II.D.1 Description du modèle

MIMOSA est un modèle d’advection de la vorticité potentielle (PV)   haute résolution, dont l’objectif premier est d’une part l’interprétation des filaments observées sur les profils d’ozone et d’autre part, la simulation du développement de ces filaments dans la stratosphère. Si l’on considère que la PV est conservée à l’échelle de quelques jours sur une surface isentrope et corrélée avec le rapport de mélange d’ozone, elle constitue un traceur dynamique du mouvement des masses d’air (Orsolini, 1995). Cette propriété de conservation de la PV, énoncée par le théorème d’Ertel, est explicitée dans l’annexe A.

En pratique, la PV est calculée sur une surface isentrope à partir du champ de vent zonal (u , v) et du champ de température (T) donnés en coordonnées log-pression. Il faut donc d’abord procéder à leur interpolation sur les surfaces iso- θ avant de pouvoir calculer la PV. Par ailleurs, on tient compte du transport diabatique à travers les surfaces isentropes en imposant la relaxation du champ de PV advectée (APV) vers celui en entrée du modèle. Cette procédure permet de suivre l’évolution des filaments au cours du temps.

II.D.2 L'advection

La méthode d'advection est appliquée sur une grille orthographique centrée sur le pôle (de 10°S à 90°N pour l'hémisphère nord ; de 90°S à 10°N pour l'hémisphère sud), avec une résolution de 3 points de grille par degré, soit 37 km x 37 km. Le calcul est initialisé avec un champ de PV sur une surface isentrope donnée, puis il est interpolé sur la grille du modèle MIMOSA. Actuellement, on peut utiliser en entrée du modèle, des données météorologiques u , v et PV échantillonnés sur une grille de résolution 2,5° en latitude et en longitude pour les deux hémisphères, toutes les 6 heures. La PV, en chaque point de grille, est ensuite advectée sur 6 heures avec un pas d'intégration d'une heure, puis remaillée sur la grille de départ pour maintenir une distance constante entre deux points de grille adjacents. En effet, si l'on considère un carré formé par 4 points de grille adjacents, ce carré est étiré et déformé de manière irréversible par les gradients horizontaux du champ de vent (figure II-8). Le processus de remaillage produit néanmoins une diffusion numérique égale à $5280 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. Cette dernière a été réduite par l'utilisation d'un schéma d'interpolation bilinéaire basé sur la conservation du moment d'ordre 2 de l'anomalie de PV, ce qui a permis d'obtenir une valeur de diffusion horizontale de $1350 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (Hauchecorne *et al.* 2002) comparable à celle de $1000 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ estimée par Waugh *et al.* (1997).

Enfin, on impose une relaxation de la APV calculée par MIMOSA vers celle donnée en entrée du modèle, avec une constante de temps égale à 10 jours. Afin de préserver la structure et l'intensité des filaments, cette relaxation n'est appliquée qu'aux échelles supérieures à 300 km, le terme de relaxation étant calculé à partir de la différence entre les champs du modèle MIMOSA et du modèle météorologique lissés sur 300 km (Hauchecorne *et al.*, 2002).

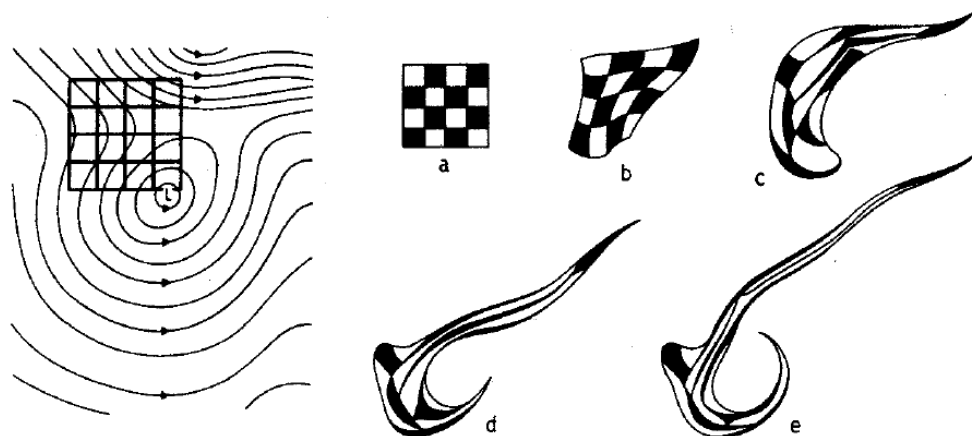


Figure II-8 : Evolution de la forme d'un ensemble de particules fluides marquées et formant initialement un damier (à droite, diagrammes a à e) sous l'effet d'un champ de déformation bidimensionnel (à gauche). En pratique, la déformation peut être considérée comme irréversible. D'Andrews *et al.* (1987).

On utilise ici une version globale de MIMOSA : on applique la méthode d'advection précédente à chaque hémisphère, puis on effectue un raccordement sur une bande de latitude de largeur 5° centrée sur l'équateur. Un exemple de carte produite par le modèle MIMOSA est représenté sur la figure II-9 pour le 11 septembre 2001. Sur cette figure, on peut voir nettement deux filaments étirant l'air tropical (respectivement au sud est des îles Samoa et au dessus de l'Argentine) vers les moyennes latitudes (flèches noires).

Pour la suite du manuscrit, les cartes de APV issues du modèle MIMOSA seront associées à une échelle de couleur représentant les valeurs de APV en unité APVU : $[\text{APV}] \cdot 10^{-6} \text{ K} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$.

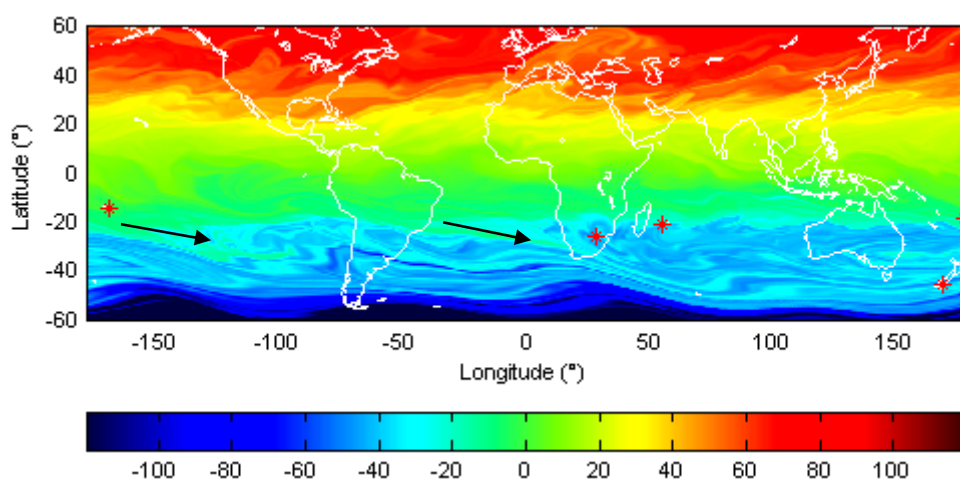


Figure II-9 : Carte de APV à 600 K, pour le 11 septembre 2001, obtenue à partir du modèle d'advection à haute résolution MIMOSA. Les données utilisées à l'entrée du modèle sont les ré-analyses ERA-40 ECMWF.

II.D.3 Initialisation

MIMOSA est réinitialisé toutes les 12h à l'aide de champs météorologiques (u , v et T) à basse résolution ($2,5^\circ \times 2,5^\circ$) sur les surfaces iso- θ . La disponibilité et le choix de ces champs seront détaillés dans la section II-E. Pour évaluer le « spin up time¹⁹ » du modèle MIMOSA, les valeurs de vorticité potentielle advectées, à partir des ré-analyses ERA-40 ECMWF, ont été analysées pour les cinq stations d'études.

¹⁹ Temps au bout duquel les valeurs de vorticité advectée convergent vers une valeur stable.

La figure II-10 représente les valeurs de APV obtenues après différents temps d'advection pour la journée du 12 juillet 2000. On remarque pour les cinq stations des différences significatives (de l'ordre de 10 APVU aux tropiques jusqu'à 20 APVU pour les moyennes latitudes) au bout de quinze jours. Pour la Réunion, on note également une pente de -5 APVU entre les valeurs obtenues après 30 jours et celles obtenues après une année d'advection. Compte tenu de la stabilisation des valeurs par la suite, l'advection de notre base de données se fera sur la totalité de la période et débutera par notre première échéance (le 01/01/1980).

Dans cette section, nous avons décrit le modèle MIMOSA. En particulier, nous avons vu que les champs de APV produits par un tel modèle permettent de suivre l'évolution des structures filamentaires (voir par exemple Heese *et al.*, 2001, Hauchecorne *et al.*, 2002, Portafaix *et al.*, 2003). Par ailleurs, les champs à la sortie possèdent une très bonne résolution horizontale ce qui nous permet d'envisager le suivi des structures fines comme les filaments avec confiance.

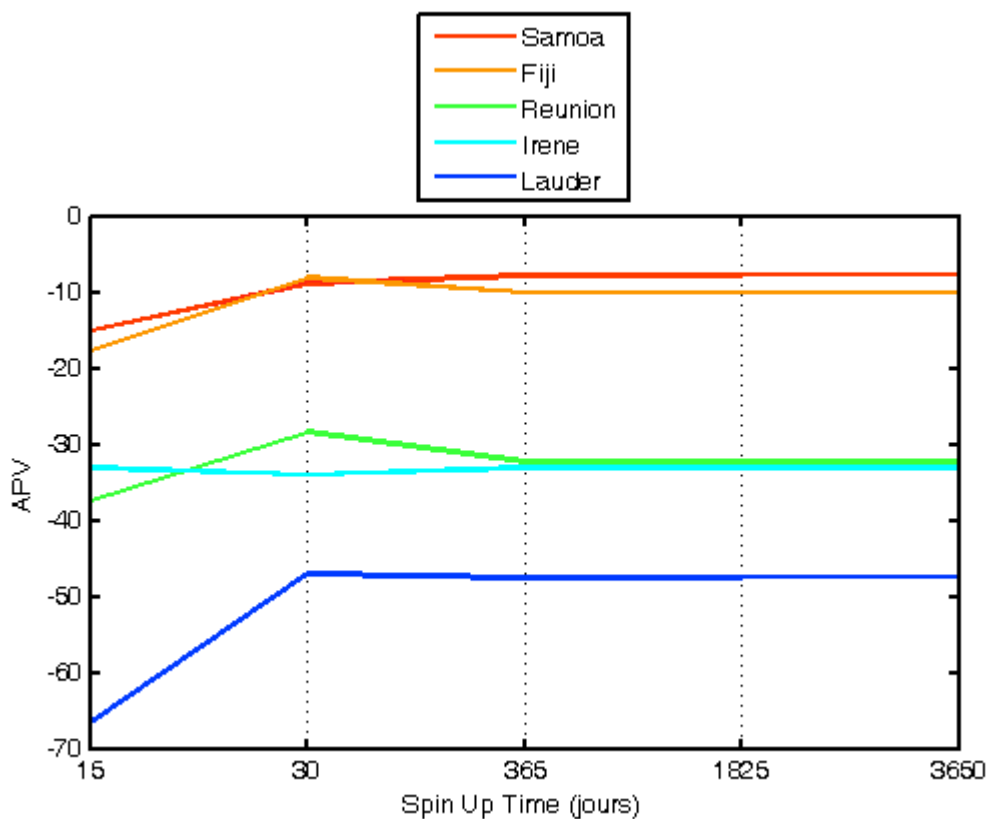


Figure II-10 : Représentation de la APV pour le 12 juillet 2000, pour chaque station en fonction du nombre de jours d'advection à partir du jour de lancement du code MIMOSA.

II.E Les données

II.E.1 Description

Les données dont nous disposons pour forcer le modèle MIMOSA sont décrites dans le sous-chapitre suivant. Elles proviennent des systèmes de prévisions européen (ECMWF) et américain (NCEP/NCAR). La base de données du LACy n'ayant pas survécu aux coupures de courant de l'hiver austral 2004, son rétablissement a suscité l'utilisation des données ECMWF ré-analysées ERA-40 pour remplacer la version ERA-15 qui était utilisée.

Les ré-analyses ERA-40 sont produites selon trois périodes, définies par la disponibilité des données d'observation pour chaque période de temps:

- période 1 (1987-2002): assimilation des observations les plus récentes (TOVS, SSM/I, ERS, ATOVS et CMW²⁰),
- période 2 (1957-1972): observations anciennes seulement, période "pré-satellite",
- période 3 (1972-1988): assimilation de quelques données satellite (VPTR²¹, TOVS et CMW).

Une différence significative entre ERA-40 et ERA-15 provient de l'utilisation des données satellite. ERA-40 utilise directement les radiances TOVS et assimile celles des capteurs VTPR et AMSU²². ERA-40 utilise les vents retraités depuis Meteosat-2 au moins. ERA-40 innove aussi dans l'utilisation des vents ERS, des radiances SSM/I, des produits d'ozone et des radiances issues du canal ozone de HIRS²³. La résolution verticale du modèle de prévision a été étendue à 60 niveaux. La modélisation physique et la paramétrisation de surface ont été réactualisées, améliorées et l'ozone a été introduit comme variable du modèle. Enfin, ERA-40 utilise des analyses de la SST²⁴ provenant d'autres organismes (UKMO pré-1981 et NCEP post-1981).

ERA-40 fait appel à un modèle spectral global (modèle IFS²⁵) du centre européen dans lequel une partie des calculs s'effectue en décomposant les champs scalaires sous forme d'une combinaison linéaire de fonctions harmoniques sphériques.

²⁰ TIROS Operational Vertical Sounder, Special Sensor Microwave Imager, European Remote Sensing, Advanced TIROS Operational Vertical Sounder, Cloud Motion Winds.

²¹ Radiomètre Infra rouge ajouté en 1972 aux satellite de la NOAA.

²² Advanced Microwave Sounding Unit.

²³ High Resolution Infrared Radiation Sounder.

²⁴ Sea Surface Temperature.

²⁵ Integrated Forecasting System.

En pratique, on n'utilise qu'un nombre fini d'harmoniques sphériques, correspondant à une troncature spectrale et représentant le nombre d'onde de la plus petite longueur d'onde traitée par le modèle spectral, qui permet de définir la résolution horizontale du modèle. Le modèle IFS utilise une représentation en harmonique sphérique T159 (équivalent à ~120 km ou 1.1°). *In fine*, Pascoe *et al.* (2005) ainsi que Baldwin et Gray (2005) ont publié les champs de vents en sortie de ce modèle avec une meilleure précision dans le calcul.

Pour notre étude, nous avons utilisé les données ERA-40 de 1980 (janvier) à 2002 (août) et les données ECMWF opérationnelles de 2002 (septembre) à 2005 (décembre). Les caractéristiques des modèles concernés sont résumées dans le tableau II-2.

Tableau II-2 : Synthèse des caractéristiques des modèles du système de prévision européen (ECMWF) et américain (NCEP/NCAR).

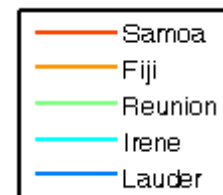
* Les lettres T et L représentent respectivement la troncature zonale et le nombre de niveaux.

Type d'analyse	Modèle	Résolution spectrale	Résolution verticale
ECMWF Opérationnelle	Spectral	T511	L60
ECMWF ERA-40	Spectral	T159	L60
NCEP/NCAR Ré-analyses	Spectral	T62	L28

II.E.2 Comparaison ECMWF-NCEP

Au vu des possibilités dans le choix sur la provenance et la résolution des données de forçage, il a été réalisé une étude de sensibilité. On a comparé la vorticité potentielle advectée à partir des échéances à 6 et 12 heure des champs ECMWF issus de l'analyse opérationnelle et des ré-analyses ERA-40²⁶ avec les échéances à 6 et 12 heure issues du modèle de prévision américain (NCEP/NCAR²⁷). Ces inter-comparaisons ont été effectuées sur la totalité de notre période d'étude pour les cinq stations choisies.

La figure II-11 représente pour chaque station l'évolution temporelle du biais existant entre les valeurs calculées à partir des champs ECMWF ou NCEP sur la surface isentrope 600K. Ce biais est calculé par la formule II-7. Le code couleur pour distinguer les cinq stations a été représenté ci-contre.



$$APV_{\text{biais}} = \frac{APV_{\text{ERA-40}}}{APV_{\text{NCEP}}} - 1 \quad (\text{II-7})$$

On remarque des différences entre les valeurs obtenues pour les tropiques et pour les moyennes latitudes. Pour les stations tropicales, les valeurs de ce biais oscillent entre des valeurs, positives et négatives, proches en valeur absolue de 1. Ce constat montre que l'écart entre les valeurs de APV calculées varie fréquemment du simple au double. Ces différences sont majoritairement négatives aux moyennes latitudes. Les valeurs de la $APV_{\text{ERA-40}}$ calculées sont donc toujours inférieures à celles de la APV_{NCEP} .

Les séries temporelles de APV_{biais} mettent en évidence une saisonnalité remarquable. Les biais négatifs obtenus montrent que les valeurs de $APV_{\text{ERA-40}}$ sont systématiquement inférieures à celles de APV_{NCEP} au cours de l'hiver austral. Les champs NCEP proposent donc une vision de la surf zone dynamiquement plus intense que les champs ERA-40.

Ces remarques se confirment lorsque l'on compare les biais calculés pour chaque station entre les valeurs de APV_{NCEP} , de $APV_{\text{ERA-40}}$ et de APV_{NILU} pour l'hiver 2000 (figure II-12).

²⁶ Les champs ECMWF opérationnels provenant du Norwegian Institute for Air Research (NILU) et les champs ECMWF ré-analysés (ERA-40) ont été mis à notre disposition par l'IPSL.

²⁷ Ces champs sont disponibles à l'adresse : <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis/reanalysis.shtml>.

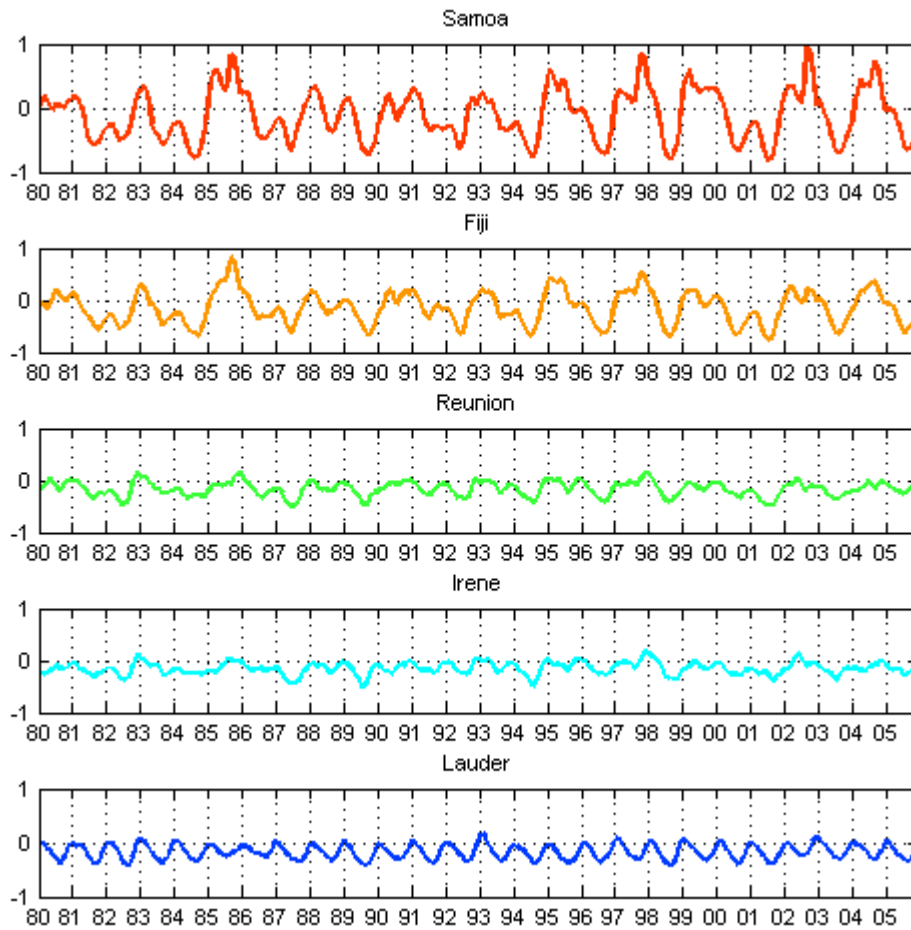


Figure II-11 : Valeurs du biais calculées à partir des valeurs de APV_{ERA-40} et APV_{NCEP} de 1980 à 2005 pour chaque station d'étude.

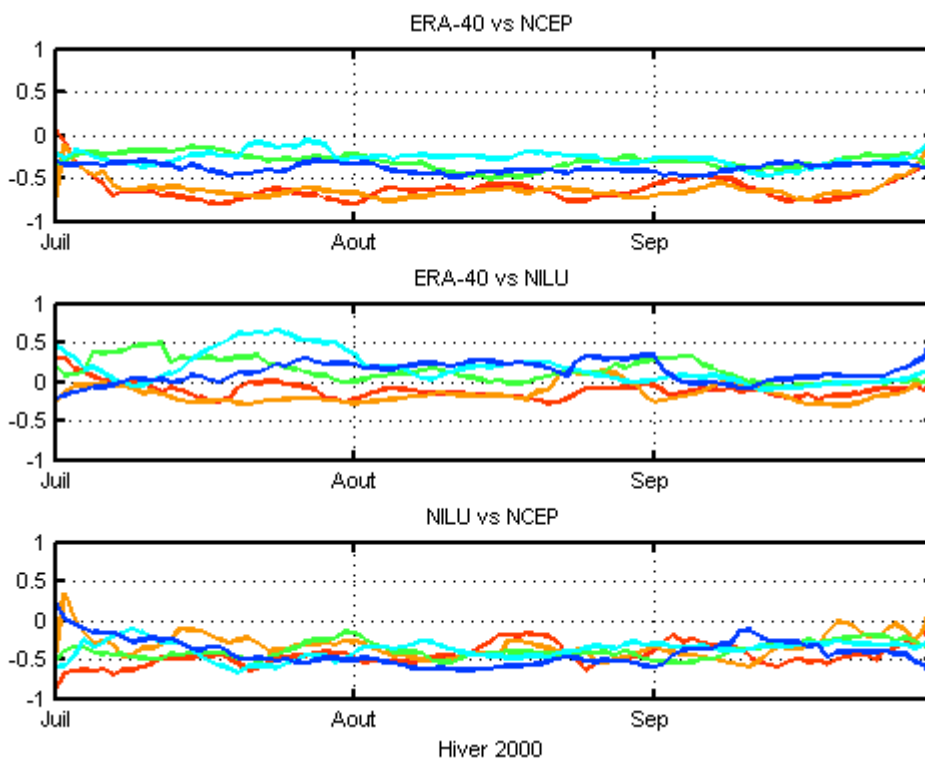


Figure II-12 : Comparaison du biais calculé entre les valeurs de APV_{NCEP} , de APV_{ERA-40} et de APV_{NILU} pour l'hiver 2000. Le code couleur pour distinguer les stations d'études est identique à celui de la figure II-10.

La comparaison du biais obtenu entre les champs ECMWF (opérationnel et ré-analysés) et NCEP pour chaque station révèle des valeurs de APV_{NCEP} deux fois supérieures ($APV_{\text{biais}}=-0.5$) à celles de APV_{ERA-40} et de APV_{NILU} ²⁸. La différence entre les valeurs de APV_{ERA-40} et de APV_{NILU} est moins explicite. Pour les stations subtropicales, la valeur du biais est proche de zéro pendant tout l'hiver. Pour les moyennes latitudes, les valeurs du biais sont positives et proches de 0.5 au début du mois de juillet. Les champs ERA-40 proposent donc une vision de la surf zone dynamiquement plus intense que les champs NILU.

²⁸ Valeurs de la APV calculées à partir des champs ECMWF opérationnel accessible via le Norwegian Institute for Air Research (NILU).

Pour expliquer ces différences et constater leur incidence sur la reconstitution des épisodes de filamentation, nous avons choisi de tracer les cartes de APV obtenues à l'aide des trois champs de forçage pour le 12 juillet 2000. La figure II-13 représente les cartes de APV obtenues par advection des champs ERA-40, NCEP et ECMWF opérationnels. Cette figure confirme les différences constatées en termes de valeurs de APV et de représentation de la surf zone qui apparaît plus intense avec les champs NCEP. On note des valeurs supérieures d'au moins 20 APVU. Néanmoins, on remarque que la langue d'air tropical entraînée vers les moyennes latitudes au-dessus de La Réunion se retrouve quels que soient les champs de forçage en entrée du modèle. Cette structure filamentaire apparaît même plus homogène et par conséquent plus facilement localisable dans le cas des champs ERA-40.

Notre étude désireuse de se concentrer sur la détection et la localisation de structures de grandes échelles, a utilisé les données ré-analysées ERA-40 qui proposaient la meilleure visualisation.

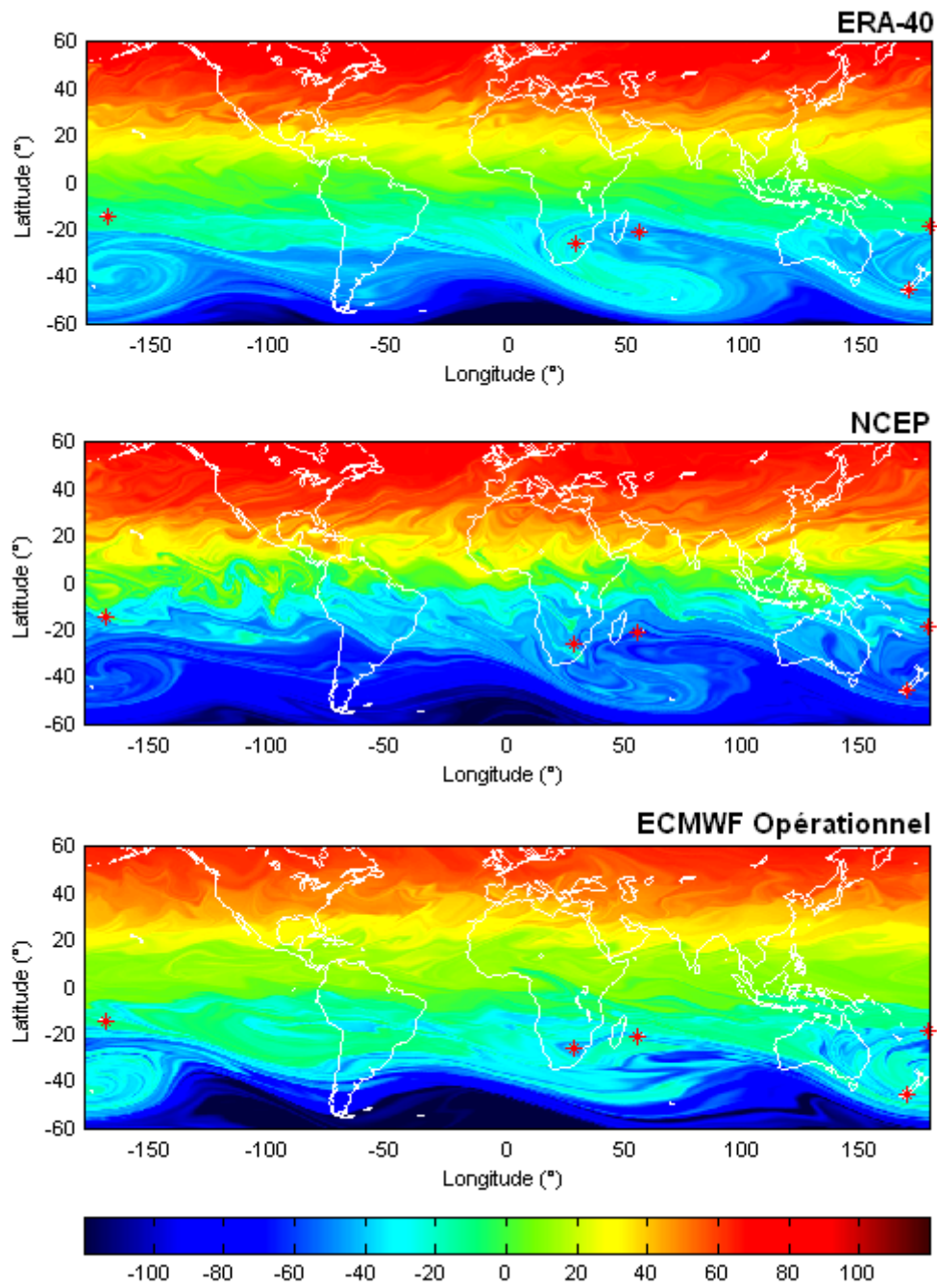


Figure II-13 : Champ d'APV obtenu pour le 12 juillet 2000 à l'aide des champs ERA-40, NCEP et ECMWF Opérationnel.

II.F Les outils diagnostiques

Dans cette étude, on s'intéresse à l'identification et à la caractérisation des structures filamentaires induites par la circulation des ondes dans la stratosphère. Pour cette raison, divers outils diagnostiques ont été développés. Le tableau suivant donne un résumé de ces outils.

Tableau II-3 : Résumé des outils diagnostiques et description de l'investigation qu'ils caractérisent.

Outils diagnostiques	Descriptions
Vorticité potentielle advectée par MIMOSA (APV).	Situation synoptique : origine des masses d'air.
Flux d'Eliassen-Palm (\vec{F}) ²⁹ .	Interaction ondes - écoulement moyen.
Longueur de mélange (L_e^2) et gradient de traceur ($\frac{\partial Q}{\partial A}$) en coordonnées de surface.	Barrières dynamiques et mélange 2D.
Séparation et trafic inter-classes (Méthode des <i>K-moyennes</i>).	Barrières dynamiques et transport en coordonnées réelles

II.F.1 Les diagnostics en coordonnées de surface

Lors de la description du modèle MIMOSA (II-D), nous avons introduit les diagnostics suivants : PV et APV, qui permettent de figurer l'origine des masses d'air. A partir de ces diagnostics, deux outils ont été développés par Nakamura (1996) pour caractériser les variations spatiales ou temporelles du mélange horizontal : le gradient du traceur utilisé et la longueur de mélange (élevée au carré) en coordonnées de surface. Cette section se fixe pour objectif d'introduire ces outils, puis de les mettre en œuvre sur un cas d'étude.

²⁹ Voir chapitre III.

II.F.1.a Formulation

Dans la stratosphère, comme indiqué précédemment, la circulation diabatique est généralement plus lente que le transport isentropique. Si l'on néglige les processus diabatiques, la distribution d'un traceur conservatif sur une surface isentrope est contrôlée par les mouvements horizontaux sur cette surface. L'évolution de la concentration q d'un tel traceur obéit en tout point à une équation d'advection-diffusion pure (équation II-8) que l'on peut également exprimer dans un système de coordonnées de surface A (figure II-14), correspondant à la surface des zones du domaine d'étude limitées par une ligne d'iso-concentration donnée.

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \vec{u} \cdot \vec{\nabla} q = \vec{\nabla} \cdot (\kappa \vec{\nabla} q) \quad (\text{II-8})$$

Avec :

κ : coefficient de diffusion supposé constant,

$\vec{u} = (u,v)$: vent horizontal,

$\vec{\nabla}$: opérateur gradient.

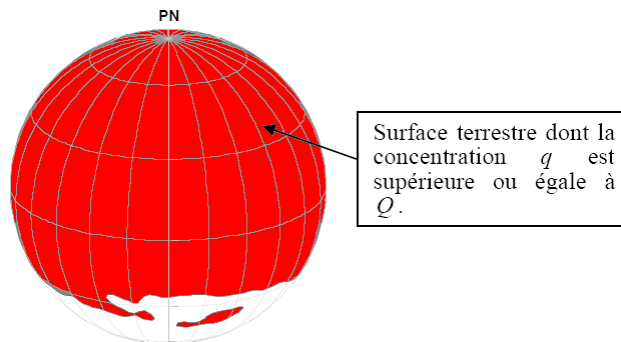


Figure II-14 : Représentation de A sur la sphère terrestre.

Par exemple (figure II-14), A peut être l'aire de la sphère terrestre pour laquelle la valeur de la concentration q est supérieure ou égale à Q . Pour une valeur de Q définissant un contour à un instant donné, correspond une et une seule valeur de l'aire A (A est normalisée par l'air du domaine d'étude). Par définition, $A(Q,t)$ est donc une fonction monotone de Q et il existe une fonction inverse unique $Q(A,t)$ telle que $Q(A(Q,t))=Q$. Il est à remarquer que A est indépendante de la géométrie des contours du champ de traceur (figure II-15).

Dans ce système de coordonnées, le traceur satisfait l'équation bilan suivante :

$$\frac{\partial}{\partial t} Q(A, t) = \frac{\partial}{\partial A} \left[\kappa L_e^2 \frac{\partial Q}{\partial A} \right] \tag{II-9}$$

où L_e est définie comme étant la longueur équivalente du contour par l'équation II-9. Elle représente la longueur du périmètre du contour sur lequel $|\nabla q|$ est constant. L_e peut être considérée comme une mesure de la complexité géométrique d'un champ de traceur.

$$L_e^2(A, t) = \frac{\langle |\nabla q|^2 \rangle}{\left| \frac{\partial q}{\partial A} \right|^2} \tag{II-10}$$

où $\langle . \rangle$ est l'opérateur moyenne sur le contour d'iso-concentration Q .

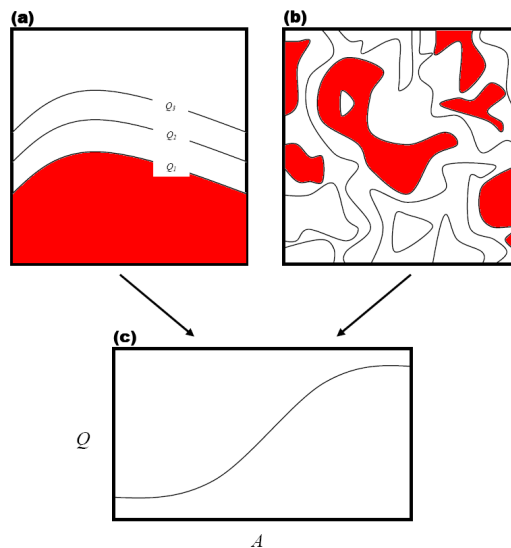


Figure II-15 : Construction de la coordonnée de surface. Pour un champ de traceur bidimensionnel donné en (a), et pour ce même champ de traceur fortement mélangé (b), on obtient dans le cas où les processus de mélange sont conservatifs, des profils du champ de traceur en coordonnée de surface identique (c). D'après Nakamura (1996).

Une autre expression de cette équation de diffusion peut être obtenue en remplaçant cette coordonnée de surface par une coordonnée de latitude appelée « latitude équivalente » notée φ_e . On définit alors φ_e à partir de A par la relation :

$$A = 1 - \sin(\varphi_e) \text{ soit } \varphi_e = \text{Arcsin}(1 - A) \tag{II-11}$$

II.F.1.b Le code DYBAL

Ces outils introduits par Nakamura permettent de définir les barrières dynamiques et de dissocier les zones de mélange. Le gradient du traceur en latitude équivalente doit présenter un maximum relatif à l'endroit des barrières contrairement à la longueur équivalente qui doit y présenter un minimum relatif. En effet, cette longueur équivalente est plus grand lorsque les contours du traceur sont longs comparativement à la longueur minimum possible, c'est-à-dire lorsque la structure géométrique des contours est plus complexe (figure II-16).

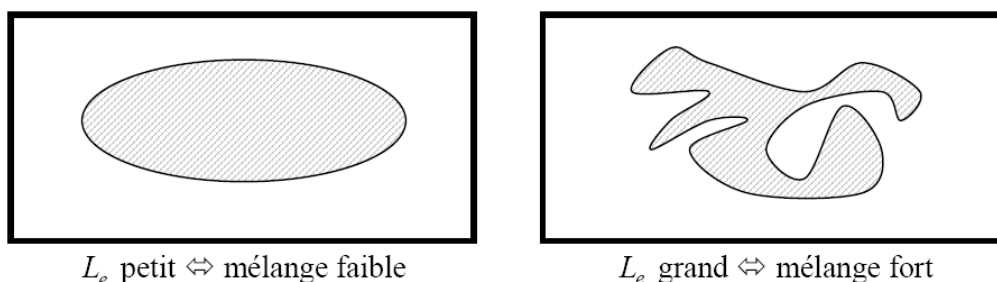


Figure II-16 : Représentation schématique de la variation de la longueur de mélange en fonction de la complexité du contour du traceur.

L'objectif du code DYBAL est la localisation des zones de barrières sur des cartes de vorticité potentielle. Ce code a été développé au LACy par Portafaix (Portafaix *et al.*, 2003), à partir des outils de diagnostic présentés dans le paragraphe précédent (gradient et longueur de mélange). Sa résolution de calcul est de $1 \times 1^\circ$. La fenêtre spatiale est ajustable car le nombre de lignes iso-PV est pris égal au nombre de latitudes initiales (Nash et al, 1996).

Le fonctionnement du code est le suivant :

1. Dans un premier temps, il définit les lignes iso-contours de PV à partir de la carte initiale. Le pas entre chaque ligne iso-PV est pris égal à la résolution en latitude de la carte d'origine.
2. Il calcule, ensuite, les surfaces de Terre A délimitées par ces iso-contours. La latitude équivalente correspondante est calculée à partir de la fonction $PV=f(A)$.
3. La PV est alors interpolée sur un vecteur de latitude équivalente limité pour un même hémisphère à : $[10^\circ; 80^\circ]$ ³⁰.

³⁰ Pour s'affranchir des effets de bords.

4. Par dérivations successives, on obtient tout d'abord le gradient de PV puis sa dérivée en fonction de la latitude équivalente φ_e . Les zéros de la dérivée du gradient accompagnés d'un changement de signe (du négatif vers le positif) indiquent le passage par un maximum. Les indices correspondant donnent la position de(s) barrières détectée(s) en latitude équivalente.
5. On procède de façon similaire pour la longueur équivalente de contour. Elle est d'abord calculée sur la PV initiale en fonction de la latitude équivalente puis interpolée sur le même vecteur de latitude équivalente que le gradient de PV ($[10^\circ ; 80^\circ]$) pour être comparée. Par dérivation, on déduit les indices en latitude équivalente correspondant aux minima détectés.

La figure II-17 montre les vecteurs d' $APV(\varphi_e)$, $\frac{\partial APV(\varphi_e)}{\partial \varphi_e}$ et $L^2_e(\varphi_e)$ en fonction de la latitude équivalente obtenus à partir des champs de APV calculés par MIMOSA. Les croix rouges correspondent aux indices - maxima et minima relatifs - détectés par les deux méthodes. A partir de ces indices, on peut retrouver les valeurs de APV correspondantes aux lignes iso-APV concernées par les maxima (ou minima) détectés. Les contours ainsi délimités par les valeurs obtenues sont tracés pour les deux méthodes sur la carte de APV initiale (figure II-18). Sur la figure II-18 et pour la suite du manuscrit, l'échelle de couleur a été inversée (valeurs de APV positives dans l'hémisphère sud) pour faire ressortir les échanges de masse d'air entre les tropiques et les moyennes latitudes.

Allen et Nakamura (2003) ont montré que des difficultés pouvaient apparaître dans le calcul des outils de diagnostic à partir d'observations en raison de :

- l'utilisation de champs de traceur présentant des zones de « données manquantes », et pour lesquelles il est nécessaire de mettre en œuvre une stratégie de remplissage (voir par exemple Nakamura et Ma (1997)) ;
- l'utilisation de champs de traceurs non monotones en latitude (comme par exemple les champs de données satellites). Une solution proposée par Shuckburgh *et al.* (2001) consiste à effectuer les calculs sur des bandes de latitude dans lesquelles le traceur a une distribution monotone, puis à raccorder les extrémités.

L'utilisation de la APV obtenue à partir des champs issus de modèles globaux doit permettre de contourner ces difficultés. Cependant, les effets de bords ainsi que le bruit causé par la dérivation numérique - représenté par le nombre de détections pour le vortex polaire - restent des facteurs limitant de ces outils diagnostiques. Lorsque plusieurs indices de position de barrière sont obtenus, une moyenne est calculée pour déterminer une seule position de barrière. De plus, l'emploi de la coordonnée de surface nous contraint à la manipulation de contours dont la complexité pour l'identification et la localisation géographique de filaments ou de langues ne permet pas une caractérisation simple de ces événements (figure II-20).

Il a donc été nécessaire de rechercher des outils permettant de caractériser spécifiquement les événements filamentaires et donc le transport des masses d'air correspondant.

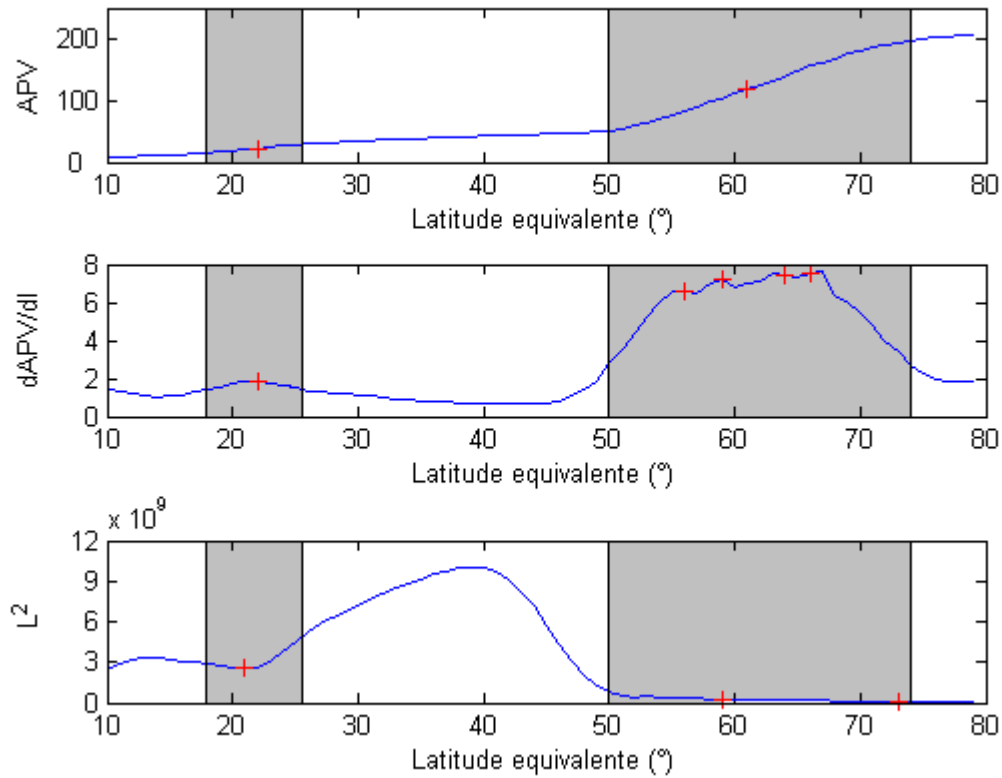


Figure II-17 : Evolution des vecteurs $APV(\varphi_e)$, $(\partial APV(\varphi_e)/\partial \varphi_e)$ et $L^2_e(\varphi_e)$. Les croix rouges représentent les détections de barrières obtenues par DYBAL. Les intervalles grisés désignent les zones de barrières.

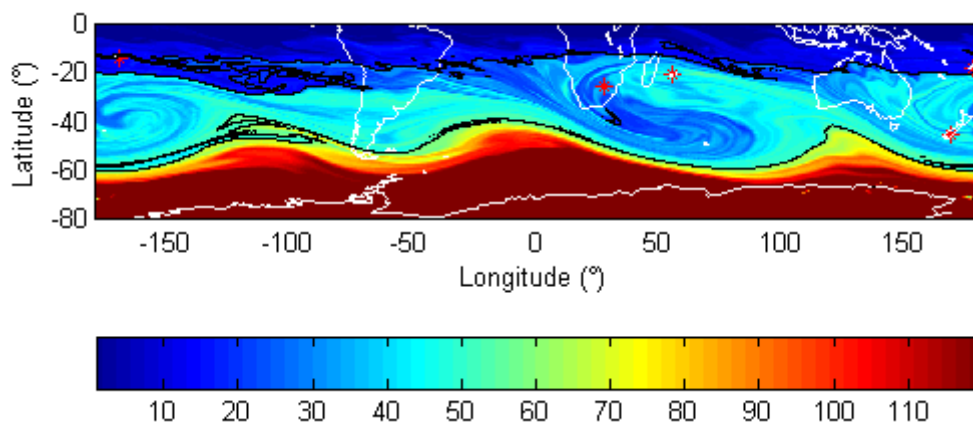


Figure II-18 : Carte de APV pour le 12 juillet 2000. Les contours de barrières détections par DYBAL sont représentés en noir.

II.F.2 La longueur de contour

Cet outil diagnostique, similaire à la longueur équivalente de mélange se construit à l'aide de la longueur du contour du traceur considéré (valeur de *APV*) normalisée par la longueur initiale contrainte par le cadre de l'étude. Plus la longueur du contour sera importante, plus le mélange associé sera intense.

La figure II-19 présente un exemple de l'utilisation de cette méthode sur le cas d'étude du 12 juillet 2000. Waugh *et al.* (1994) ont utilisé ce diagnostic à l'aide de contour de vortacité pour estimer le transport et le mélange en dehors et à l'intérieur du vortex polaire Arctique au cours d'événements filamentaires. Ce diagnostic leur a permis de définir dans un premier temps un seuil de vortacité potentielle définissant le vortex, puis dans un deuxième temps de calculer l'aire des contours en dehors du vortex. L'utilisation de seuils pour définir les barrières fait partie des premières investigations pour quantifier le transport entre les différents réservoirs stratosphériques. Le vortex polaire, reconnu comme structure établie et forte dans la stratosphère hivernale, s'identifie aisément par cette méthode. Cependant, la détection de la barrière subtropicale est plus délicate du fait de sa plus forte perméabilité. Pour une détection routinière de cette barrière et la caractérisation des événements relatifs au déferlement des ondes dans la stratosphère, la seule utilisation de seuil n'est pas adéquate. Non seulement ce seuil sera variable selon l'altitude, mais encore il ne sera pas identique suivant le type de données utilisées pour calculer la vortacité potentielle.

De plus, l'utilisation de contours pour caractériser un filament ou une langue ne semble pas appropriée à un champ à haute résolution ($0,3 \times 0,3^\circ$ par exemple). Le bruit présent sur le contour défini par la valeur de *APV* déterminée (figure II-20) ne facilite pas les méthodes identifiant le nombre de coupures entre ce même contour et un méridien et/ou parallèle (Postel et Hitchman, 1999). Une telle méthode a été utilisée pour caractériser le déferlement des ondes de Rossby le long de la tropopause subtropicale (Barlan, Dufour et Caillaud, 2004). La figure II-21 présente la méthode utilisée pour détecter ces déferlements à travers la tropopause définie communément par le contour égal à 2 PVU. Sans filtrages préliminaires des données brutes ou troncature spectrale, une telle étude n'est pas adaptée. L'emploi de champs à haute résolution devient superflu.

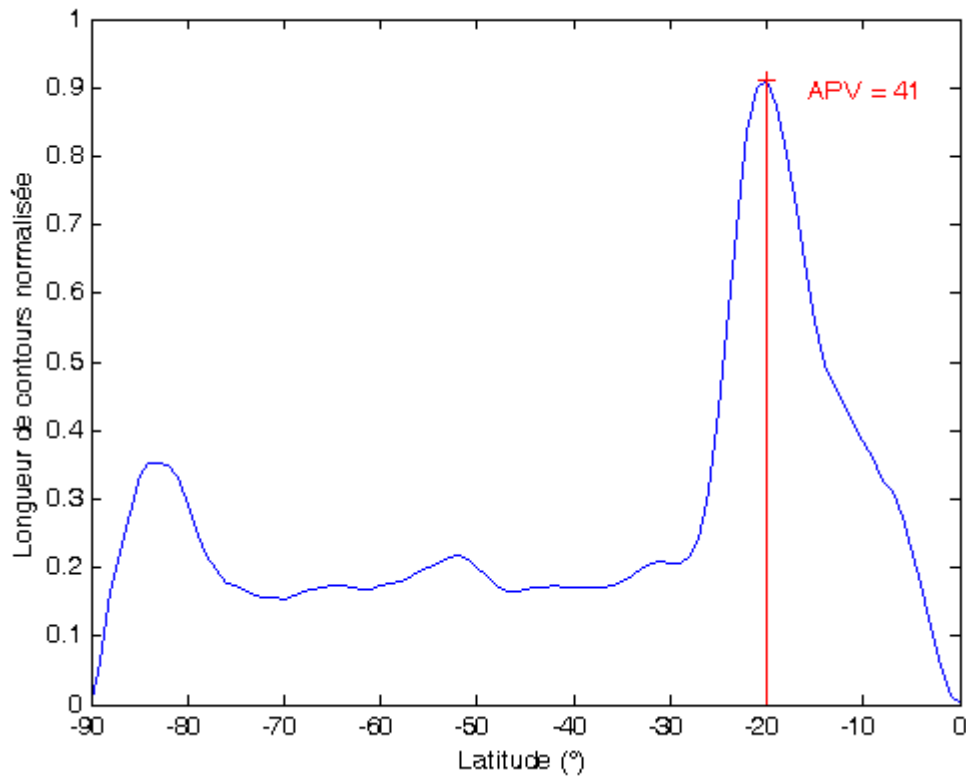


Figure II-19 : Longueur des iso-contours désignés par DYBAL pour le 12 juillet 2000 en fonction de la latitude. La longueur du contour est normalisée par la longueur d'un contour suivant la résolution originelle. Ici, la carte de APV a une résolution de $1 \times 1^\circ$.

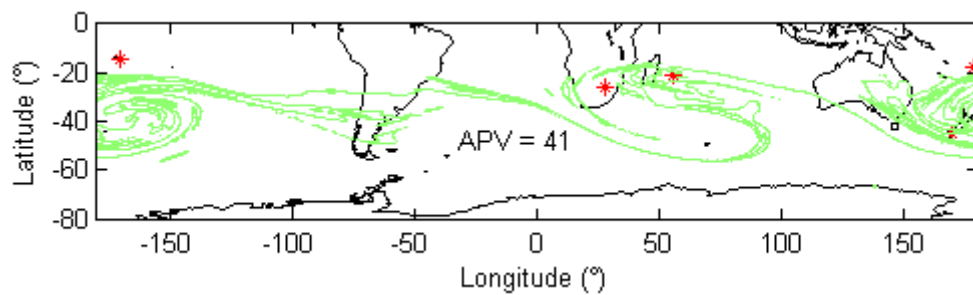


Figure II-20 : Contour de l'iso-APV déterminée à partir du maximum détecté par la longueur de contour pour le 12 juillet 2000.

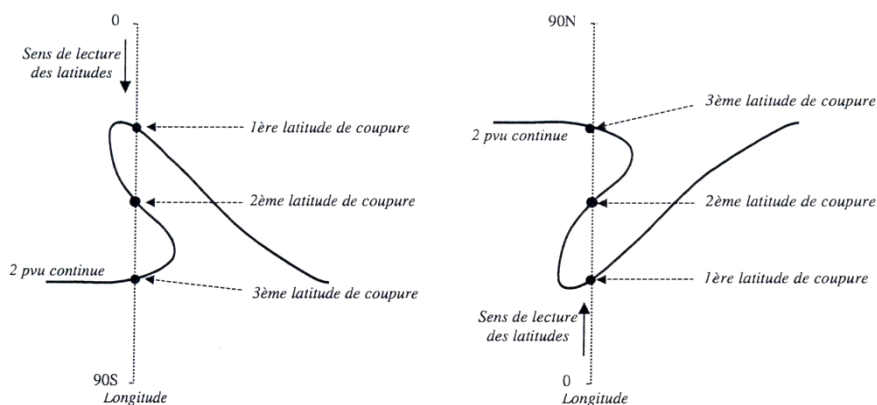


Figure II-21 : Schématisation des coupures de la 2 PVU continue dans l'hémisphère Sud (à gauche) et dans l'hémisphère Nord (à droite). D'après Barlan et al., 2004.

II.G Méthode de classification – Algorithme des k-moyennes

On a vu que l'emploi des outils diagnostiques en coordonnées de surface est d'une grande utilité pour la détection des barrières dynamiques et la localisation des différents réservoirs stratosphériques. Cependant, cette méthode numérique est sensible au bruit dû à la dérivation, présente l'inconvénient de l'imprécision concernant la localisation géographique. De plus, pour une étude routinière de la totalité de notre base de données il est important de se soustraire de ce type de contrainte. La longueur de contour est une première étape dans ce sens mais ne permet pas de quantifier de façon exhaustive le transport entre les différents réservoirs. Il a donc été développé une méthode de classification empruntée à l'analyse multidimensionnelle dont le champ d'action se trouve habituellement en sciences humaines ou en économie. Il convient donc de présenter ce type de méthode dans sa globalité.

II.G.1 L'analyse multidimensionnelle

L'analyse statistique peut être décomposée en deux grandes catégories : la statistique inférentielle et confirmatoire et exploratoire d'une part et d'autre part la statistique descriptive.

La statistique inférentielle et confirmatoire permet de valider ou d'infirmer, à partir de tests statistiques ou de modèles probabilistes, des hypothèses formulées *a priori*, ou après une phase exploratoire. Elle permet également d'extrapoler ; c'est-à-dire d'étendre certaines propriétés d'un échantillon à une population plus large. Cette statistique comprend l'analyse canonique, la régression linéaire et l'analyse factorielle discriminante.

On s'intéresse ici à la statistique descriptive classique qui permet de représenter des informations statistiques en les simplifiant et en les schématisant. La statistique descriptive multidimensionnelle en est la généralisation naturelle lorsque ces informations concernent plusieurs variables ou dimensions. Mais le passage au multidimensionnel induit un changement qualitatif important.

"La réalité multidimensionnelle n'est pas seulement simplifiée parce que complexe, mais aussi explorée parce que cachée" (Lebart, 1997). Il existe deux grandes familles de méthodes descriptives multidimensionnelles (figure II-22) :

- les méthodes factorielles, fondées sur des recherches d'axes principaux (tels que l'analyse en composantes principales) qui produisent essentiellement des visualisations graphiques planes ou tridimensionnelles des éléments à décrire.
- les méthodes de classification - que nous utiliserons dans cette étude - produisent des groupements en classes d'objets obtenus à la suite de calculs algorithmiques. Les éléments à décrire sont groupés de la manière la moins arbitraire possible à partir de leur vecteur de description.

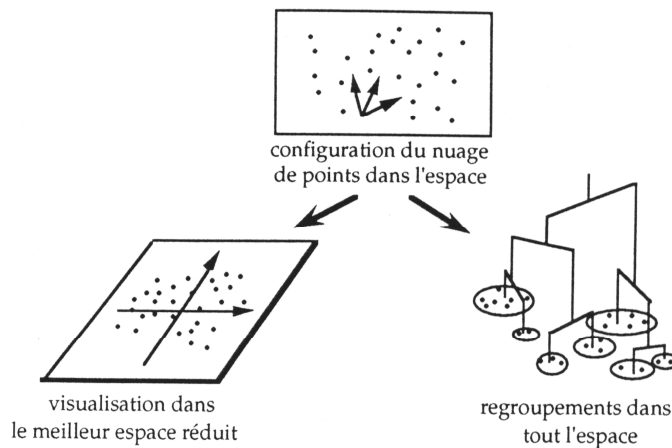


Figure II-22 : Les deux grandes familles de méthodes : à gauche, les méthodes factorielles et à droite, les méthodes de classification.

Les techniques de classifications automatiques sont nombreuses et destinées à produire des groupements de lignes ou de colonnes d'un tableau par des calculs d'algorithmes. Le recours à ces techniques est sous-tendu par quelques idées générales concernant le champ d'observation. On suppose que certains regroupements doivent exister, ou au contraire, on exige que certains regroupements soient effectués. Autrement dit, on ne se satisfait pas d'une visualisation plane et continue des associations statistiques et l'on manifeste, implicitement ou explicitement, un intérêt pour la mise en évidence de *classes* d'individus. Les représentations synthétiques se manifestent soit sous forme de suite de partitions (algorithmes ascendants) des ensembles étudiés (la classification hiérarchique), soit conduisent directement à une partition comme les méthodes d'agrégation autour de centres mobiles (méthode des *k-moyennes* ou méthode des *k-means*). Un des avantages des méthodes de classification est de donner lieu à des éléments (les classes) souvent plus faciles à décrire automatiquement que les axes factoriels (Lebart, 1997).

Dans un contexte géophysique, et plus particulièrement en physique de l'atmosphère, les méthodes de classification basées sur des analyses météorologiques permettent la mise au point de stratégies d'identification de l'origine des masses d'air. Depuis le début du XXI^e siècle, différentes études ont utilisé avec profits les avantages des méthodes de classifications. Ces études concernent toutes l'analyse des phénomènes de transport atmosphérique à partir de l'analyse en composantes principales. Borch et Marengo (2002) ainsi que Colette *et al.* (2005) ont utilisé l'analyse en composantes principales afin de caractériser une masse d'air à partir de données météorologiques telles que : l'humidité, la température potentielle et la quantité d'ozone. Une telle caractérisation a permis la distinction des masses d'air au cours d'échanges verticaux troposphère-stratosphère à partir des champs issus du service d'observation MOZAIC³¹. Huth et Canziani (2003) ont démontré l'intérêt d'une telle méthode pour l'étude de la dynamique et de la climatologie stratosphérique. Appliquée aux champs de vorticités moyennés mensuellement sur l'isentrope 650 K, il leur a été possible d'identifier des événements tels que les échauffements stratosphériques soudains dans l'hémisphère nord ainsi que les réchauffements finaux (impliquant la désagrégation du vortex) dans les deux hémisphères. L'impact des éruptions volcaniques sur la circulation stratosphérique a également pu être testé par l'intermédiaire de cette méthode.

II.G.2 Distances entre éléments et entre groupes

On suppose au départ que l'ensemble des individus à classer est muni d'une *distance*. Ceci ne suppose pas que les distances soient toutes calculées au départ, mais il faut pouvoir les calculer ou les recalculer à partir des coordonnées des points-individus. L'étape initiale consiste alors à construire une première matrice de distance entre tous les individus.

³¹ Measurements of OZone and water vapour by in-service Airbus aircraft.

Une fois qu'un groupe d'individus est constitué il convient de se demander sur quelle base la distance entre un individu et un groupe peut être calculée, et par la suite une distance entre deux groupes. Ceci revient à définir une stratégie de regroupement des éléments, c'est-à-dire se fixer des *règles de calcul* des distances entre groupements disjoints d'individus. Ces règles sont appelées *critères d'agrégation*. Cette distance entre groupements pourra se calculer directement à partir des distances des différents éléments impliqués dans ce regroupement.

Par exemple, si x, y, z sont trois objets, et si les objets x et y sont regroupés en un seul élément noté h , on peut également définir la distance de ce groupement à z par la plus petite distance des divers éléments de h à z :

$$d(h, z) = \min \{d(x, z), d(y, z)\} \quad (\text{II-12})$$

Cette distance s'appelle le *saut minimal* (ou single linkage) et constitue un critère d'agrégation.

Une autre méthode est la méthode des centroïdes. Elle utilise la valeur moyenne (ou centre de gravité) de tout l'ensemble des individus comme point de référence pour les distances des autres individus. Une telle technique est utilisée par l'algorithme des *k-moyennes*.

II.G.3 Notations et principe

Nous considérons ici les n individus à classer comme un nuage de points d'un espace à p dimensions. Chaque point x_i (vecteur à p composantes) est muni d'une masse m_i . On note m la masse totale du nuage :

$$m = \sum_{i=1}^n m_i \quad (\text{II-13})$$

Le carré de la distance entre les points x_i et x est noté :

$$\|x - x_i\|^2 = d^2(x_i, x) \quad (\text{II-14})$$

L'inertie totale I du nuage est la quantité :

$$I = \sum_{i=1}^n m_i \|x_i - g\|^2 \quad (\text{II-15})$$

où g désigne le centre de gravité du nuage :

$$g = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^n m_i x_i \quad (\text{II-16})$$

S'il existe une partition de l'ensemble des éléments en S classes, la $q^{\text{ième}}$ classe a pour masse :

$$m_q = \sum_{i=1}^q m_i \quad (\text{II-17})$$

et pour centre de gravité :

$$g_q = \frac{1}{m_q} \sum_{i=1}^q m_i x_i \tag{II-18}$$

La relation de Huygens fournit une décomposition (figure II-23) de la quantité I en inerties intra-classes et inter-classes suivant la formule :

$$I = \sum_q m_q \|g_q - g\|^2 + \sum_q \sum_i m_i \|x_i - g_q\|^2 \tag{II-19}$$

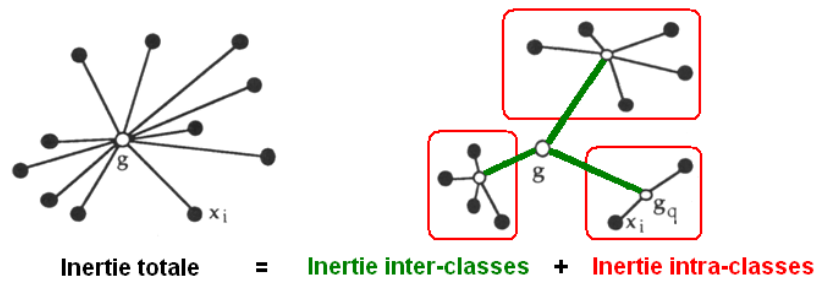


Figure II-23 : Décomposition de l'inertie selon la relation de Huygens.

La qualité globale d'une partition (figure II-24) est liée à l'homogénéité intérieure des classes (et donc à l'écartement entre les classes). I étant une quantité constante, il s'agit par conséquent de minimiser la quantité relative à l'inertie intra-classes :

$$I_{intra} = \sum_q \sum_i m_i \|x_i - g_q\|^2 \tag{II-20}$$

soit encore à maximiser la quantité relative à l'inertie inter-classes :

$$I_{inter} = \sum_q m_q \|g_q - g\|^2 \tag{II-21}$$

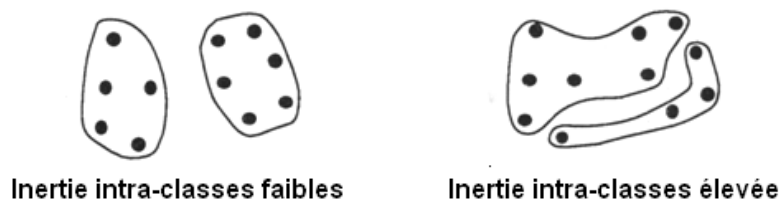


Figure II-24 : Qualité globale d'une partition.

A l'étape initiale, l'inertie intra-classes est nulle et l'inertie inter-classes est égale à l'inertie totale du nuage puisque chaque élément terminal constitue à ce niveau une classe. A l'étape finale, c'est l'inertie inter-classes qui est nulle et l'inertie intra-classes est équivalente à l'inertie totale puisque l'on dispose à ce niveau d'une partition en une seule classe. Par conséquent, au fur et à mesure que l'on effectue des regroupements, l'inertie intra-classes augmente et l'inertie inter-classes diminue. Le principe de l'algorithme d'agrégation selon la variance consiste à rechercher à chaque étape une partition telle que la variance interne de chaque classe soit minimale et par conséquent la variance entre les classes soit maximale.

II.G.4 Classification autour de centres mobiles

Le principe de cet algorithme de classification consiste à créer directement des groupements d'individus par recherche d'une partition, en affectant les éléments à des centres provisoires de classes, puis en recentrant ces classes, et en affectant de façon itérative ces éléments (McQueen, 1967). Ces méthodes sont particulièrement intéressantes dans le cas de grands tableaux de données car les temps de calculs sont bien plus courts que pour les méthodes hiérarchiques.

Soit un ensemble I de n individus à partitionner et caractérisés par p variables. On suppose que l'espace R^p supportant les n points-individus est muni d'une distance d (dans notre cas, la distance euclidienne usuelle). On désire constituer au maximum q classes. Les étapes de l'algorithme sont illustrées par la figure II-25.

Etape 0 :

On détermine q centres provisoires de classes, par exemple par tirage pseudo-aléatoire sans remise des q individus dans la population à classifier. Les q centres :

$$\{C_1^0, \dots, C_k^0, \dots, C_q^0\}$$

induisent une première partition P^0 de l'ensemble des individus I en q classes :

$$\{I_1^0, \dots, I_k^0, \dots, I_q^0\}$$

Ainsi l'individu i appartient à la classe I_1^0 s'il est plus proche de C_1^0 que de tous les autres centres.

Etape 1 :

On détermine q nouveaux centres de classes :

$$\{C_1^0, \dots, C_k^0, \dots, C_q^0\}$$

en prenant les centres de gravité des classes qui viennent d'être obtenues :

$$\{I_1^0, \dots, I_k^0, \dots, I_q^0\}$$

Ces nouveaux centres induisent une nouvelle partition P^1 de I construite selon la même règle que pour P^0 . La partition P^1 est formée des classes notées :

$$\{I_1^1, \dots, I_k^1, \dots, I_q^1\}$$

Etape m :

On détermine q nouveaux centres de classes :

$$\{C_1^m, \dots, C_k^m, \dots, C_q^m\}$$

en prenant les centres de gravité des classes qui ont été obtenues lors de l'étape précédente :

$$\{I_1^{m-1}, \dots, I_k^{m-1}, \dots, I_q^{m-1}\}$$

Ces nouveaux centres induisent une nouvelle partition P^m de l'ensemble I formée des classes :

$$\{I_1^m, \dots, I_k^m, \dots, I_q^m\}$$

Le processus se stabilise nécessairement et l'algorithme s'arrête lorsque l'un des 3 critères ci-dessous est respecté :

- deux itérations successives conduisent à la même partition,
- la variance intra-classes est nulle ou inférieur à un seuil prédéterminé,
- le nombre maximal d'itérations fixé initialement est atteint (ce qui est le cas dans cette étude).

Généralement, la partition obtenue dépend du choix initial des centres. L'inconvénient de cette méthode par rapport à la classification hiérarchique est qu'il faut fixer le nombre de classes *a priori*. L'utilisation d'une méthode d'initialisation pour connaître le nombre de classes à retenir, suivie de la classification autour de centres mobiles, est un bon moyen de valider rigoureusement les classes obtenues.

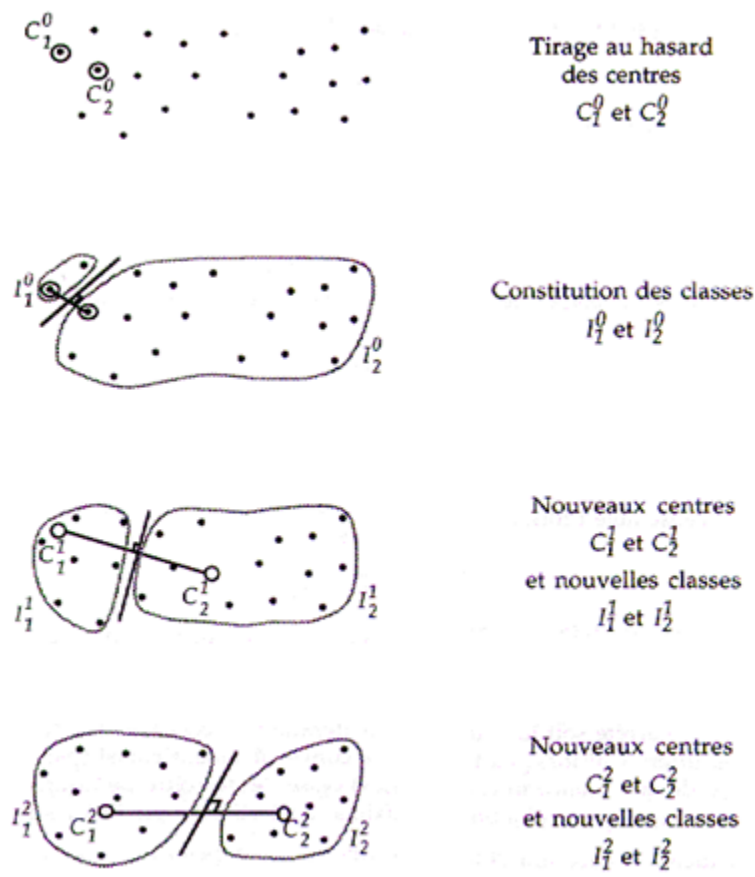


Figure II-25 : Etapes de l'algorithme de la classification autour de centres mobiles.

II.G.5 Initialisation (Méthode Divisive)

Nous avons vu dans le paragraphe précédent que la méthode des *k-moyennes* nécessite une connaissance a priori sur la finalité de la classification par la détermination du nombre de classes désiré. Pour obtenir l'appellation de classification dite « non supervisée », l'emploi d'une méthode d'initialisation autre qu'aléatoire est nécessaire (Bradley *et al.*, 1998). La méthode divisive est alors utilisée. Elle part d'un ensemble d'individus et procèdent par divisions successives des classes jusqu'à l'obtention d'une partition plus fine à l'aide d'outils statistiques simples comme la moyenne et l'écart-type. Pour notre étude, cet algorithme a été utilisé pour initialiser les deux versions des *k-moyennes* (direct et incrémental).

Pour notre étude, nous avons choisi un découpage en 3 classes maximum chacune correspondant à un réservoir stratosphérique :

- le réservoir stratosphérique tropical (TSR),
- la surf zone (SZ),
- Le vortex polaire (VX).

Algorithme de la méthode divisive

1. Commencer avec une classification constituée d'une seule classe C de l'ensemble de départ,
2. Etape de division.

On détermine la classification C' obtenue par le découpage éventuel de chaque classe S de la classification courante C :

$$\begin{array}{l}
 - S'_1 = \{x \in S : d(x, g_s) < \mu_s - \varepsilon * \delta_s\}, \\
 - S'_2 = \{x \in S : \mu_s - \varepsilon * \delta_s < d(x, g_s) < \mu_s + \varepsilon * \delta_s\}, \\
 - S'_3 = \{x \in S : \mu_s + \varepsilon * \delta_s < d(x, g_s)\}.
 \end{array}
 \left. \vphantom{\begin{array}{l} \\ \\ \\ \end{array}} \right\} \quad (II-22)$$

Avec : δ_s l'écart-type de la classe S , μ_s la moyenne de la classe S , g_s le centroïde de la classe S et ε^{32} est un nombre réel appartenant à l'intervalle $[0, 1]$.

3. Vérifier si $C = C'$. Si oui, fin de la classification. Sinon, C est affecté à C' et la procédure reprend à l'étape 2.

II.G.6 Algorithme des K-moyennes – versions directe et incrémentale

Pour cet algorithme, nous avons choisi comme fonction de dissimilarité la distance eulérienne :

$$d(X, Y) = \sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2} \quad (II-23)$$

Nous avons également fixé le nombre k de classes maximum à calculer à $k=3$. Les centroïdes se calculent comme suit :

$$C_i = \frac{\sum_{j=1}^q p_{ij} e_j}{\sum_{j=1}^q p_{ij}} \quad i = 1, \dots, k \quad (II-24)$$

avec :

- e_j une entité ou observation,

$$p_{ij} \text{ l'appartenance de } e_j \text{ à la classe } i \quad \left\{ \begin{array}{l} = 1 \text{ si } e_j \text{ appartient à } i, \\ = 0 \text{ autrement.} \end{array} \right.$$

La figure II-26 présente schématiquement les quatre étapes de l'algorithme des *k-moyennes* dans sa version directe :

1. Initialisation des centroïdes ici effectuée par la méthode divisive,
2. Chaque entité est assignée à un centroïde,
3. Mise à jour de la position des centroïdes,
4. Les étapes 2 et 3 sont répétées jusqu'à ce que la position des centroïdes soit fixe.

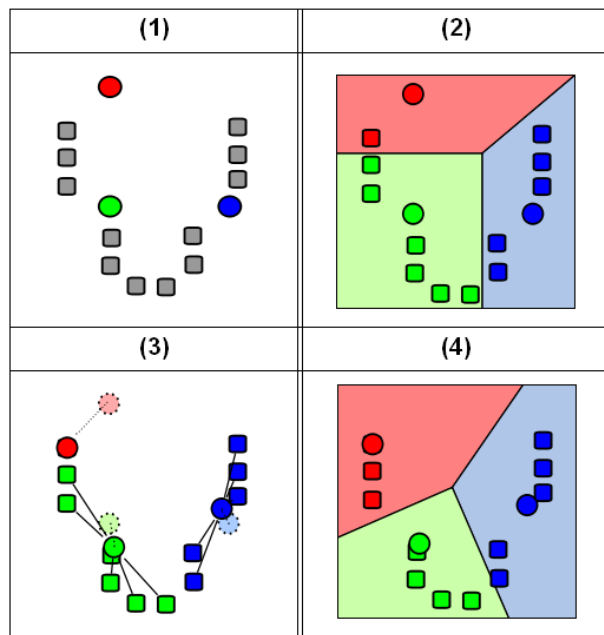


Figure II-26 : Représentation schématique des quatre étapes de l'algorithme des *k-moyennes* dans la version directe. Les ronds représentent les centroïdes, les carrés les observations et les trois couleurs les trois classes définies par l'algorithme.

³² Dans notre cas, ϵ a été pris égal à 1.

Au regard des résultats obtenus (II-G.7.b, figures II-35 et II-36), une version incrémentale de l'algorithme des *k-moyennes* a particulièrement retenu notre attention. A la différence de la version directe, cet algorithme n'exécute pas la mise à jour du calcul des centroïdes à la fin de l'algorithme (étape 3) mais après chaque attribution d'une entité à une classe. Le temps de traitement augmente mais la classification s'en retrouve renforcée (Pham *et al.*, 2004).

Dans un espace unidimensionnel, le calcul de la position du centroïde après chaque point permet d'affiner la classification. Comme le montre la figure II-27, l'appartenance à une classe dépend fortement de l'ordre dans lequel on traite les différents points. Cette dépendance est d'autant plus importante que l'entité considérée est proche d'une frontière entre deux classes. Cette version de l'algorithme s'est révélée plus efficace pour la reconstitution des matrices de APV à partir de la classification obtenue. Par conséquent, la reconstitution d'événements filamenteux paraît plus représentative.

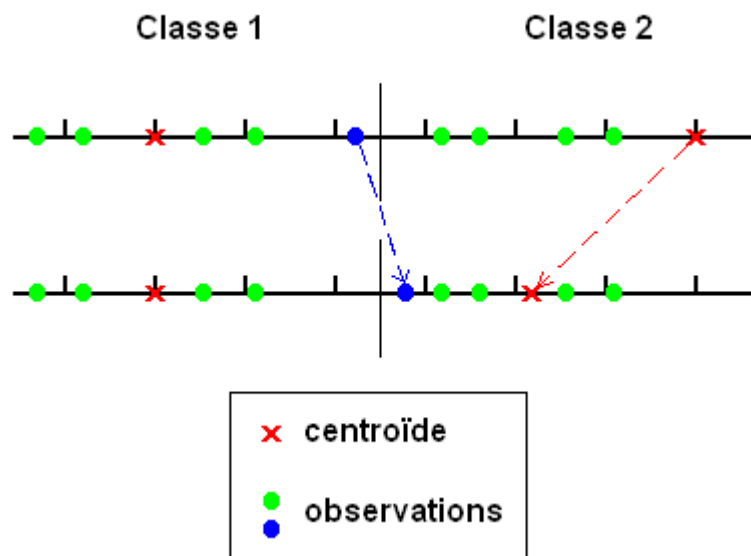


Figure II-27 : Principe de réaffectation des centroïdes et son impact sur la classification finale.

II.G.7 Application à la détection de barrières

Dans cette étude, nous avons utilisé l'algorithme des *k-moyennes* pour obtenir une classification en trois classes ($k=3$), où chaque classe représente un réservoir stratosphérique (le réservoir tropical (TSR), la surf zone (SZ) et le vortex polaire (VX)). Deux objectifs complémentaires ont été poursuivis. Le premier objectif consiste à détecter les barrières dynamiques (subtropicale et polaire) comme intersection entre deux classes pour définir une position climatologique mensuelle des barrières. Nous pouvons définir une barrière par l'équation suivante :

$$\text{Barrière} = \bigcap_{k=1}^3 kmeans (APV, k) \quad (\text{II-25})$$

Le deuxième objectif concerne la reconstitution des cartes de APV à l'aide des classes obtenues pour isoler les événements filamentaires.

Ces deux objectifs combinés vont permettre d'évaluer et de caractériser le transport à travers une barrière dynamique.

II.G.7.a Une barrière comme frontière entre deux classes

Définir une barrière dynamique comme frontière entre deux classes (réservoirs) implique la recherche d'une position méridienne fixe de cette barrière autour de l'hémisphère. Dans ce but, nous nous sommes intéressés à la matrice contenant les valeurs de APV de dimensions [91;360] correspondant à une résolution de $1^\circ \times 1^\circ$. Cette matrice se définit comme un tableau de $n=91$ observations et $p=360$ variables pour une surface isentrope considérée. L'algorithme des *k-moyennes* appliqué à une telle matrice calcule un vecteur à une dimension contenant les indices des k classes désirées. A l'aide de ces indices, à chaque changement de classe correspond une position méridienne de barrière. Comme référence, nous avons utilisé les indices de positions de barrières obtenus par les outils en coordonnées de surface (gradient et longueur équivalente de mélange). DYBAL définit deux positions de barrière exprimées en latitude équivalente.

La figure II-28 illustre la superposition des contours de APV et des positions de barrières détectées par les trois méthodes pour le cas du 12 juillet 2000. On remarque tout d'abord une faible différence dans la localisation de la position de la barrière subtropicale - 20°S pour la méthode des *k-moyennes*, 21°S pour la longueur de mélange et 22°S pour le gradient de PV. On voit également que ces méthodes positionnent cette barrière à la base de l'ouverture de la langue transportant l'air des tropiques vers les moyennes latitudes. Pour le vortex polaire, on constate une bonne concordance de détection par la méthode de la longueur de mélange et la méthode des *k-moyennes*. Il existe une différence entre ces deux méthodes et la méthode du gradient de PV. La méthode de la longueur de mélange et la méthode des *k-moyennes* positionnent le vortex polaire respectivement à 66°S et 65°S, la méthode du gradient de PV à 61°S.

Des différences apparaissent également lorsque l'on s'intéresse à l'évolution temporelle des moyennes mensuelles des positions de barrières obtenues pour la totalité de la période d'étude, soit 26 ans (figure II-29), puis par mois climatologiques (figure II-30). La figure II-29 montre que la méthode des *k-moyennes* suit les évolutions des positions données par les méthodes du gradient et de la longueur de mélange. De manière générale, la position donnée par la méthode de classification se situe entre les deux autres. Ce positionnement semble idéal car la méthode du gradient et celle de la longueur de mélange caractérise deux phénomènes différents bien que complémentaires. La méthode du gradient définit une barrière correspondant à un maximum relatif alors que la méthode de la longueur de mélange définit une barrière correspondant à un minimum de mélange.

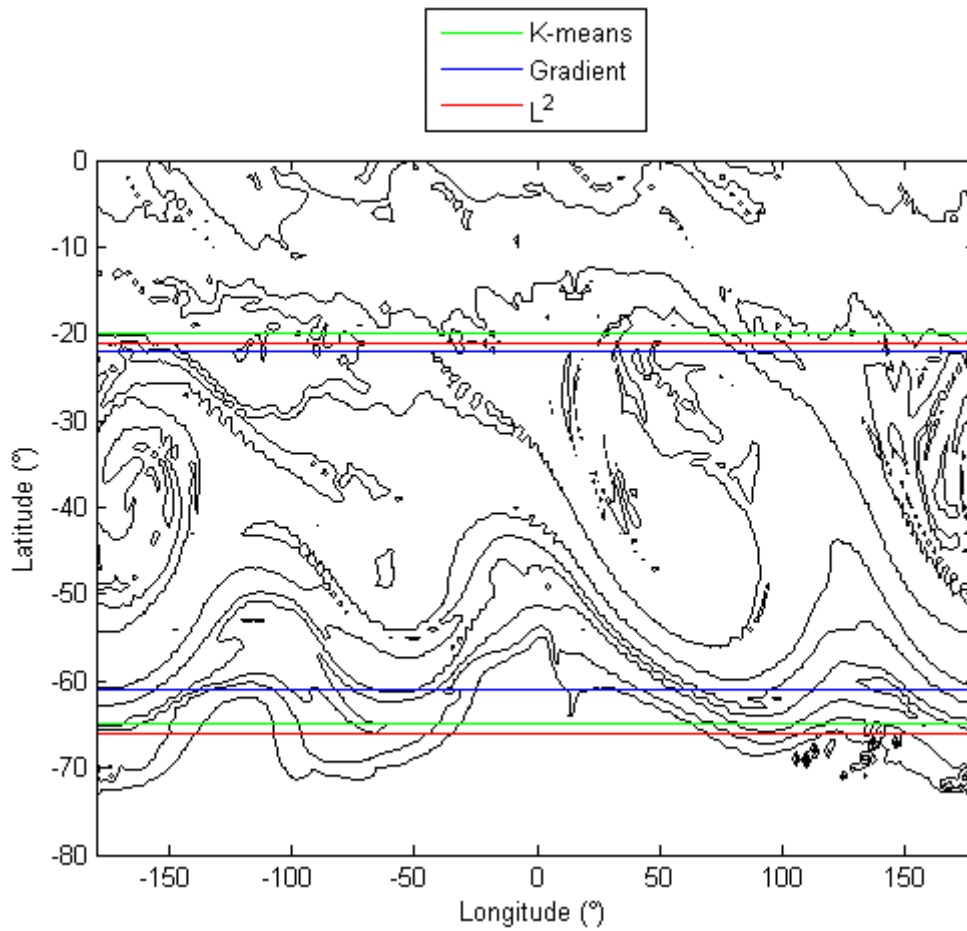


Figure II-28 : Contours des lignes iso-APV (de -140 APV à 0 APV par intervalle de -20 APV) pour le cas du 12 juillet 2000. Les positions des barrières détectées par les trois méthodes (k-moyennes en vert, gradient de APV en bleu et longueur de mélange en rouge) ont été superposées.

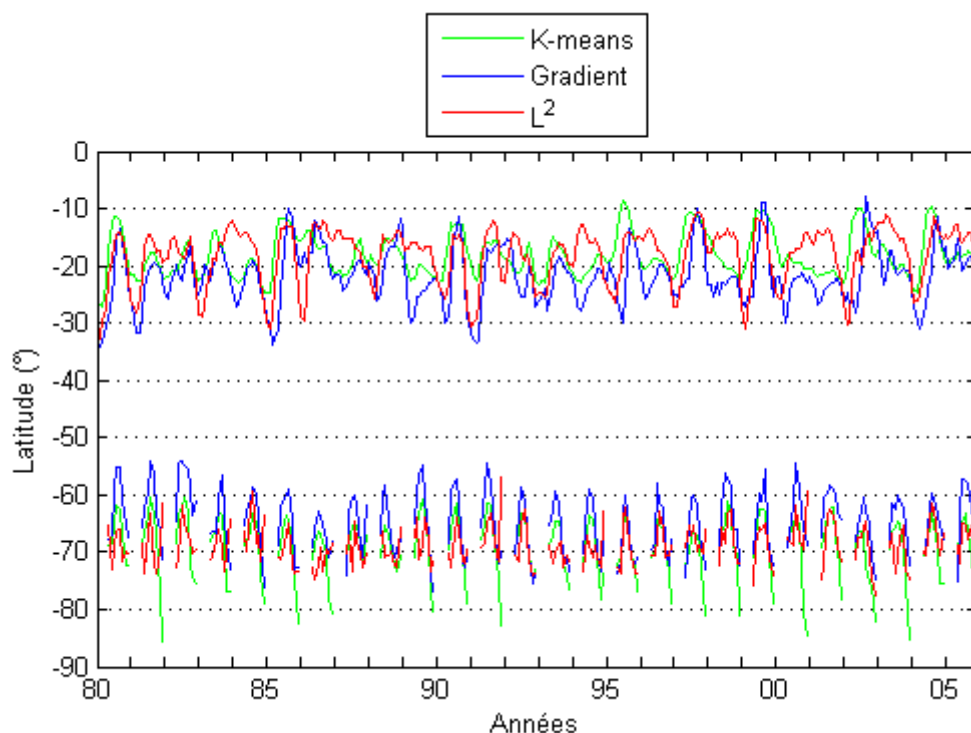


Figure II-29 : Evolution temporelle de la localisation de la barrière subtropicale et du vortex polaire du 1^{er} janvier 1980 au 31 décembre 2005 sur l'isentrope 600K. Les trois méthodes de détection sont représentées en différentes couleurs suivant la légende.

La différence entre la détection par la méthode de la longueur équivalente de mélange et celle du gradient apparaît nettement sur la figure II-30. La méthode de la longueur équivalente de mélange définit la position du vortex polaire à des latitudes plus basses que celles des deux autres méthodes car la région située entre les moyennes latitudes et le vortex est aussi une zone de mélange et de transport de masses d'air vers les moyennes latitudes. En ce qui concerne la barrière subtropicale, une très bonne concordance apparaît entre les trois méthodes à l'exception du mois d'avril où un écart de 7° sépare les positions de barrière définies par les méthodes des *k*-moyennes et de la longueur de mélange et la méthode du gradient.

La figure II-31 représente le champ moyen de APV calculé pour le mois d'avril sur les 26 ans de données. On y voit clairement la différence entre les positions déterminées par les méthodes de la longueur de mélange et des *k*-moyennes et la position déterminée par la méthode du gradient beaucoup plus basse. Cette différence est due au positionnement du dernier contour non déformé (par les méthodes de la longueur de mélange et des *k*-moyennes) ou au positionnement du premier contour déformé (par la méthode du gradient).

Au vu de ces résultats, nous avons décidé de prendre comme référence climatologique la position déterminée par la méthode des *k-moyennes* jours après jour, puis moyennée sur le mois considéré. Pour éviter les effets de bords inhérents au mélange de petite échelle, une distinction a été faite entre chaque réservoir. Cette distinction est égale à deux fois la valeur de l'écart-type déterminé par rapport à la valeur moyenne obtenue mensuellement. Ce complément permet également d'évincer la détection du vortex pendant l'été austral. Un exemple de cartes obtenues a été représenté sur la figure II-32 pour les mois de juillet et de janvier 2000.

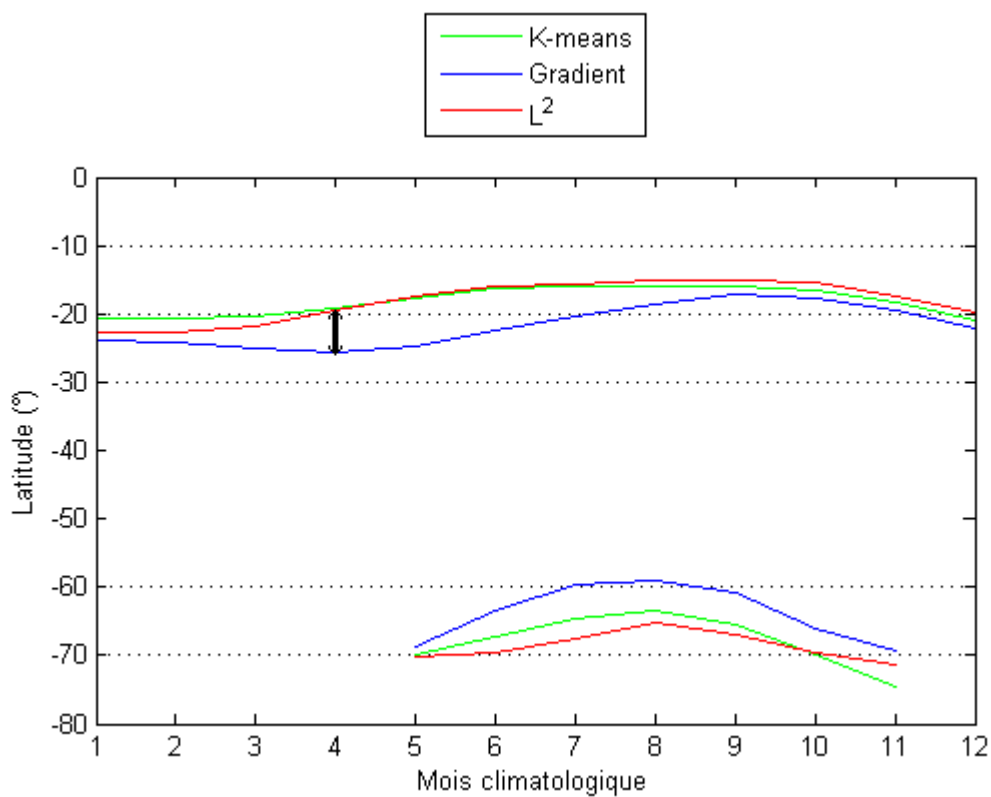


Figure II-30 : Climatologie des positions de barrières sur l'isentrope 600K. Les trois méthodes de détection sont représentées en différentes couleurs suivant la légende.

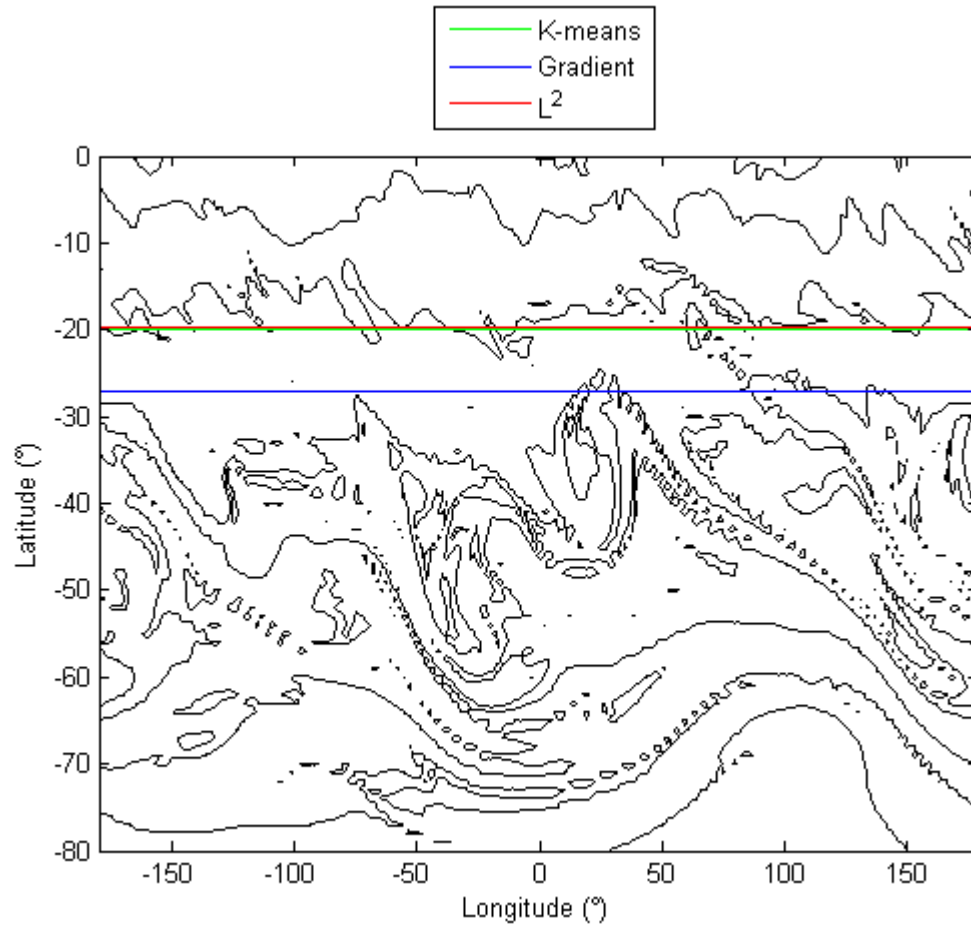


Figure II-31 : Contours des lignes iso-APV climatologiques de 1980 à 2005 (de -140 APVU à 0 APVU par intervalle de -20 APVU) pour le mois d'avril. Les positions climatologiques des barrières détectées par les trois méthodes (*k*-moyennes en vert, gradient de APV en bleu et longueur de mélange en rouge) ont été superposées.

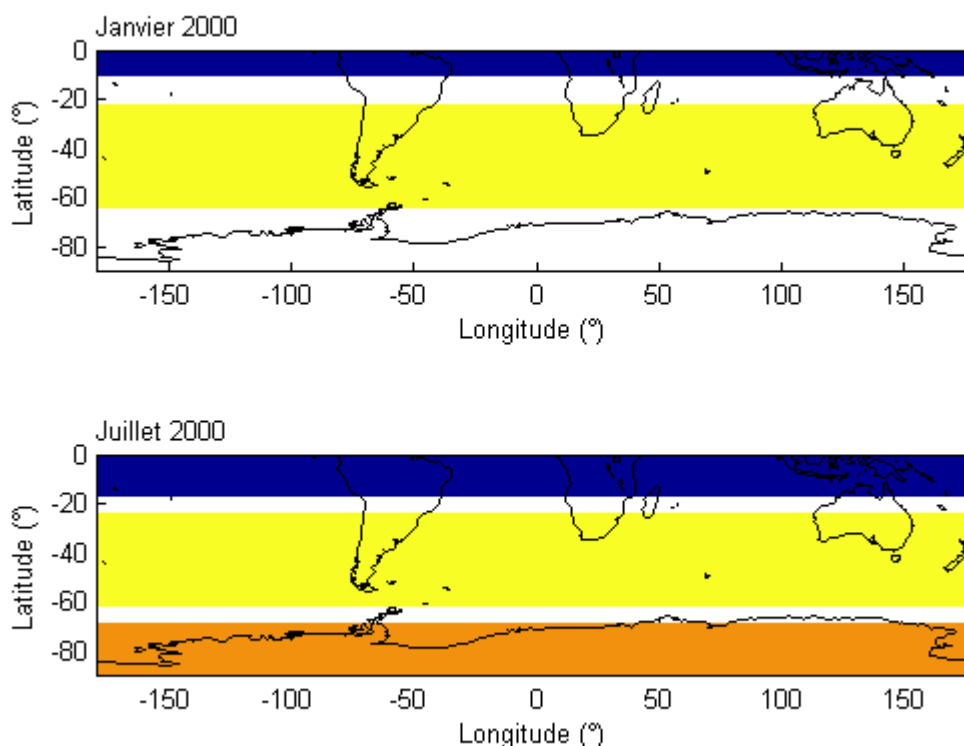


Figure II-32 : Représentation des trois réservoirs stratosphériques sous forme de classes détectées par la méthode des *k-moyennes* et matérialisés par trois couleurs : bleu pour le TSR, jaune pour la surf zone et orange pour le vortex polaire.

II.G.7.b Le transport comme changement de classe

Une deuxième application de l'algorithme des *k-moyennes* se fait non plus à une matrice de APV, mais à un vecteur constitué des éléments de cette matrice. L'analyse devient alors unidimensionnelle sur une grille de latitude. Cette méthode se rapproche de celles déjà employées, en fonction de la latitude équivalente, comme les fonctions de densité de probabilité ou de maximum de vraisemblance (Sparling *et al.*, 2000 ; Neu *et al.*, 2003). La figure II-33 montre une matrice de APV représentée dans ce système de coordonnées pour deux journées caractéristiques de l'hiver et l'été austral. De cette façon, il devient possible de reconstituer une carte de APV et plus précisément un événement filamentaire (figures II-35 et II-36). Cette méthode a été implémentée sur le logiciel Matlab® puis validée dans le cadre d'un stage de Master 2^e année réalisé par Angelo AMPIZARA (2007) et dirigé par Jean DIATTA sous la tutelle de l'IREMIA³³ à l'Université de la Réunion.

³³ Institut de REcherche en Mathématiques et Informatique Appliquées.

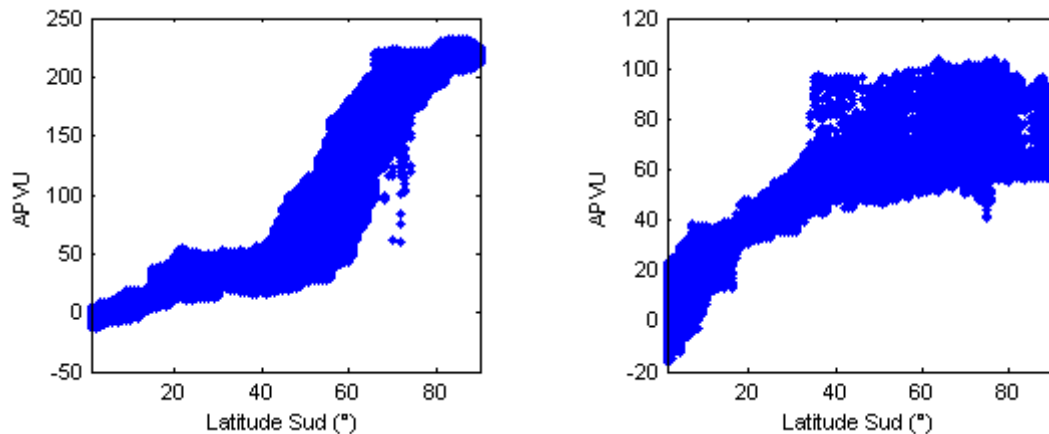


Figure II-33 : Représentation unidimensionnelle d'un vecteur de APV sur l'isentrope 600K pour le 12 juillet 2000 à droite et pour le 13 janvier 2000 à gauche (en valeur absolue).

A partir de la matrice redimensionnée (figure II-33), les algorithmes des *k-moyennes* vont classer chaque point de la matrice en fonction des centroïdes déterminés par la méthode divisive (points noirs sur la figure II-34). On reconstitue ensuite la matrice de APV avec les classes établies par les différents algorithmes (figures II-35 et II-36). Les reconstitutions obtenues montrent une bonne concordance entre les deux versions de l'algorithme des *k-moyennes* pour une journée estivale de l'hémisphère sud (13 janvier 2000 - figure II-35). Pour une journée hivernale (12 juillet 2000 - figure II-36), l'algorithme des *k-moyennes* direct ne parvient pas à distinguer le réservoir tropical de la surf zone. On constate sur la figure II-34 que les valeurs des centroïdes correspondant au réservoir tropical et à la surf zone sont bien trop élevées pour une telle distinction.

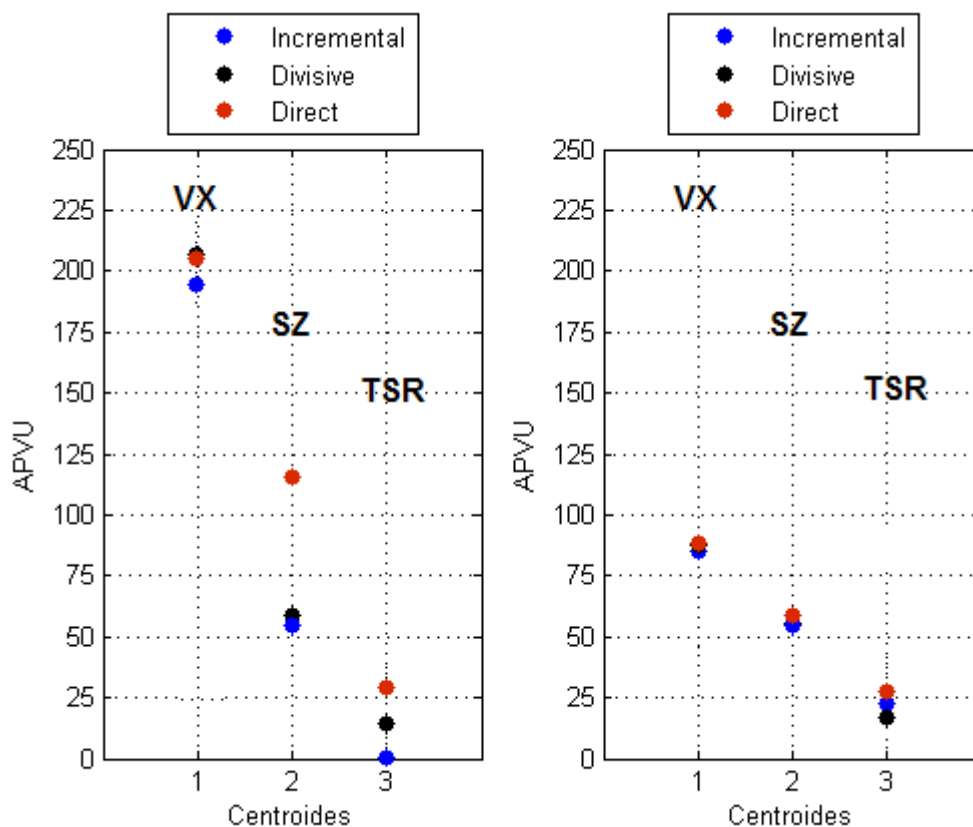


Figure II-34 : Valeurs des centroïdes calculées par chaque méthode de classification (*k*-moyennes incrémental, méthode divisive et *k*-moyennes direct) pour le 12 juillet 2000 à gauche, et pour le 13 janvier 2000 à droite.

Cette version incrémentale de l'algorithme des *k*-moyennes permet de mieux appréhender la perméabilité de la barrière subtropicale car elle affine le calcul de la position de chaque centroïde. Sur la totalité de la période d'étude, cette innovation induit la stabilisation du processus, et un meilleur calcul de la position de chaque centroïde.

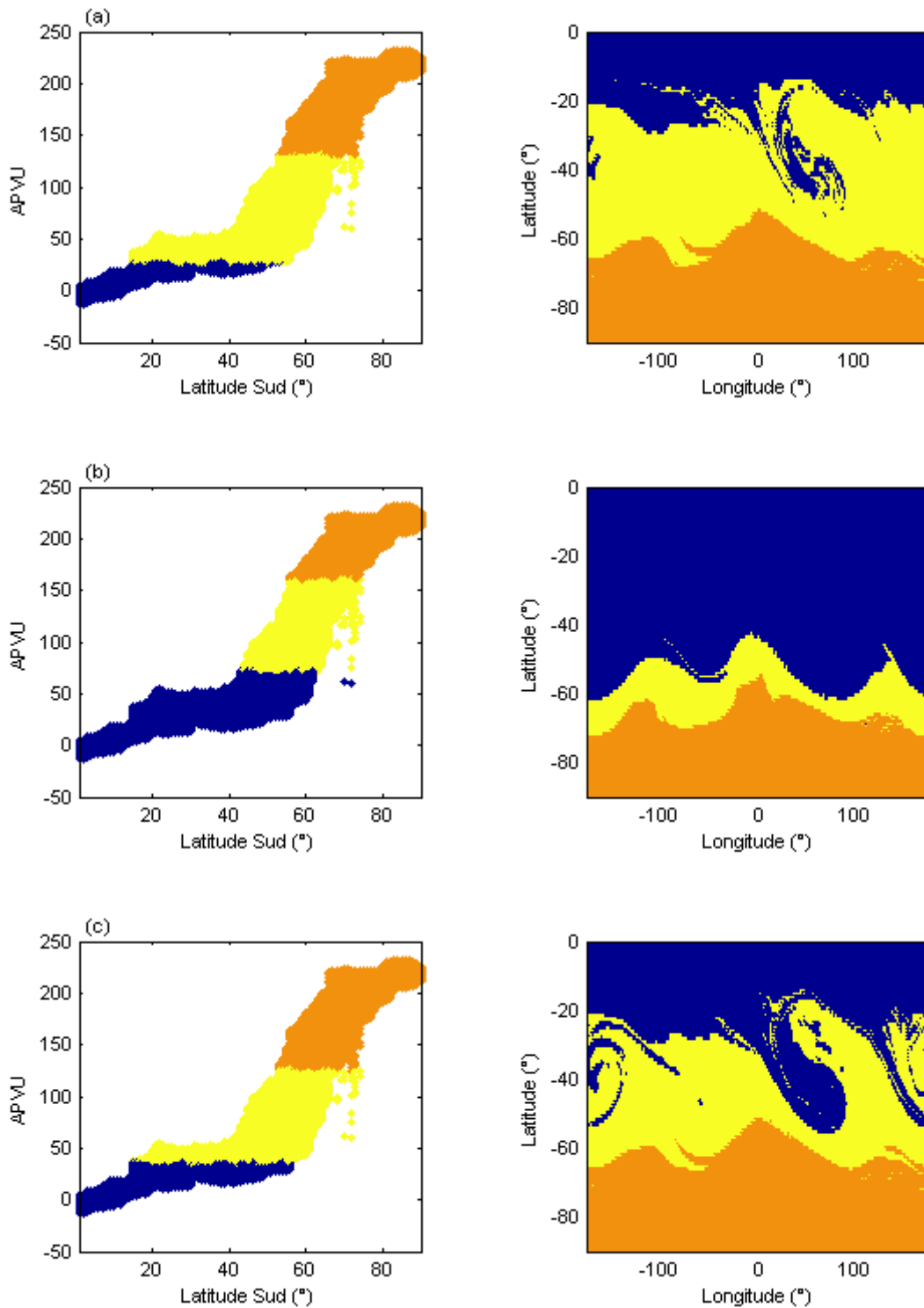


Figure II-35 : A gauche : Représentation unidimensionnelle des classifications effectuées par la méthode divisive (a), la méthode des *k*-moyennes direct (b) et la méthode des *k*-moyennes incrémental (c) pour le 12 juillet 2000. Les valeurs de APV sont représentées en valeur absolue. A droite : Reconstitution des cartes de APV correspondantes aux classifications obtenues.

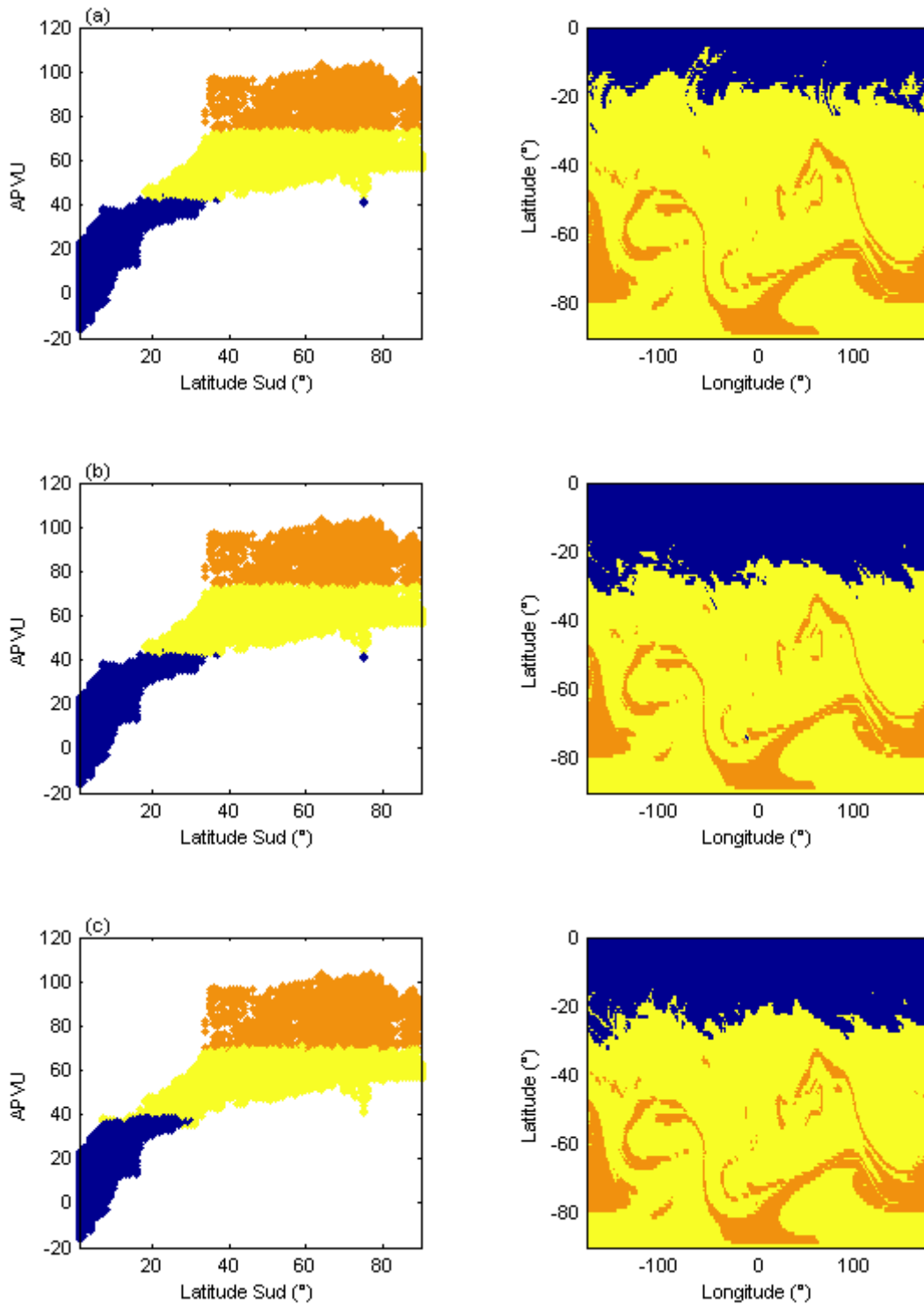


Figure II-36 : A gauche : Représentation unidimensionnelle des classifications effectuées par la méthode divisive (a), la méthode des k -moyennes direct (b) et la méthode des k -moyennes incrémental (c) pour le 13 janvier 2000. Les valeurs de APV sont représentées en valeur absolue. A droite : Reconstitution des cartes de APV correspondantes aux classifications obtenues.

La figure II-37 présente la position - en valeur absolue - de chaque centroïde calculés par les différents algorithmes en fonction du temps. On y remarque une position calculée par la version incrémentale (courbe bleue) nettement plus constante pour le centroïde de la surf zone contrairement à la version directe (courbe rouge) qui calcul des valeurs bien trop élevées. Ceci se traduit par une bonne représentation de la « langue » du 12 juillet 2000 (figure II-34). Les figures II-38 et II-39 présentent la reconstitution d'autres événements survenus au cours de l'hiver austral 1987.

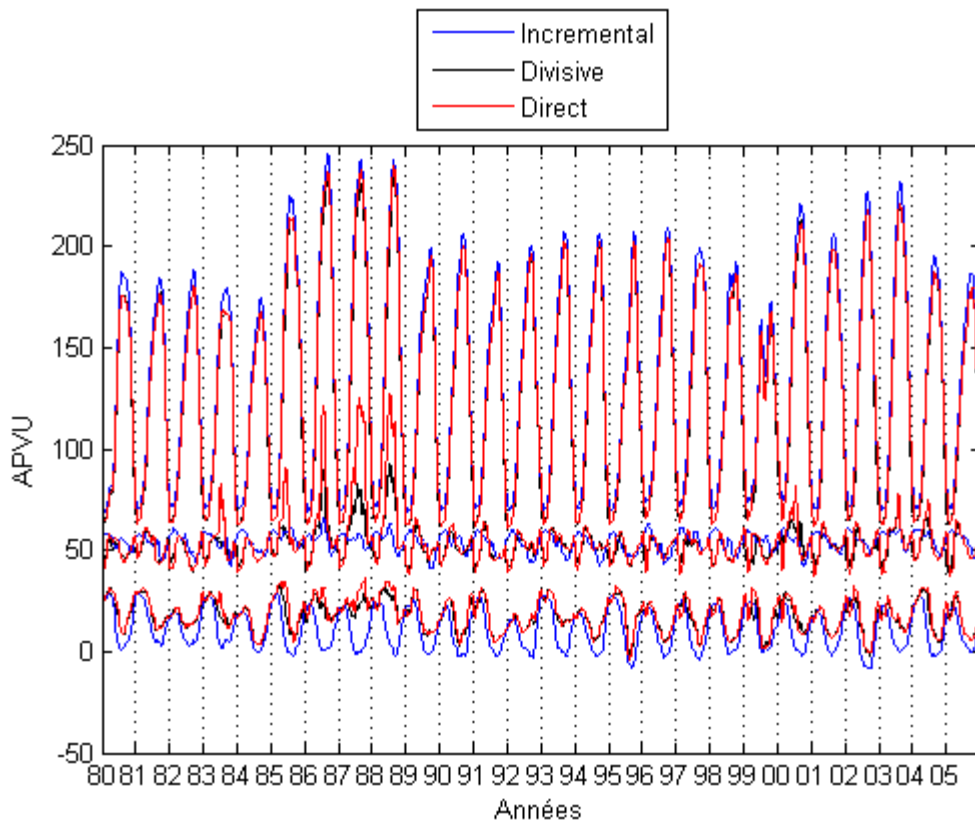


Figure II-37 : Evolution temporelle journalière de la position des trois centroïdes déterminée par les différentes méthodes utilisées, pour les trois centroïdes.

Les figures II-40 et II-41 représentent différentes cartes et reconstitutions obtenues pour quatre journées représentant chaque mois de l'hiver austral 1987 sur l'isentrope 600 K. Sur ces cartes, au regard de l'activité filamentaire, on comprend que ces différents cas sont semblables, voire plus important, au cas du 12 juillet 2000. La carte du 22 juin 1987 illustre les différentes formes majeures qui peuvent être induites par le déferlement des ondes : une bulle, une langue puis un filament. Ces structures s'étirent vers les moyennes latitudes jusqu'à 60°S et participent à la déstructuration des différents réservoirs. Ainsi, on voit que la bordure du vortex se positionne fréquemment entre 80°S et 55°S.

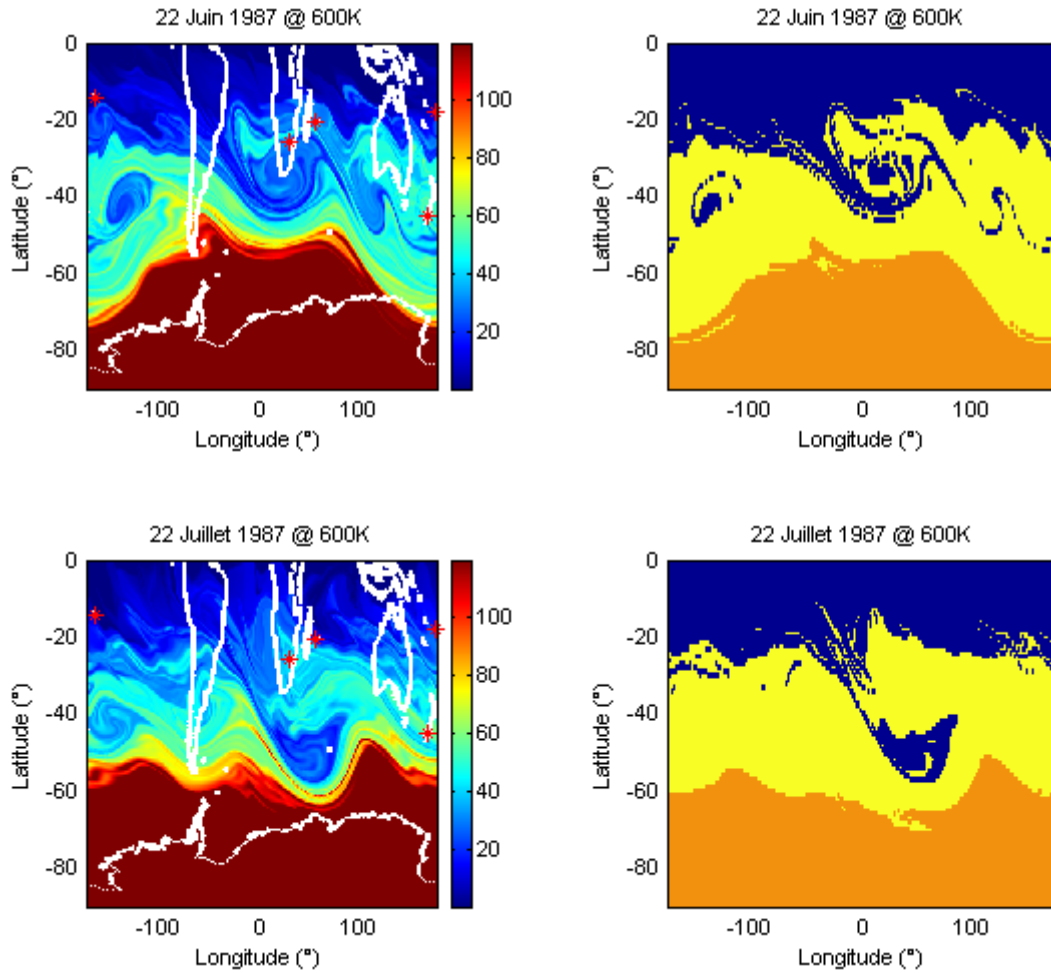


Figure II-38 : A gauche : Cartes de APV obtenues pour les 22 juin et 22 juillet 1987. Les valeurs de APV sont représentées en valeur absolue. A droite : Reconstitution des cartes de APV correspondantes obtenues par la version incrémentale des k-moyennes.

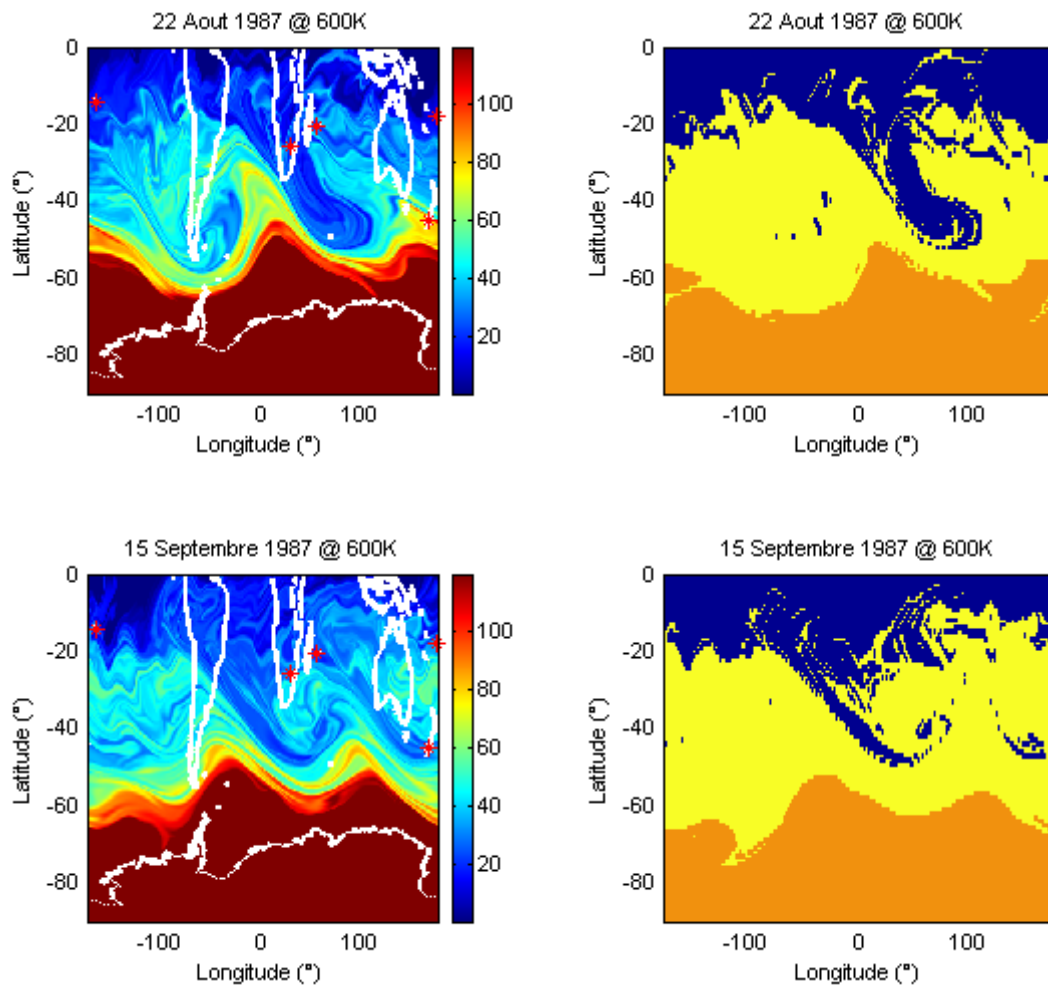


Figure II-39 : A gauche : Cartes de APV obtenues pour les 22 aout et 15 septembre 1987. Les valeurs de APV sont représentées en valeur absolue. A droite : Reconstitution des cartes de APV correspondantes obtenues par la version incrémentale des k-moyennes.

Une fois que les événements déformateurs de la barrière subtropicale sont reconstitués, il est alors possible, en comparant une matrice représentant la position mensuelle des réservoirs stratosphériques (figure II-31) et une matrice de APV reconstituée à l'aide de la méthode des k-moyennes (figure II-34c par exemple), de connaître le nombre de changements de classe pour chaque pixel d'une carte de même résolution. La figure II-40 représente une carte composite effectuée pour détecter les masses d'air entrant (en bleue ou en marron selon le réservoir de provenance) ou sortant (en jaune) de la surf zone.

Cette méthode permet d'estimer, en pourcentage, la surface d'hémisphère pénétrant les moyennes latitudes au travers de la barrière subtropicale. On a appelé trafic (équation II-26) la différence du nombre de pixel entrant en surf zone et du nombre de pixel entrant dans le TSR pondérée par la surface d'un hémisphère :

$$\text{Trafic} = \frac{SZi - SZo}{Hemisphere(\lambda, \varphi)} \times 100\% \quad (\text{II-26})$$

où :

- SZi , pour Surf Zone in, est le compteur du nombre pixels entrant en surf zone,
- SZo , pour Surf Zone out, est le compteur du nombre de pixels sortant de la surf zone et entrant dans le TSR,
- $Hemisphere(\lambda, \varphi)$ est le nombre de pixel contenu dans un hémisphère en fonction de la résolution de la carte d'origine (où λ et φ représentent respectivement la résolution en longitude et en latitude).

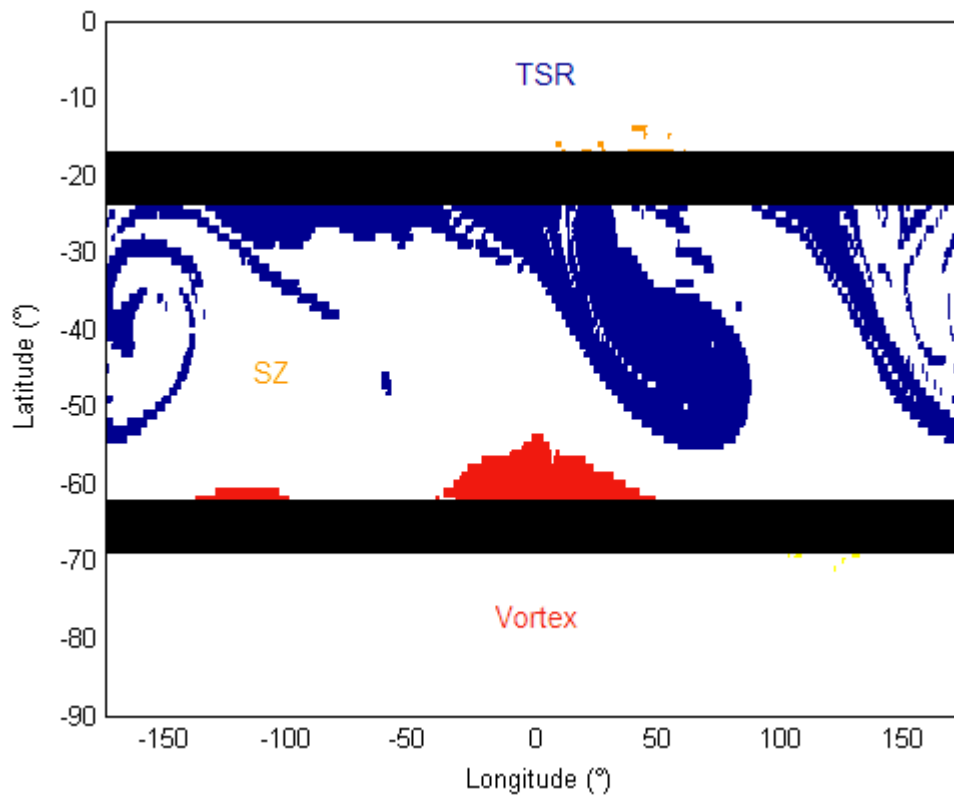


Figure II-40 : Carte composite représentant la comparaison de la position climatologique des barrières dynamiques détectées pour le mois de juillet 2000 (en noir) et d'une carte d'APV reconstituée pour le 12 juillet 2000.

Le tableau II-4 résume les différentes valeurs obtenues (avec une résolution de $1 \times 1^\circ$, soit $Hemisphere(\lambda, \varphi) = 32760$) pour les journées déjà présentées dans cette partie.

Tableau II-4 : Résumé et détails du calcul du « trafic » pour différentes journées de notre étude à 600 K.

	SZi (pixels)	SZo (pixels)	Trafic (%)
22/06/1987	4120	1189	12,5
22/07/1987	3760	0	11,5
22/08/1987	4137	699	12,5
15/09/1987	2922	4	8,9
13/01/2000	2276	0	6,9
12/07/2000	3351	41	10,1

II.G.7.c Suivi de parcelle

Il est également possible de suivre de façon plus précise le comportement d'une parcelle d'air (soit d'un pixel) au cours du temps. Un premier compteur répertorie le nombre de changement de classe entre le TSR et la surf zone (incrémentation de 1). Le deuxième compte le nombre de changement de classe entre la surf zone et le TSR (incrémentation de -1). La figure II-41 montre l'évolution des déformations subites par la barrière subtropicale entre le 11 et le 12 juillet 2000. La figure II-42 représente, par le code couleur, le nombre de changement de classe entre le TSR et la surf zone. Les zones colorées représentent des zones d'échanges entre les deux réservoirs.

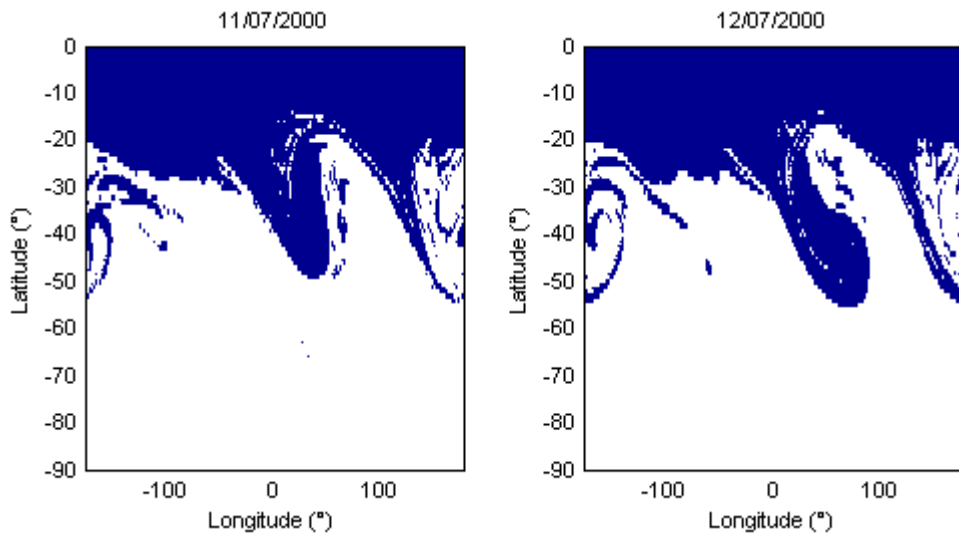


Figure II-41 : Représentation des structures filamentaires s'étirant du TSR vers la surf zone (en bleu) pour le 11 et le 12 juillet 2000.

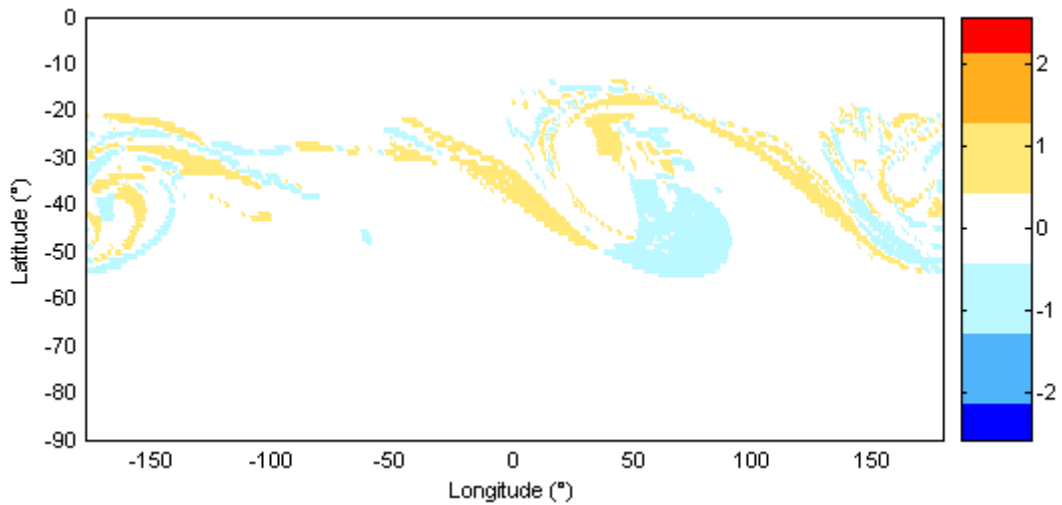


Figure II-42 : Représentation du nombre de changement de classe entre le 11 et le 12 juillet 2000. Les valeurs positives (+1) représentent les pixels changeant de la « classe TSR » vers la « classe surf zone ». Les valeurs négatives (-1) représentent les pixels changeant de la « classe surf zone » vers la « classe TSR ».

Cette méthode appliquée à un mois de données continues permet de caractériser les routes privilégiées du transport méridien. Les figures II-43 et II-44 représentent le nombre de changements de classes réalisés pour chaque pixel respectivement au cours des mois de juillet et de janvier 2000. On peut voir sur ces figures la différence majeure entre l'hiver et l'été austral que Neu *et al.* (2003) avaient fait ressortir : la zone d'échange des moyennes latitudes est plus large (de 20°S à 50°S) en hiver qu'en été où elle est confinée autour de 30°S et large de 10°. Par ailleurs, on constate que la différence entre les deux compteurs est minime et que les zones de changements importants - soit une dizaine de changement de classes (ce qui correspond, en moyenne, à 2 changements de classe par semaine) - sont similaires.

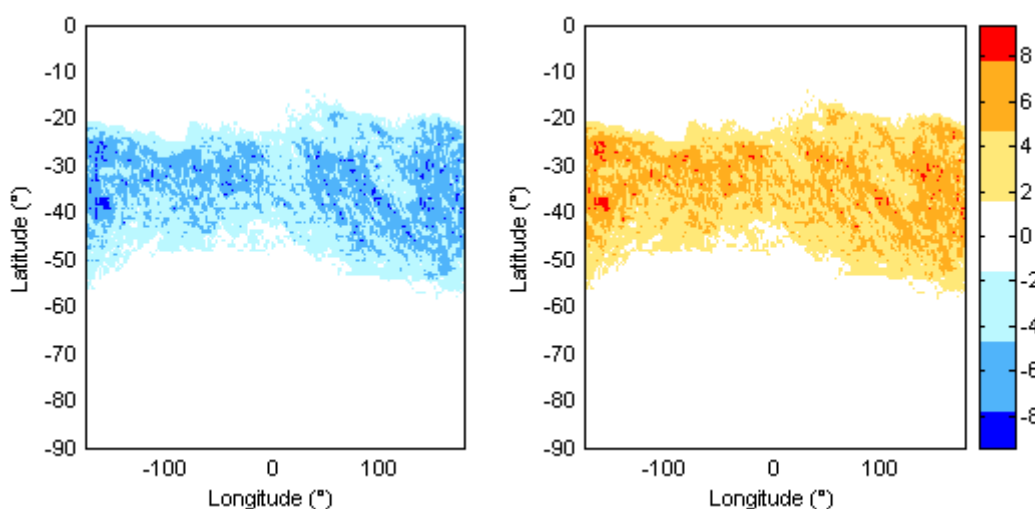


Figure II-43 : Représentation du nombre de changements de classe réalisé, pour chaque pixel, au cours du mois de juillet 2000.

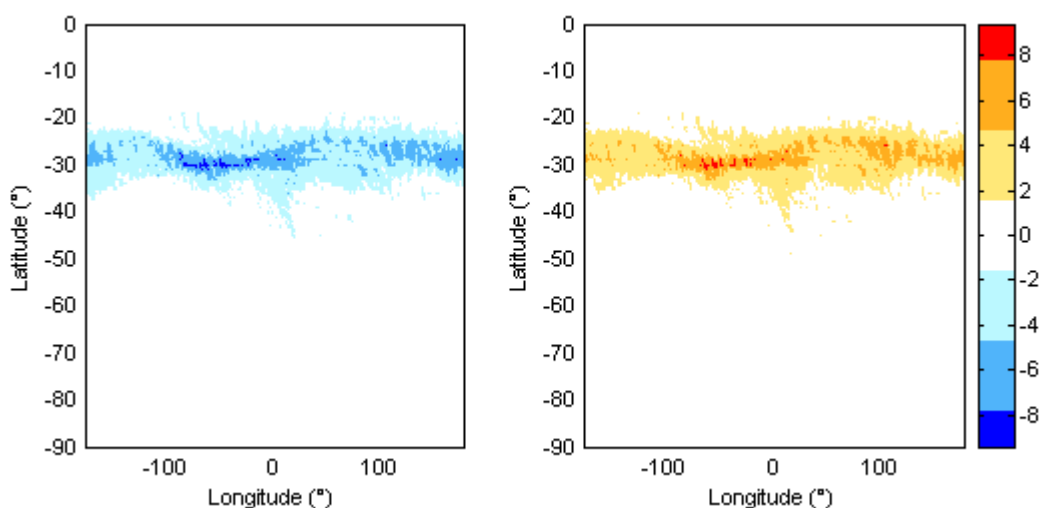


Figure II-44 : Représentation du nombre de changements de classe réalisé, pour chaque pixel, au cours du mois de janvier 2000.

Les similarités entre ces deux compteurs nous ont permis de considérer la valeur moyenne calculée entre ces deux quantités pour examiner la répartition zonale et méridienne des échanges entre le réservoir tropical et les moyennes latitudes.

La figure II-45 représente la répartition zonale (à gauche) et méridienne (à droite) du nombre de changements de classe constaté pour les mois de janvier (en bleu) et de juillet (en rouge) 2000. En longitude, on note une grande différence (d'un facteur 2) entre les deux courbes, ce qui confirme la différence en termes d'échanges à travers la barrière subtropicale. Deux routes privilégiées (en longitude) se distinguent alors au mois de juillet : le bassin Océan Indien (entre 40°E et 80°E) et le Pacifique sud (entre 120°E et 170°O). En latitude, on voit bien l'étendue de la zone d'échange entre 20°S et 50°S en juillet et autour de 30°S en janvier.

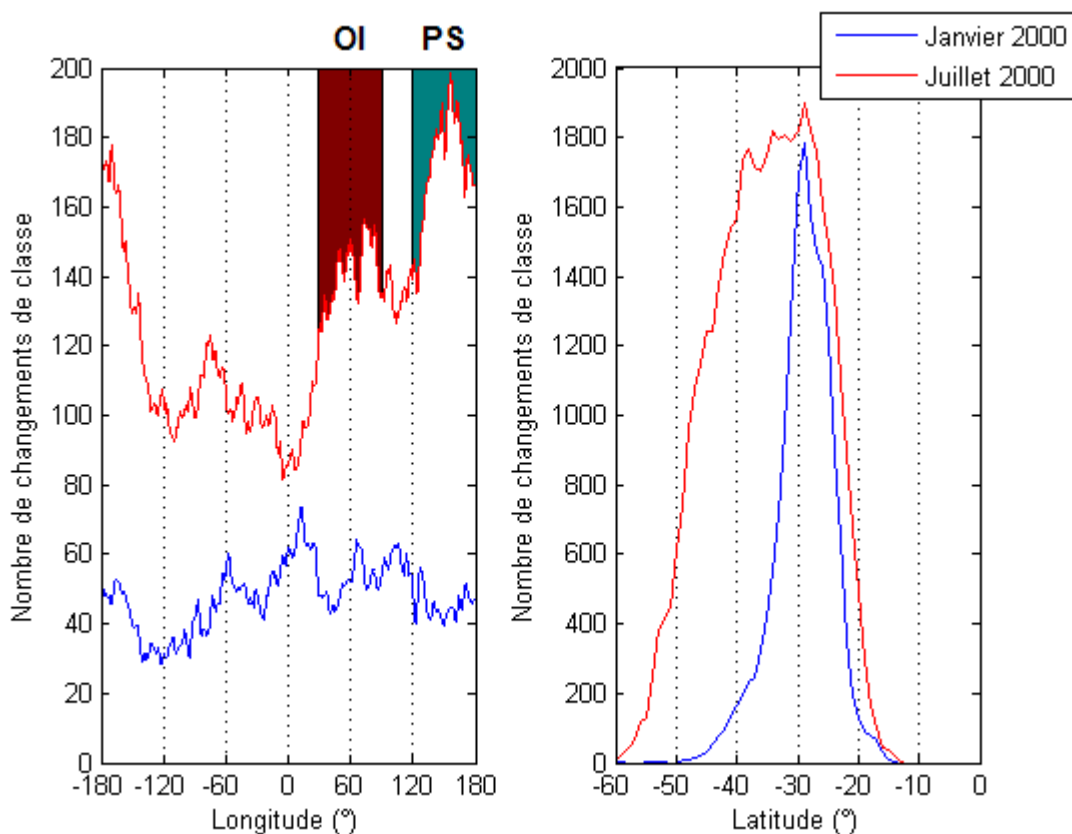


Figure II-45 : Répartition zonale (à gauche) et méridienne (à droite) du nombre de changements de classe pour les mois de janvier (en bleu) et de juillet (en rouge) 2000. OI : Océan Indien, PS : Pacifique Sud.

II.H Conclusion

Dans le présent chapitre nous avons exposé la stratégie imaginée et développée pour analyser et mieux comprendre l'impact du transport isentropique subtropical de l'hémisphère sud sur la circulation générale. Cette stratégie étant fondée sur de nombreux outils (moyens d'observations, modèles numériques, outils diagnostiques), il s'agissait de les décrire pour mieux comprendre leur utilisation sur 26 années d'étude. Pour caractériser et quantifier le transport à travers la barrière subtropicale, nous pouvons utiliser comme diagnostic :

- les champs de vorticité potentielle advectée par MIMOSA pour reconstituer le transport isentropique ;
- le gradient de vorticité et la longueur équivalente de mélange en coordonnées de surface pour caractériser l'intensité de la barrière et le mélange en surf zone.

Pour quantifier le transport de masse d'air - ou « trafic » - à travers la barrière subtropicale, une méthode d'identification de la provenance des masses d'air a été développée. Elle se base sur un algorithme de classification autour de centres mobiles ou algorithme des *k-moyennes*. Cet algorithme permet également de reconstituer une matrice de APV où chaque pixel contient une information caractérisant son réservoir d'appartenance, c'est-à-dire le numéro de sa classe déterminée à partir d'une valeur de APV. En suivant ces pixels sur les 26 années de la période d'étude, il devient possible de quantifier la surface d'hémisphère traversant la barrière et de localiser les préférences géographiques de ces événements de transport.

Chapitre III - Variabilité de la stratosphère de l'hémisphère sud

III.A	Le flux ondulatoire	117
III.A.1	Préambule.....	117
III.A.2	Aperçu général.....	120
III.A.3	Activité ondulatoire.....	123
III.A.3.a	Variabilité Saisonnière	123
III.A.3.b	Influence de la QBO et du cycle solaire.....	124
III.A.4	Impact sur l'écoulement moyen	127
III.A.4.a	Variabilité saisonnière.....	127
III.A.4.b	Influence de la QBO et du cycle solaire.....	129
III.B	Les réservoirs stratosphériques.....	134
III.B.1	Les barrières	134
III.B.1.a	Le vortex polaire.....	135
III.B.1.b	La barrière subtropicale	138
III.B.2	Le mélange	141
III.B.3	Extension méridienne des réservoirs stratosphériques.....	145
III.B.3.a	Le réservoir stratosphérique tropical.....	146
III.B.3.b	La surf zone	150
III.B.3.c	Le vortex polaire.....	154
III.C	Conclusion	158

Pour analyser la variabilité du transport isentropique il est nécessaire de connaître la variabilité des différents éléments mis en cause dans ce phénomène. Particulièrement, nous avons recherché l'influence de la QBO (Annexe B) et du cycle solaire de 11 ans (Annexe C). Au premier chapitre, il a été mis en évidence l'importance de l'activité ondulatoire et de son impact sur l'écoulement moyen. C'est pourquoi, à l'aide de diagnostics calculés à partir du flux d'Eliassen-Palm, il sera présenté en première partie l'analyse du déferlement des ondes planétaires dans la stratosphère et plus précisément sur l'isobare 30 hPa. Puis, nous avons utilisé les outils diagnostiques en coordonnées de surface (gradient de vortacité et longueur de mélange) pour étudier la variabilité des barrières stratosphériques et de la zone de mélange ou surf zone. Finalement, à l'aide de la méthode de classification des *k-moyennes* dans sa version directe, chaque réservoir stratosphérique a pu être caractérisé par la variation de son extension méridienne au cours du temps.

III.A Le flux ondulatoire

III.A.1 Préambule

Un diagnostic de l'activité ondulatoire est fourni par le flux d'Eliassen-Palm (\vec{F} , en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-2}$) et par la divergence de ce flux ($\vec{\nabla}\cdot\vec{F}$). L'examen de ces quantités permet de localiser le déferlement des ondes planétaires dans la stratosphère et l'interaction ondes-écoulement moyen qui en résulte. Dans cette étude, nous avons utilisé la forme quasi-géostrophique du flux d'Eliassen-Palm (Andrews *et al.*, 1987) :

$$\vec{F} = (F^{(\varphi)}, F^{(z)}) \quad \left\{ \begin{array}{l} F^{(\varphi)} = -\rho_s a \cos\varphi (\overline{v'u'}) \\ F^{(z)} = f \rho_s a \cos\varphi \left(\frac{\overline{v'\theta'}}{\theta_z} \right) \end{array} \right. \quad (\text{III-1})$$

Où :

- u' , v' et θ' représentent respectivement les écarts à la moyenne zonale pour les variables u , v et θ .
- $\rho_s = \rho_0 \exp(-z/H)$ où $z = -H \ln(p/p_s)$, avec $H = 7$ km. p et p_s sont respectivement les valeurs de la pression à l'altitude z et celles de la pression à la surface.

La divergence du flux d'Eliassen-Palm s'exprime en fonction des composantes $F^{(\varphi)}$ et $F^{(z)}$ de ce flux par :

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{F} = (\bar{a} \cos \varphi)^{-1} (F^\varphi \cos \varphi)_\varphi + (F^{(z)})_z \quad (\text{III-2})$$

Le vecteur \vec{F} donne la direction de propagation des ondes planétaires dans le plan (φ, z) (Kanzawa, 1984). En moyenne, l'activité des ondes planétaires en hiver est associée à un flux \vec{F} qui se propage de la troposphère à la stratosphère, puis vers l'équateur. Les ondes planétaires déferlent essentiellement aux endroits où le flux (\vec{F}) converge ($\vec{\nabla} \cdot \vec{F} < 0$).

En pratique, on a multiplié les composantes du vecteur \vec{F} pour pouvoir les visualiser clairement à travers toute la stratosphère. La composante $F^{(\varphi)}$ a été multipliée par le facteur $e^{z/H}$ (Mechoso *et al.*, 1985) et $F^{(z)}$ par un facteur égal à 150 (Randel *et al.*, 1987).

De plus, on a préféré la représentation du terme D_F à $\vec{\nabla} \cdot \vec{F}$:

$$D_F = (\rho_s a \cos \varphi)^{-1} \vec{\nabla} \cdot \vec{F} \quad (\text{III-3})$$

Ce terme représente la force zonale résultant des interactions ondes-écoulement moyen par unité de masse. Cette force décrit la force exercée sur l'écoulement moyen par l'activité ondulatoire. Son signe permet donc d'évaluer la décélération (lorsqu'elle est négative) ou l'accélération (lorsqu'elle est positive) de l'écoulement moyen.

L'intensité de l'activité ondulatoire $|\vec{F}|$ est définie par Shiotani et Hirota (1985) à partir des considérations théoriques de Palmer (1982) :

$$|\vec{F}| = \left[\{F^{(\varphi)}\}^2 + \left\{ \frac{N}{f} F^{(z)} \right\}^2 \right]^{1/2} \quad (\text{III-4})$$

avec $N = 2 \cdot 10^{-2} \text{s}^{-1}$ et f est le paramètre de Coriolis.

A l'aide de l'équation III-1, on comprend que $|\vec{F}|$ est proportionnelle à la racine carrée de l'amplitude de l'onde.

Chacun de ces diagnostics (\vec{F} , D_F et $|\vec{F}|$) a été calculé pour les échéances journalières de 1980 à 2005 sur les échelles suivantes :

- en altitude :

Z (km) : 5 6 8 10 11 13 16 19 21 25 27 32 35 37 41 44 48

- en latitude : de 90°S à 90°N avec une résolution de 2,5°.

La figure III-1 représente, pour le 12 juillet 2000, $\vec{F} = (F^{(\varphi)}, F^{(z)})$ sous forme de vecteurs et D_F à l'aide de l'échelle de couleur - en bleu (resp. rouge), D_F est négative (resp. positive). On y observe le déferlement des ondes dans la stratosphère, via la troposphère, de 30 km à 40 km. Ce déferlement a pour conséquence l'étirement des masses d'air des tropiques vers les moyennes latitudes et la décélération de l'écoulement moyen aux moyennes latitudes (contours bleus étendus de 50°S à 30°S). Aux plus hautes latitudes, on note l'affaiblissement de l'activité ondulatoire ce qui renforce le jet d'ouest caractéristique du vortex polaire.

La figure III-2 représente l'intensité de l'activité ondulatoire en fonction de la latitude pour le 12 juillet 2000 (courbe bleue) et pour la moyenne obtenue sur la totalité du mois de juillet 2000 (courbe rouge). On peut voir sur cette figure la concentration de l'activité ondulatoire entre 65°S et 45°S pour le cas du 12 juillet et entre 60°S et 40°S sur la totalité du mois de juillet 2000. On peut voir que la courbe bleue se prolonge et reste supérieure à la moyenne mensuelle jusqu'à 20°S qui est la latitude préférentielle des échanges méridiens à travers la barrière subtropicale.

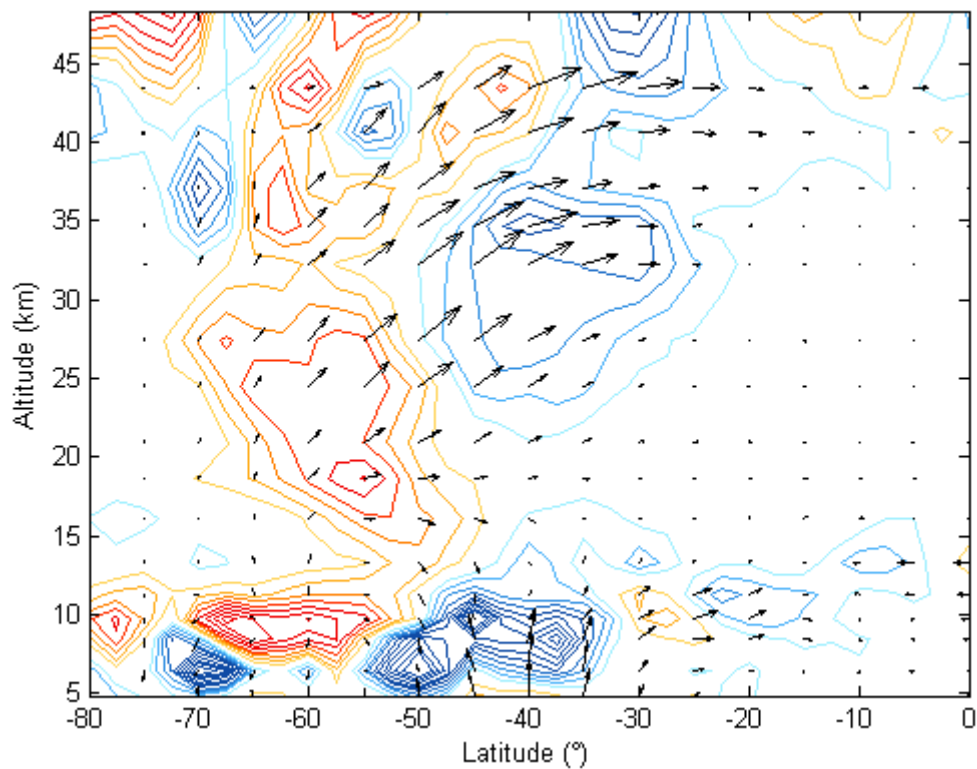


Figure III-1 : Coupe latitude-altitude du flux d'Eliassen-Palm \vec{F} (vecteurs) et de la force zonale par unité de masse D_F en $m.s^{-1}.jour^{-1}$ (contours), pour le 12 juillet 2000. La partie bleue (resp. rouge) représente les valeurs négatives (resp. positives) de D_F . L'intervalle est de $2 m.s^{-1}.jour^{-1}$. Les vecteurs \vec{F} ont été agrandis, afin de pouvoir les visualiser clairement.

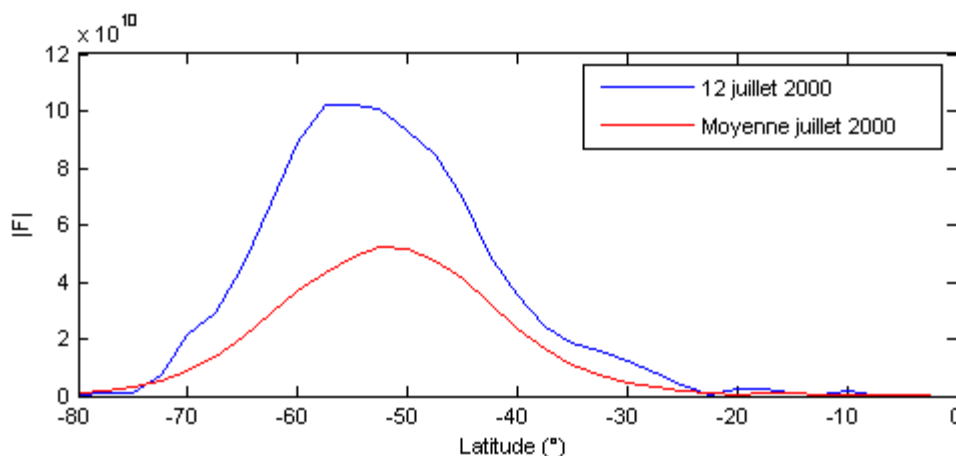


Figure III-2 : Représentation de l'intensité de l'activité ondulatoire par la norme du vecteur \vec{F} en fonction de la latitude pour le 12 juillet 2000 (courbe bleue) et pour le mois de juillet 2000 complet (courbe rouge).

III.A.2 Aperçu général

La figure III-3 présente les climatologies réalisées à partir des champs ECMWF de 1980 à 2005 pour l'hémisphère sud pour chaque mois d'une année climatologique (moyenne sur 26 ans). On peut y suivre l'évolution de la force zonale D_F ainsi que l'intensité des composantes méridiennes et verticales du flux d'Eliassen-Palm. Différentes structures colorées apparaissent sur la totalité de la couche atmosphérique, entre 5 et 45 km. Pour décrire cette figure, nous nous sommes restreints au cadre de notre étude : la stratosphère qui est comprise entre 15 km et 45 km. Néanmoins, il faut garder en tête que la propagation des ondes qui perturbent la stratosphère se propagent depuis de la basse troposphère.

Le déferlement des ondes dans la stratosphère débute à la fin de l'été austral, au mois d'avril. Au même moment, la formation du vortex polaire débute. Il s'intensifie entre 25 km et 45 km d'altitude et se propage jusqu'aux tropiques du mois de juin au mois d'octobre. Il se termine avec la désintégration du vortex polaire en novembre. Plus précisément, on remarque que les latitudes tropicales seront concernées préférentiellement au milieu de l'hiver austral (juin, juillet, août) alors que les moyennes latitudes le seront sur la totalité de l'hiver.

L'impact de la propagation des ondes planétaires sur la circulation zonale se ressent en deux régions distinctes de la stratosphère par deux effets opposés. La figure III-3 présente ces deux régions sous forme de cellules de couleurs. L'intensité de ces cellules est représentée par le dégradé de couleurs.

Le premier effet attendu est le ralentissement de la circulation zonale aux moyennes latitudes (Shiotani et Hirota, 1985). Cette cellule est active d'avril à octobre entre 60°S et 40°S et de 25 km à plus de 45 km (en bleu sur la figure III-3). Centrée sur 50°S, son intensité est maximale entre juin et octobre et s'étend jusqu'aux tropiques - lieu d'échanges méridien entre le réservoir tropical et la surf zone -.

Le second effet est l'accélération du vortex polaire (en rouge sur la figure III-3). Cet effet se produit sur deux régions (cellules) d'altitude différente :

- la cellule n°1 située entre 30 et 45 km,
- la cellule n°2 entre 25 et 35 km.

D'avril à juin, la cellule n°1 se positionne au-dessus des hautes latitudes (de 90°S à 70°S). La deuxième moins intense à cette période est plus proche des tropiques (de 60°S à 50°S). De juillet à octobre, la cellule n°1 se dissocie puis rejoint la cellule n°2 à plus basse altitude. Elles forment alors une unique cellule (n°3) au mois de septembre. La cellule n°3 a des dimensions spatiales beaucoup plus importantes. Elle est haute de 20 km (entre 15 km et 35 km) et large de 30° (entre 90°S et 60°S). Au mois d'octobre, ces deux cellules se séparent en deux aux hautes latitudes : de 20 km à 25 km à 70°S et de 30 km à 35 km à 80°S. Ces cellules de faibles intensités n'existent plus au mois de novembre. Le mois de novembre est caractéristique de la fin de l'hiver austral car il représente la période de désagrégation du vortex polaire.

Le début de l'été marque la fin de l'activité ondulatoire dans la stratosphère. Il faudra attendre le mois de mars pour la reprise de l'activité.

La figure III-3 montre que l'activité ondulatoire est présente à différentes gammes d'altitude dans la stratosphère. Shuckburgh et Haynes (2001) ont alors montré que cette problématique spatiale pourrait être réduite à l'étude de la variabilité du flux d' Eliassen-Palm et de la force de zonale pour l'isobare 30 hPa (soit 25 km d'altitude correspondant à l'isentrope 600 K). Il en sera de même dans cette étude.

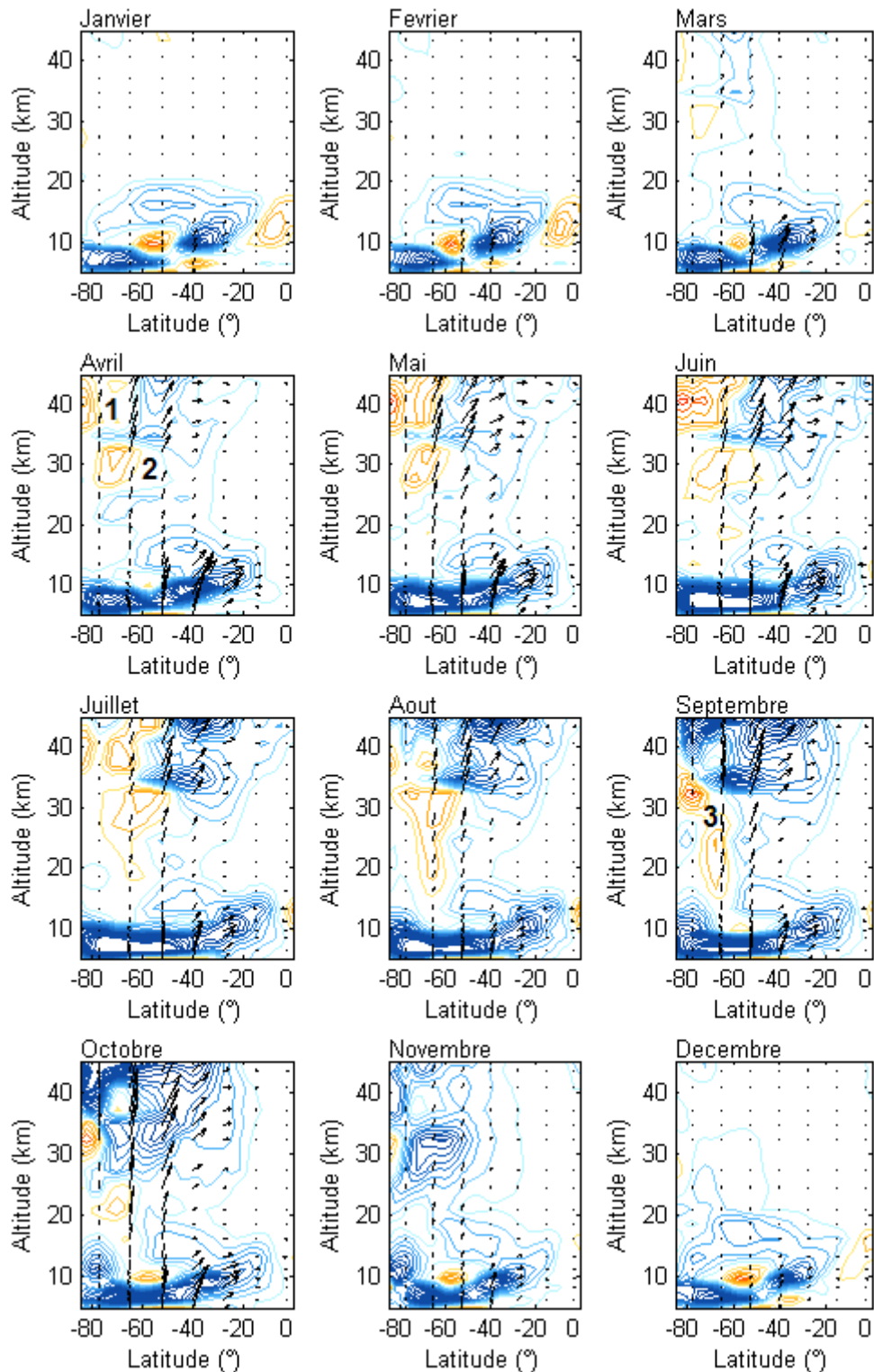


Figure III-3 : Coupes latitude-altitude du flux d'Eliassen-Palm \vec{F} (vecteurs) et de la force zonale D_F par unité de masse en $m.s^{-1}.jour^{-1}$ (contours colorés) moyennés mensuellement sur 26 ans. La partie bleue (resp. rouge) représente les valeurs négatives (resp. positives) de D_F . Les intervalles représentés sont espacés de $2 m.s^{-1}.jour^{-1}$.

III.A.3 Activité ondulatoire

La norme du vecteur caractérisant le flux d'Eliassen-Palm est un diagnostic de l'activité ondulatoire dans la stratosphère car proportionnel à la racine carrée de l'amplitude de ces ondes. Cette partie du manuscrit présente une analyse climatologique de ce diagnostic ainsi que l'influence de la QBO et du cycle solaire de 11 ans pour l'isobare 30 hPa.

III.A.3.a Variabilité Saisonnière

La figure III-4 représente l'évolution temporelle à 30 hPa des échéances quotidiennes de $|\vec{F}|$ moyennée mensuellement de 1980 à 2005 pour l'hémisphère sud. On peut remarquer que les valeurs maximales sont atteintes pendant l'hiver austral entre 70°S et 40°S. La variabilité interannuelle est importante sur la totalité de la période. On y observe différentes années caractérisées par une activité ondulatoire plus importante comme les années 1988 et 2002.

Pour faciliter notre vision de la répartition mensuelle de l'intensité de l'activité ondulatoire, les moyennes mensuelles par mois climatologiques des échéances quotidiennes de $|\vec{F}|$ ont été établies. La figure III-5 illustre cette climatologie en fonction de la latitude. On y remarque l'évolution fortement nuancée de l'activité ondulatoire au cours de l'hiver. Un noyau d'intense activité centré sur 58°S±10° se distingue entre juillet et octobre. Les valeurs maximales sont atteintes au mois de septembre.

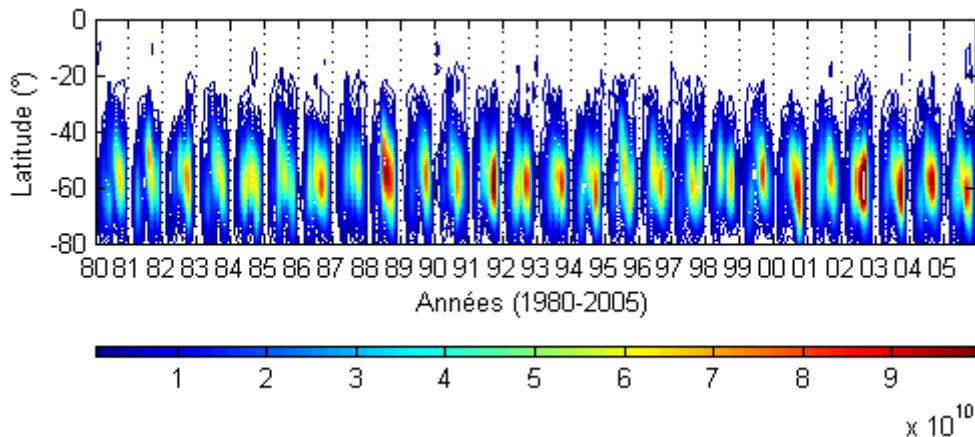


Figure III-4 : Evolution temporelle des échéances quotidiennes de $|\vec{F}|$ moyennée mensuellement de 1980 à 2005 pour l'hémisphère sud pour l'isobare 30 hPa.

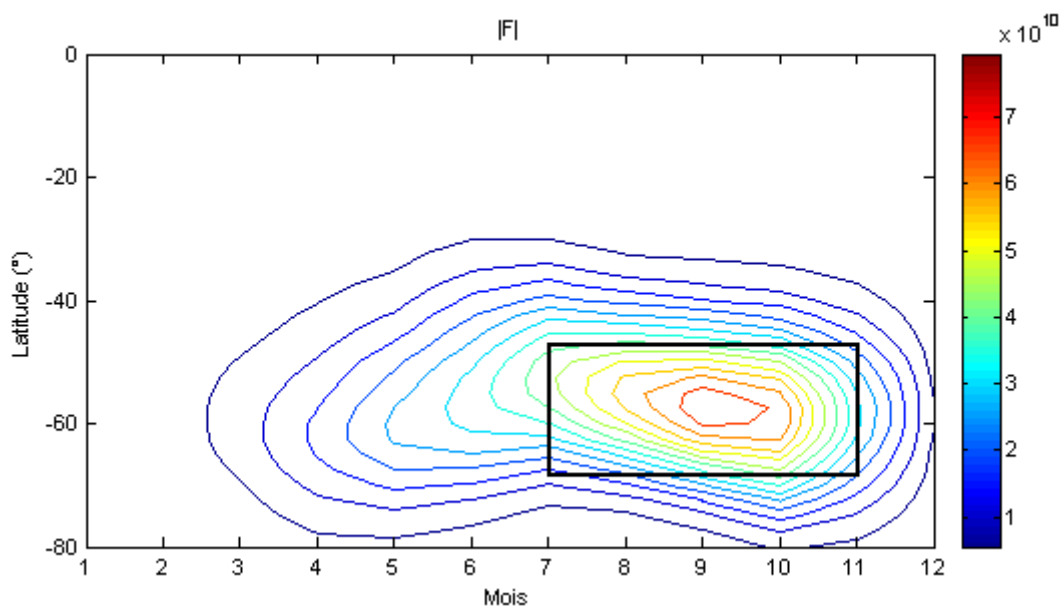


Figure III-5 : Climatologie mensuelle en fonction de la latitude des échéances quotidiennes de $|\vec{F}|$ obtenue de 1980 à 2005 à 30 hPa.

III.A.3.b Influence de la QBO et du cycle solaire

Afin de mettre plus clairement en évidence les différences interannuelles, la figure III-6 résume pour les mois de juin à novembre les différents profils mensuels de $|\vec{F}|$ en fonction de la latitude (courbes grises). Ces profils sont comparés avec quatre profils composites climatologiques du mois considéré. Ces quatre profils composites correspondent aux profils climatologiques des deux phases de la QBO (est et ouest) séparées en deux phases d'activité du cycle solaire de 11 ans ou Sc11 (maximum et minimum) :

- QBO d'est et maximum d'activité solaire (magenta),
- QBO d'est et minimum d'activité solaire (cyan),
- QBO d'ouest et maximum d'activité solaire (orange),
- QBO d'ouest et minimum d'activité solaire (jaune).

Ces profils composites ont été réalisés en sélectionnant chaque profil mensuel pour chaque phase considérée. A partir de cette sélection, une moyenne par latitude a été calculée.

On retrouve sur cette figure nos présomptions quant au renforcement de l'activité ondulatoire survenue au cours des années 1988 et 2002. Néanmoins, on constate que ce renforcement n'est pas prépondérant pour tous les mois de l'hiver. En effet, pour les mois de juin, août et septembre, l'année 2002 est celle où l'activité ondulatoire est la plus importante de toute la période. Au mois de juillet, octobre et novembre ce sont les années 1988, 1997 et 2003 au cours desquelles l'activité ondulatoire est la plus intense. Les années 1988 et 2002 représentent chacune une phase de maximum d'intensité du Sc11 pour respectivement une phase d'est et une phase d'ouest de la QBO. A l'opposé, en fin d'hiver austral, les années 1997 et 2003 représentent des phases de minimum du Sc11 pour respectivement une phase d'ouest et une phase d'est de la QBO.

En observant les profils climatologiques des différentes phases de la QBO et du cycle solaire, on remarque des différences faibles suivant les différents mois de l'hiver austral. Au mois de juin, de juillet et de novembre, la phase d'est (juin) puis d'ouest (juillet et novembre) de la QBO, au cours d'un minimum du Sc11, correspondent à l'activité ondulatoire la plus intense. Au mois d'août et de septembre, la phase d'ouest de la QBO caractérise alternativement les deux extrema d'intensité. Effectivement, au mois d'août, la courbe jaune (resp. orange), la plus élevée (resp. la plus basse), représente une phase d'ouest au cours d'un minimum (resp. maximum) du Sc11. Au mois de septembre, la situation est inversée. Pour le mois d'octobre, les courbes les plus élevées représentent une phase d'est de la QBO.

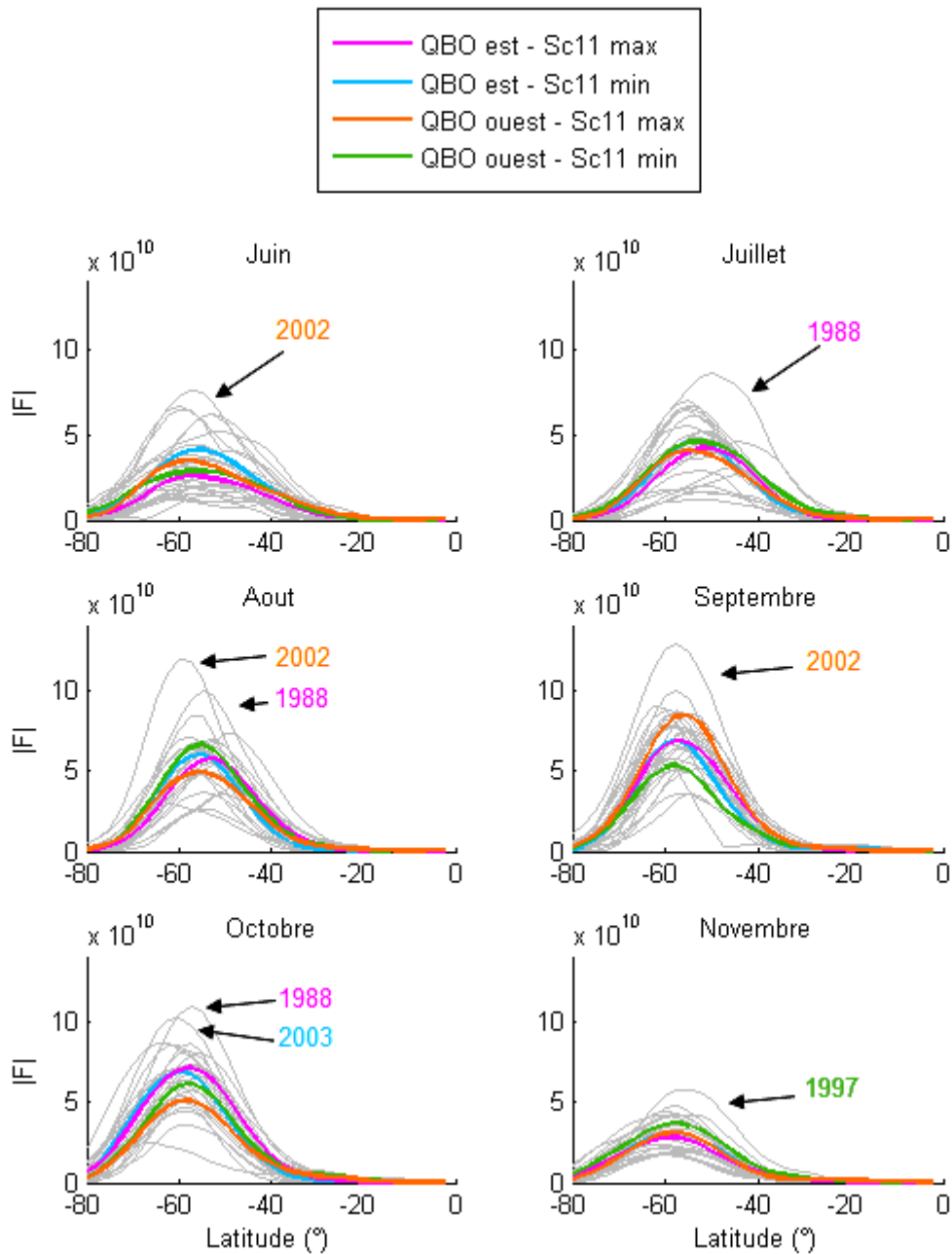


Figure III-6 : Différents profils mensuels de $|\bar{F}|$ en fonction de la latitude (courbes grises) et comparés avec 4 profils climatologiques du mois considéré correspondant aux deux phases de la QBO décomposées en deux phases du cycle solaire. Les années correspondants aux profils contenant les maxima de $|\bar{F}|$ ont été spécifiées à l'aide des couleurs utilisées pour les profils climatologiques des différents forçages. L'abréviation Sc11 correspond au cycle solaire de 11 ans pour les phases minimum (min) et maximum (max).

Selon le mois d'hiver considéré, l'intensité de l'activité ondulatoire est variable en fonction des différentes phases de la QBO et du Sc11. La position méridienne et la largeur du pic d'intensité varient en conséquence. Cette position oscille en moyenne autour de $60^{\circ}\text{S}\pm 10^{\circ}$ et la largeur du pic peut atteindre plus de 30° suivant les périodes. Ainsi, au milieu de l'hiver (août et septembre), l'intensité de l'activité ondulatoire est maximale et centrée à 50°S puis 60°S . Au début de l'hiver (juin et juillet), les pics sont larges de 30° et centrés en moyenne à 50°S . A la fin de l'hiver (octobre et novembre), les pics sont larges de 30° puis de 35° et centrés en moyenne à 60°S .

III.A.4 Impact sur l'écoulement moyen

L'évolution temporelle de l'activité ondulatoire doit également avoir un impact sur l'écoulement moyen. Afin d'étudier cette relation, nous nous sommes consacrés à l'étude de l'évolution de la force zonale D_F durant la période 1980-2005.

III.A.4.a Variabilité saisonnière

Pour faciliter le suivi de l'évolution temporelle de la force zonale nous avons séparé les contours de valeurs négatives et positives en deux graphiques distincts. Il est alors possible de suivre l'évolution des cellules de décélération indépendamment de celles d'accélération de la circulation zonale. La figure III-7 représente l'évolution des moyennes mensuelles calculées, à partir des échéances journalières, pour la force zonale en fonction de la latitude de 1980 à 2005 pour l'isobare 30 hPa.

Cette figure montre les bandes méridiennes fortement influencées par la propagation des ondes planétaires. Au cours de l'hiver, la cellule d'accélération (en rouge) du vortex se localise entre 80°S et jusqu'à 40°S . La position ainsi que l'intensité de cette cellule hivernale sont fortement variables de 1980 à 2005. On observe également la présence de petites cellules comprises entre les tropiques (20°S) et l'équateur. De même, la zone de décélération de l'écoulement moyen (en bleue), comprise entre 40°S et 20°S , présente une forte variabilité saisonnière et interannuelle.

La figure III-8 représente les climatologies mensuelles réalisées à partir des échéances journalières calculées pour la force zonale de 1980 à 2005. Elle permet de visualiser l'évolution par mois climatologique de l'impact de la propagation et du déferlement des ondes sur la circulation zonale stratosphérique à 30 hPa. En premier lieu, sur le graphique de gauche, on remarque la formation d'une cellule de décélération entre 40°S et 20°S d'avril à août. L'intensité de cette cellule augmente en s'étendant vers les moyennes puis vers les hautes latitudes. D'août à octobre, elle s'étend de 60°S à 20°S . Au mois de novembre, elle se concentre entre 80°S et 60°S lors de la désintégration du vortex.

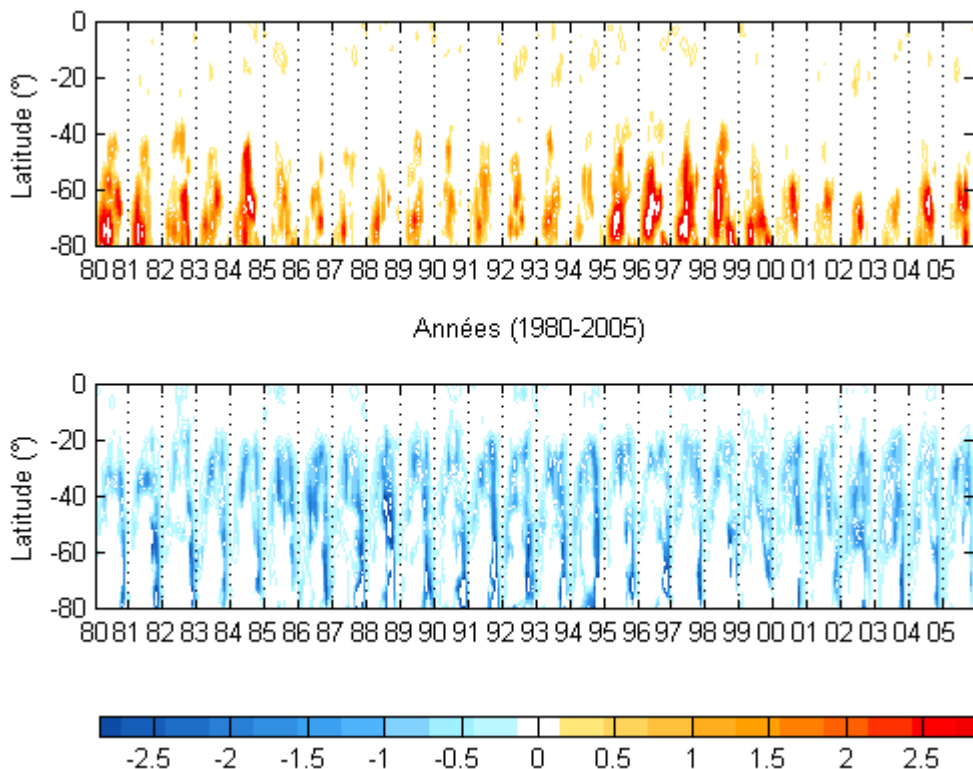


Figure III-7 : Evolution des moyennes mensuelles, calculées à partir des échéances journalières, pour la force zonale par unité de masse en fonction de la latitude de 1980 à 2005 à 30 hPa. Les zones d'accélération (resp. décélérations) sont visibles en haut (resp. bas) par des valeurs positives (resp. négatives).

Sur le graphique de droite, la cellule d'accélération de la circulation zonale se forme en avril au début de l'hiver, avec la formation du vortex, entre 80°S et 60°S. Au cours de l'hiver austral, elle s'étend vers les moyennes latitudes entre 60°S et 40°S aux mois de juin et de juillet. Au mois de juillet, son extension est maximum. A partir du mois d'août, cette cellule redescend vers les hautes latitudes et s'éteint au mois d'octobre. C'est au mois de septembre que son extension méridienne est la plus faible (entre 70°S et 80°S) de l'hiver austral.

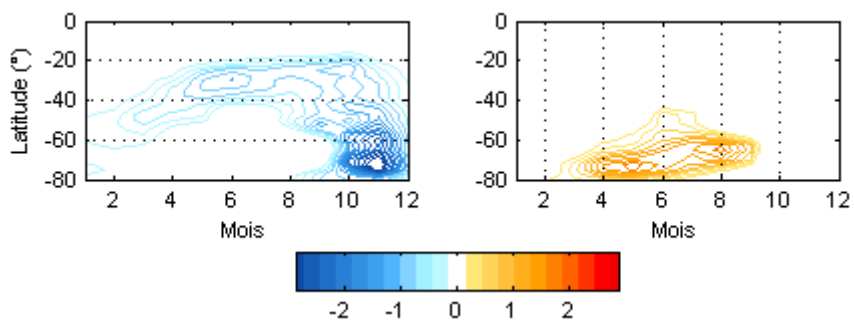


Figure III-8 : Climatologies mensuelles réalisées à partir des échéances journalières calculées pour la force zonale de 1980 à 2005 à 30 hPa.

Comme il a été fait pour l'activité ondulatoire au paragraphe précédent (cf. III-A.III-b), des cartes composites ont été réalisées afin de discerner les différences observables entre chaque phase du cycle solaire de 11 ans (Sc11) et pour chaque phase de la QBO.

III.A.4.b Influence de la QBO et du cycle solaire

Les cartes composites présentées en figure III-9 montrent la séparation des phases et d'ouest de la QBO. Pour chaque cellule correspondant à des zones de décélération et d'accélération, on distingue deux différences essentielles entre les phases d'est et d'ouest de la QBO.

Le tableau III-1 présente une description de ces différences pour chaque zone d'influence. On notera particulièrement la plus forte influence (décélération) aux moyennes latitudes jusqu'aux tropiques en phase d'est de la QBO et aux hautes latitudes en phase d'ouest. De plus, en accord avec les premiers résultats exposés par Shiotani et Hirota (1985) sur l'isobare 50 hPa entre 1968 et 1982, le déplacement de la cellule caractérisant l'accélération du vortex s'opère préférentiellement au mois de juillet en phase d'est et au mois d'août en phase d'ouest de la QBO. On remarque également qu'au cours d'une phase d'ouest de la QBO, la zone d'accélération du vortex est plus large (jusqu'à 40°S) et plus intense que lors d'une phase d'est. Le vortex se positionnera plus haut vers les moyennes latitudes comme observé par Baldwin et Dunkerton (1998).

Tableau III-5 : Variation de la circulation zonale sous l'influence de la propagation des ondes dans la stratosphère, en fonction des phases de la QBO, pour l'isobare 30 hPa.

Phase de la QBO	Décélération	Accélération
Est	Entre mai et novembre, la cellule est la plus intense aux moyennes latitudes (de 40°S à 20°S).	Cellule moins intense et moins étendue (de 80°S à 5°S) D'avril à juillet, elle s'étend aux moyennes latitudes (jusqu'à 50°S). A partir de juillet, elle descend vers le pôle et rétrécit (70°S à 60°S) jusqu'à son extinction en octobre.
Ouest	Entre juillet et septembre, une cellule de faible intensité apparaît proche de l'équateur. Entre septembre et novembre, la cellule est plus intense et plus étendue aux moyennes et hautes latitudes (de 80°S à 40°S).	Cellule plus intense D'avril à juillet, elle s'étend aux moyennes latitudes (jusqu'à 40°S) en se renforçant aux hautes latitudes. A partir d'août, elle descend vers le pôle et rétrécit (75°S à 60°S) pour disparaître en septembre.

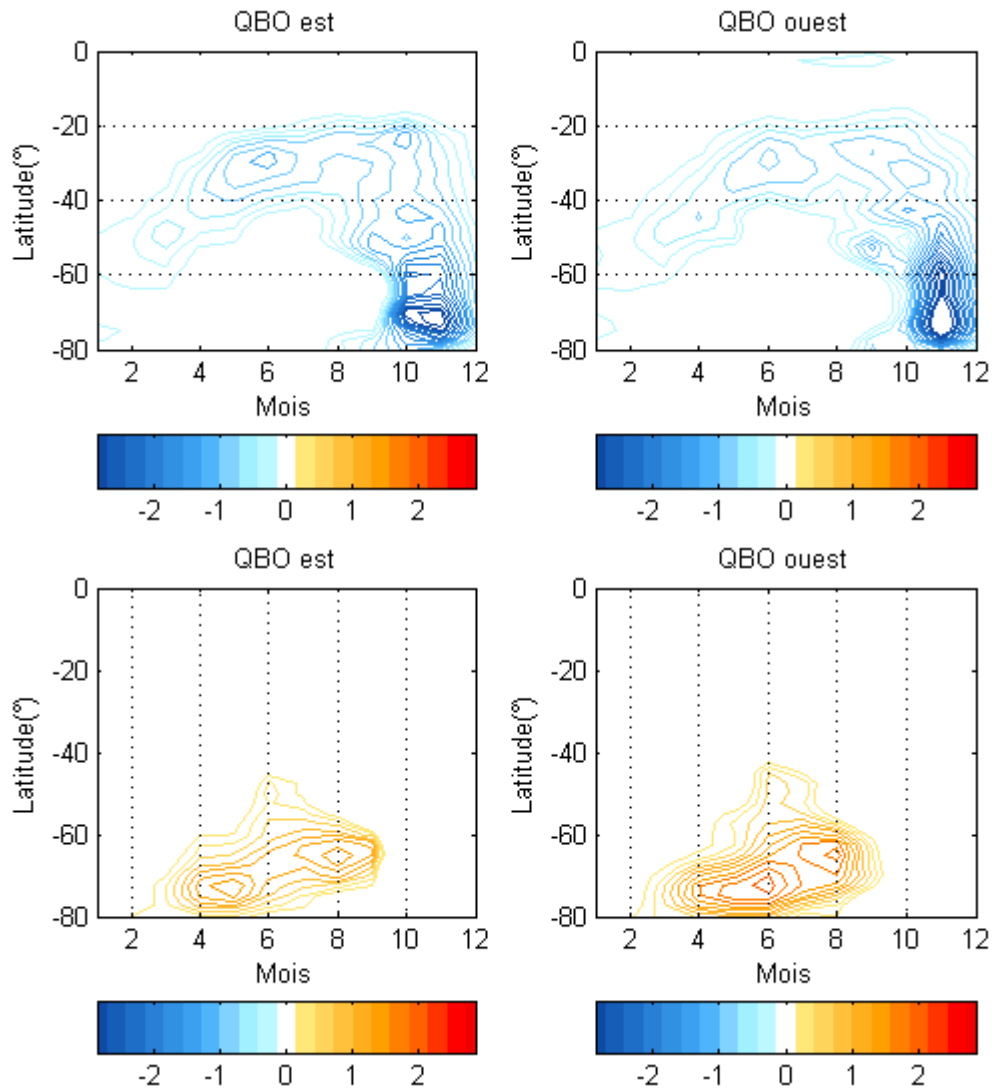


Figure III-9 : Composites climatologiques réalisés, pour chaque phase de la QBO, à partir des échéances journalières de la force zonale à 30 hPa.

L'influence du cycle solaire de 11 ans sur les zones d'accélération et de décélération est présentée sur les figures III-10 et III-11. Les composites ont été réalisés pour chaque phase de la QBO décomposées en deux phases d'activité solaire, à partir des échéances journalières de la force zonale. Tout d'abord, on constate que les différentes cellules d'influence sont plus intenses au cours d'un minimum d'activité solaire. Ensuite, nous reprenons les différences entre les structures caractérisées dans le tableau III-1 pour étudier les différences entre deux phases du cycle solaire de 11 ans.

La cellule de décélération des moyennes latitudes, entre mai et novembre, est plus intense pour chaque phase de la QBO au cours d'un minimum d'activité solaire (à gauche sur la figure III-10). Cette cellule apparaît fortement diminuée pour une phase d'ouest de la QBO au cours d'un maximum d'activité solaire (à droite sur la figure III-10). Aux moyennes et hautes latitudes, cette cellule est plus intense et plus étendue, plus tôt (dès le mois d'août) pour une phase d'est (resp. ouest) de la QBO au cours d'un maximum (resp. minimum) d'activité solaire. On distingue également une différence entre les cellules proches de l'équateur. Elles persistent entre juillet et septembre au cours d'un minimum d'activité solaire et entre août et septembre au cours d'un maximum d'activité solaire. Ces cellules pourraient être mises en correspondance avec celles observées par Shuckburgh et Haynes (2001).

Pour la cellule d'accélération (figure III-11), on remarque de grandes différences dans l'extension tant méridienne que temporelle entre deux phases du cycle solaire. Au cours d'un maximum d'activité solaire cette cellule est contrainte aux hautes latitudes (de 80°S à 60°S) à l'exception du mois de juin en phase d'ouest de la QBO. Pour la même phase du cycle solaire, on retrouve l'extension temporelle la plus faible en phase d'est (d'avril à septembre) et la plus forte en phase d'ouest (de mars à octobre).

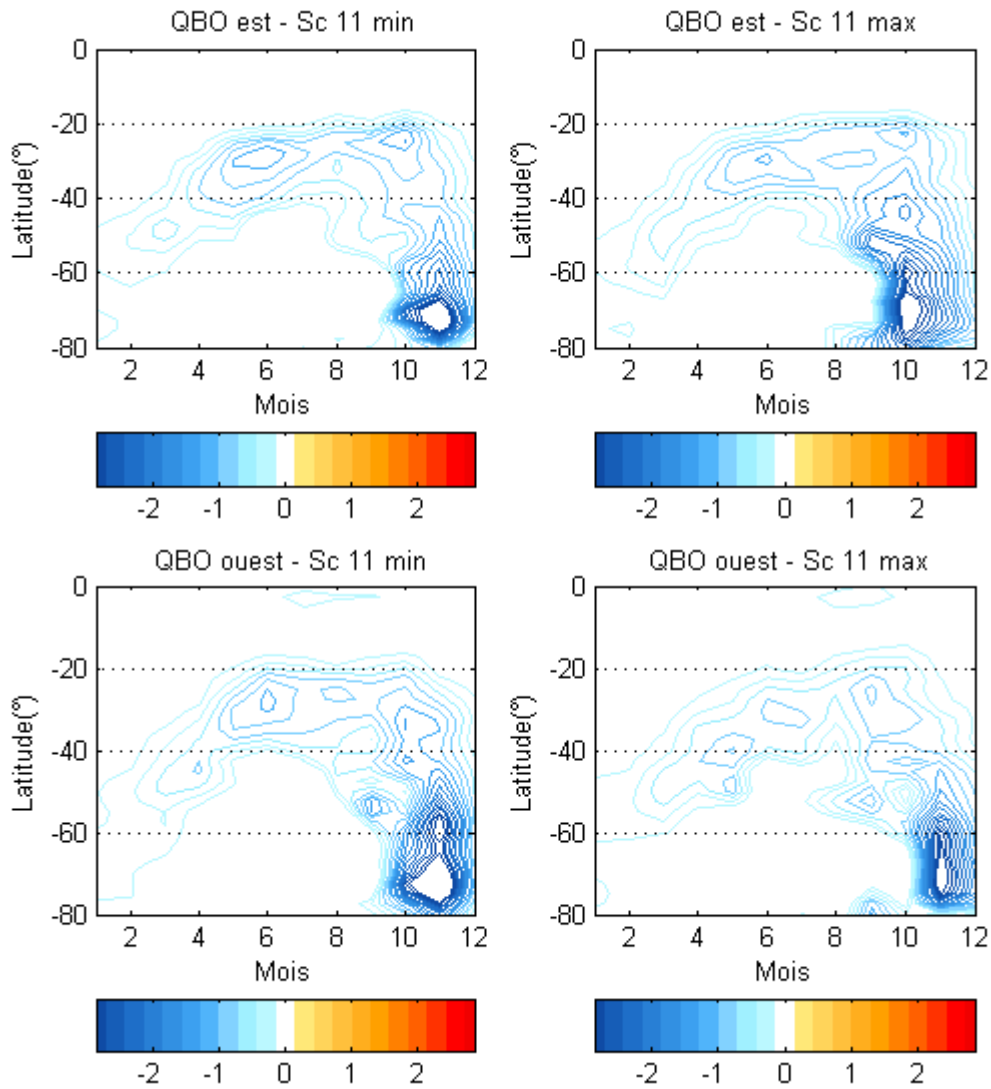


Figure III-10 : Composites climatologiques réalisés, pour les phases de la QBO et pour les phases d'activité solaire, à partir des échéances journalières de la force zonale. Représentation des valeurs négatives de la force zonale à 30 hPa.

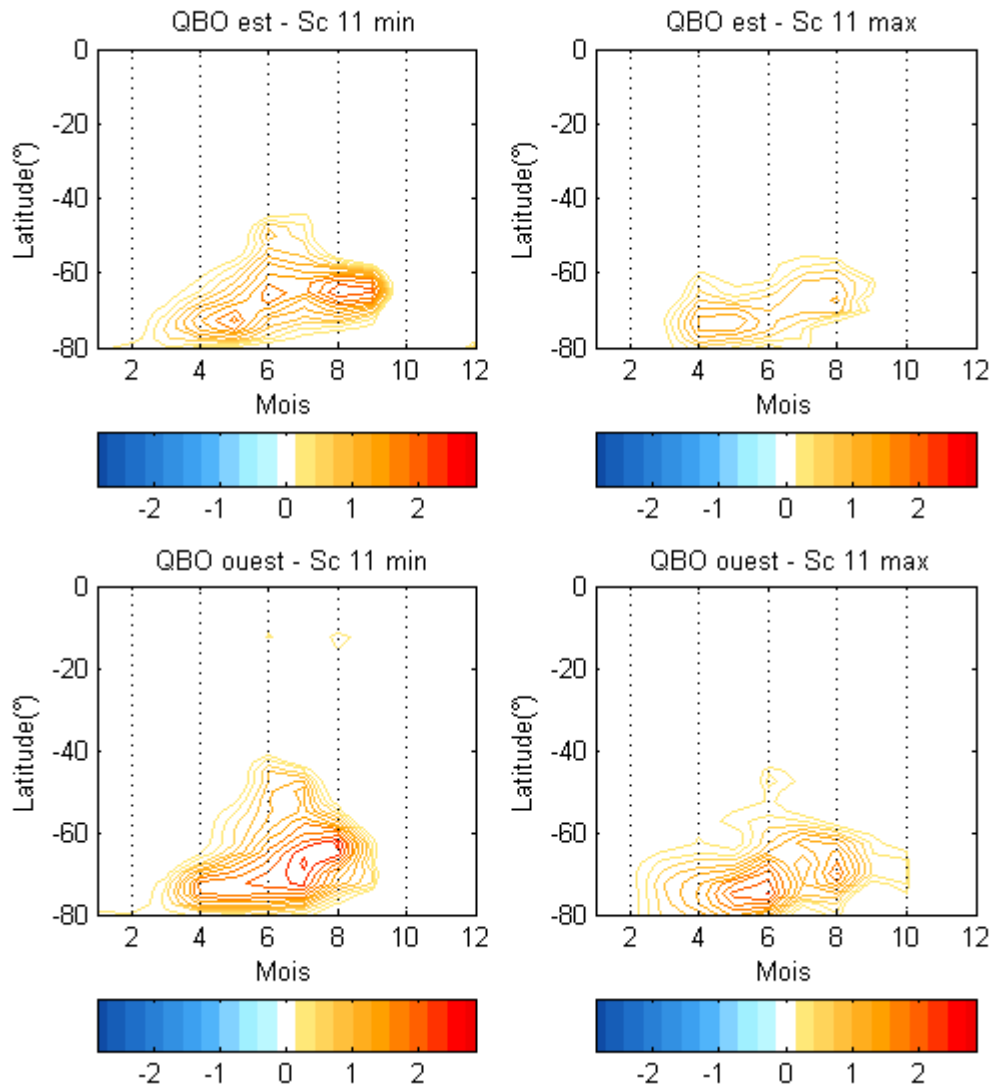


Figure III-11 : Composites climatologiques réalisés, pour les phases de la QBO et pour les phases d'activité solaire, à partir des échéances journalières de la force zonale. Représentation des valeurs positives de la force zonale à 30 hPa.

III.B Les réservoirs stratosphériques

Nous avons présenté au deuxième chapitre les outils permettant de caractériser une barrière dynamique ainsi qu'une zone de mélange, le gradient de vorticité potentielle advectée (APV) et la longueur de mélange. Ces outils ont été calculés et utilisés pour étudier la variabilité de la barrière subtropicale, de la surf zone et du vortex polaire à l'aide des cartes obtenues par MIMOSA. Le traitement de ces analyses a été assuré par l'algorithme DYBAL et complété par une étude climatologique incorporant les tendances linéaires ainsi qu'une analyse spectrale mettant en évidence l'influence de la QBO et du cycle solaire de 11 ans. Les résultats concernant ces variations seront présentés sur la surface isentrope 600 K compte tenu des trop faibles (resp. trop fortes) variations de la vorticité en basse (resp. haute) stratosphère.

III.B.1 Les barrières

Le gradient de APV en fonction de la latitude équivalente permet de représenter l'intensité de la barrière dynamique. Le gradient de vorticité a été représenté sur la figure III-12 en fonction des années de notre période d'étude (de 1980 à 2005) et de la latitude équivalente (de 60°S à 10°S).

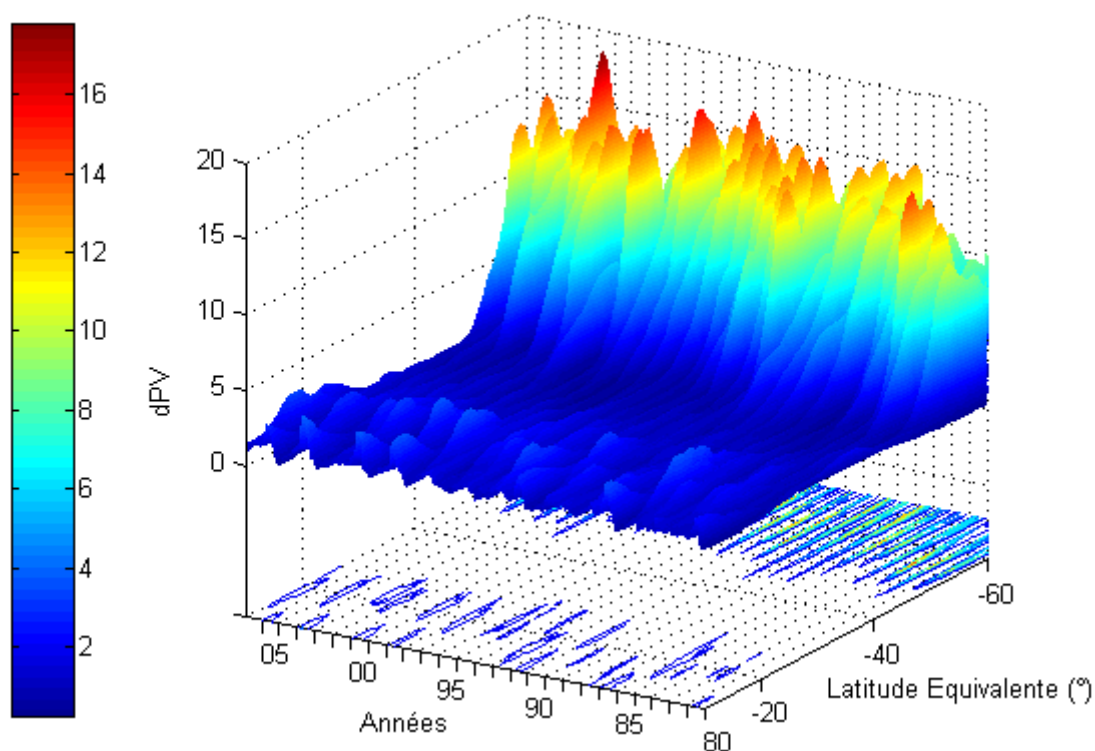


Figure III-12 : Représentation sous forme de moyennes mensuelles du gradient de vorticité potentielle en fonction de la latitude équivalente et des années d'étude.

Les contours caractéristiques du vortex polaire et de la barrière subtropicale sont visibles par projection sous le graphique. L'étude de ces contours va permettre de détailler plus précisément l'évolution de ces deux barrières dynamiques. Cette figure permet de constater l'importance de la différence entre les valeurs du gradient obtenues pour des latitudes subtropicales et pour les hautes latitudes.

III.B.1.a Le vortex polaire

La variabilité du gradient de APV aux hautes latitudes est représentée par la figure III-13. Plusieurs indices semblent pertinents sur cette figure : l'intensité du gradient, la position du maximum d'intensité et l'extension vers le nord du gradient. Ces différents paramètres présentent une forte variabilité interannuelle. Particulièrement pour l'année 2002 qui se distingue par un noyau de plus grande intensité au cœur du vortex.

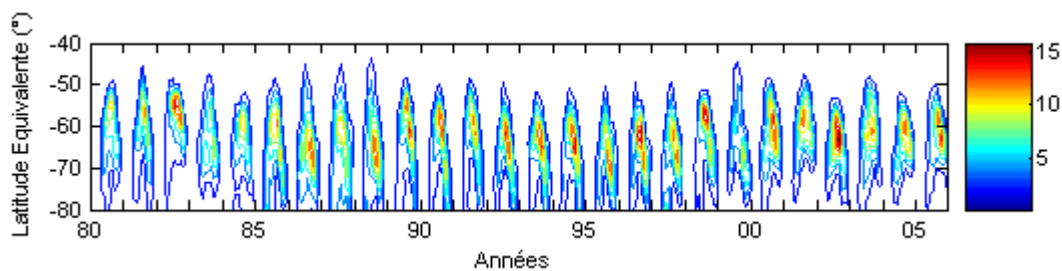


Figure III-13 : Contours représentant les valeurs du gradient de vorticité potentielle (échelle de couleurs, en PVU.(latitude équivalente)⁻¹) en fonction du temps et de la latitude équivalente comprise entre 40°q-S et 60°q-S.

Si l'on s'intéresse à la variabilité annuelle, ou saisonnière, du vortex polaire (figure III-14), on remarque que ce dernier débute sa formation au mois d'avril (contours plus faibles) et se termine vers les mois de novembre-décembre. Entre ces deux extrema, le cœur de cette structure (intensité la plus forte) se trouve entre les mois de juillet et de novembre entre 70°q-S et 50°q-S. Le maximum d'intensité est atte int au mois de septembre et se localise sur une bande de latitude centrée sur de 60°q-S.

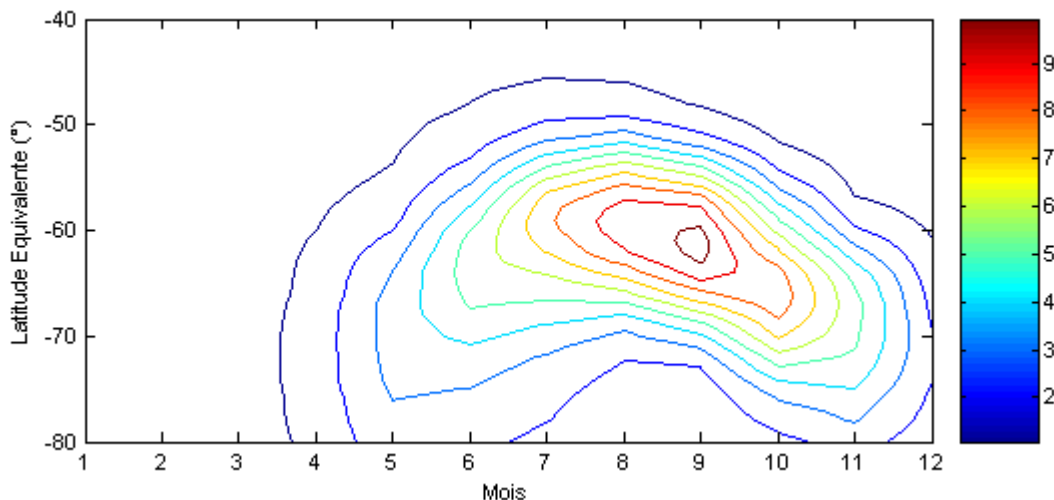


Figure III-14 : Climatologie mensuelle sur 25 ans pour des échéances journalières du gradient de vorticité potentielle en fonction de la latitude équivalente comprise entre 40°eq-S et 80°eq-S.

Pour analyser plus précisément la variabilité interannuelle du vortex polaire, nous nous sommes concentrés sur l'étude de l'évolution de la valeur du gradient de vorticité sur la latitude 60°eq-S. De plus, comme Baldwin et Dunkerton (1998), nous avons étudié les anomalies du gradient de vorticité calculées quotidiennement puis moyennées mensuellement. La série temporelle représentant ces anomalies a été désaisonnalisée puis filtrée à l'aide d'un filtre passe bande entre 11 et 13 mois.

La figure III-15 représente, en haut, la série temporelle obtenue en bleue et le signal filtré en rouge. Le coefficient de corrélation calculé entre ces deux séries est de 0,80. En bas, à l'aide d'une analyse spectrale par transformée de Fourier, la densité spectrale³⁴ du signal filtré est présentée ainsi que les périodes caractéristiques.

On note clairement la présence des oscillations propres à la QBO et au cycle solaire de 11 ans (Annexe B et C), c'est à dire les périodes de 8, 18, 25 et 54 mois pour la QBO et les périodes de 39 mois et 9 ans pour le cycle solaire de 11 ans.

³⁴ En énergie par Hz.

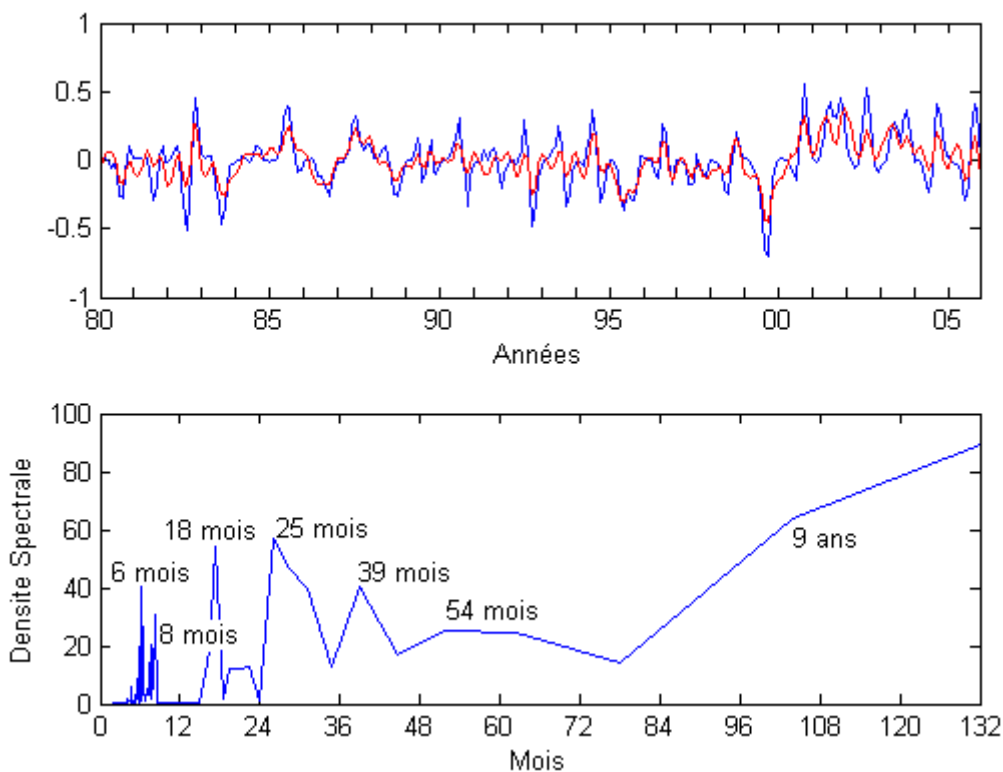


Figure III-15 : En haut : représentation, en bleu, de la série temporelle des anomalies journalières du gradient de vorticité potentielle, à 60°eq-S , moyennées mensuellement de 1980 à 2005. En rouge, le signal filtré à l'aide d'un filtre passe-bande centrée sur 12 mois entre 11 mois et 13 mois. En bas : densité spectrale du signal filtré et notification des différentes périodes caractéristiques.

On remarque sur la figure III-13, une correspondance entre la position du maximum d'intensité du gradient de vorticité et la variation du cycle solaire de 11 ans. La normalisation des 2 signaux met en évidence cette corrélation (figure III-16) avec la variation de l'activité solaire représentée par le nombre de Wolf (cf. Annexe C). On constate que le maximum d'intensité du vortex polaire remonte vers les moyennes latitudes en phase de forte activité solaire alors qu'il redescend vers les hautes latitudes en phase de faible activité solaire.

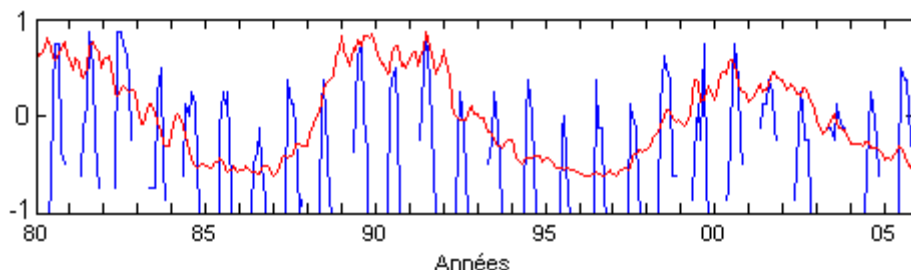


Figure III-16 : Représentation de la position du maximum d'intensité du gradient de vorticité (en bleu) et du nombre de Wolf (en rouge). Les deux courbes étant normalisées, elles sont centrées sur zéro et varient entre -1 et 1.

III.B.1.b La barrière subtropicale

Comme pour le vortex polaire, la variabilité de la barrière subtropicale a été représentée à l'aide de contours colorés représentant l'intensité du gradient de vorticité en fonction de la latitude équivalente (entre 40°eq-S et 10°eq-S) pour la totalité de notre période d'étude (figure III-17).

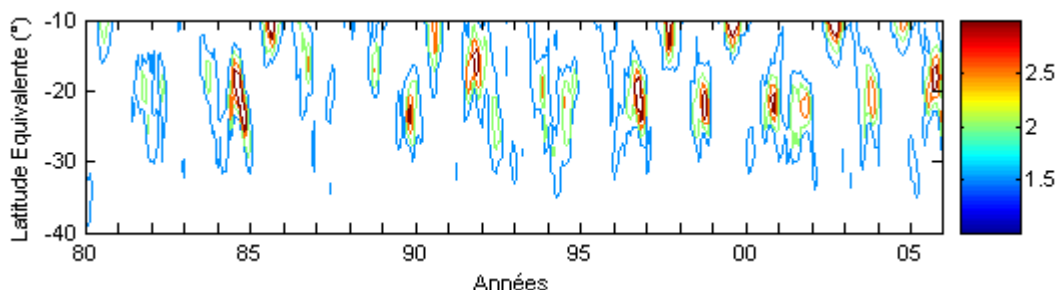


Figure III-17 : Contours représentant les valeurs du gradient de vorticité potentielle (échelle de couleurs) en fonction du temps et de la latitude équivalente entre 10°eq-S et 40°eq-S.

La figure III-17 confirme la plus grande variabilité interannuelle de cette barrière en comparaison avec le vortex polaire. De plus, il est difficile d'accorder de l'importance aux fortes valeurs obtenues proches de l'équateur à cause des effets de bords constatés suite au traitement par hémisphère de l'algorithme DYBAL. Cependant, pour différentes années, la barrière subtropicale apparaît forte et nettement localisée autour de 20°eq-S : 1984, 1990, 1996, 1998, 2000, 2001 puis 2005.

La climatologie mensuelle obtenue à partir des 25 années de données (figure III-18) révèle la présence de cette barrière essentiellement durant l'hiver austral. Elle est présente avec un maximum d'intensité autour de 20°eq-S au mois d'octobre au cours de la période de désagrégation du vortex polaire. Ce maximum d'intensité révèle l'importance de la différence entre les valeurs tropicales de APV et celles des moyennes latitudes.

Ce maximum d'intensité peut être relié à l'intensification de l'activité ondulatoire au cours du mois d'octobre. Au cours de l'été austral (de décembre à mars), la barrière subtropicale se déplace vers les moyennes latitudes vers 30°eq-S.

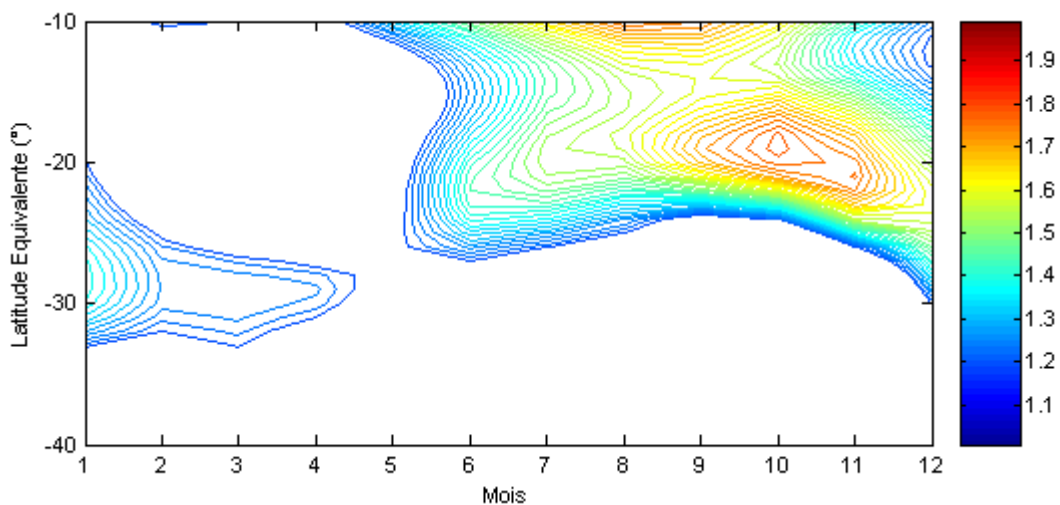


Figure III-18 : Climatologie mensuelle sur 25 ans pour des échéances journalières du gradient de vorticité potentielle en fonction de la latitude équivalente comprise entre 10°eq-S et 40°eq-S.

Comme il a été fait pour le vortex polaire, nous calculons la série temporelle des anomalies journalières du gradient à 20°eq-S (courbe bleue en haut sur la figure III-19). On applique alors un filtre passe bande entre 11 et 13 mois pour s'affranchir de la variabilité annuelle (courbe noire sur la figure III-19). Le coefficient de corrélation correspondant est de 0,78. L'analyse spectrale de ce signal filtré (au milieu) révèle une forte dépendance à la QBO avec deux pics à 21 et 28 mois. La présence de pics secondaires moins marqués nous à amener à appliquer un filtre sur le signal entre 21 et 28 mois. Le filtre passe bande est centré sur ces périodes avec des fenêtres larges de 2 mois. On obtient alors la courbe rouge (figure III-19) corrélée à 0,62. Les pics secondaires apparaissent alors avec des valeurs respectives de 8 et 51 mois relatifs à la QBO et un pic correspondant à une périodicité de 9 ans relatif au cycle solaire de 11 ans. La variabilité interannuelle de la barrière subtropicale apparait alors fortement dépendante du cycle de la QBO et à moindre mesure du cycle solaire.

Si l'on s'intéresse à la variation des anomalies du gradient de vorticité à 20°eq-S en correspondance avec le signal de la QBO (figure III-20), on remarque une correspondance entre la phase d'est et les anomalies positives (resp. entre phase d'ouest et les anomalies négatives). Une anomalie positive en phase d'est correspond alors à l'intensification du gradient de vorticité par rapport aux moyennes mensuelles du mois considéré. Les courbes de la figure III-20 ont été obtenues après normalisation des deux signaux.

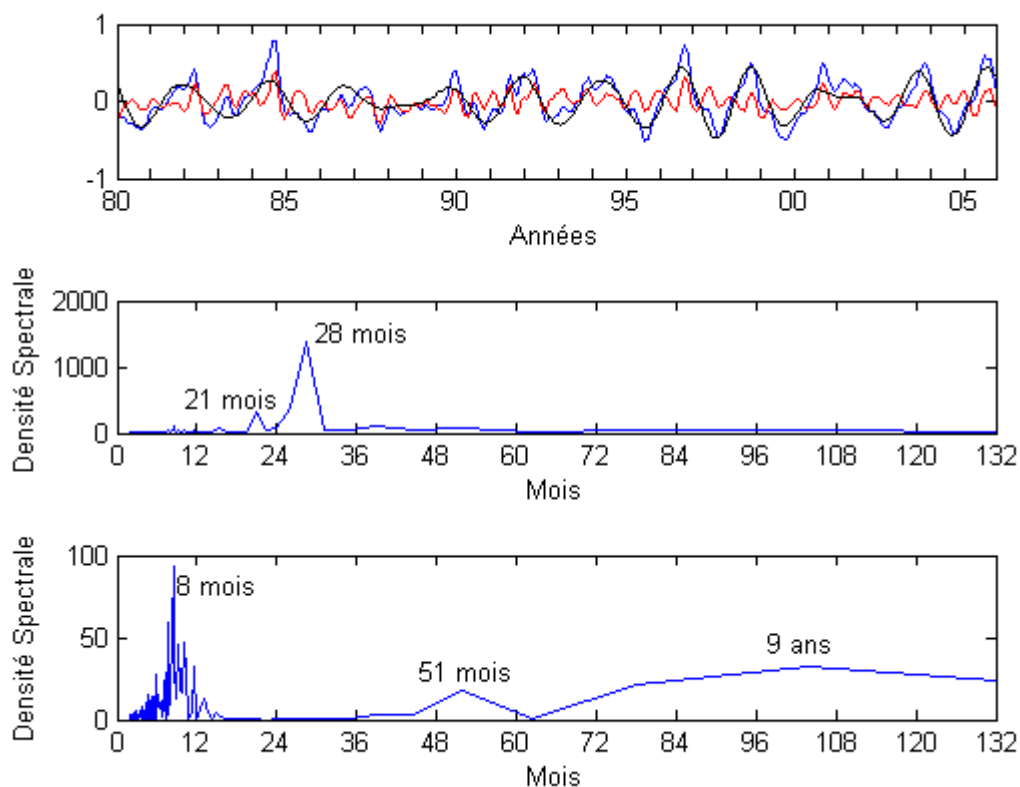


Figure III-19 : En haut : en bleue, série temporelle des anomalies journalières du gradient de vorticité potentielle, à 20°eq-S, moyennées mensuellement de 1980 à 2005. En noir, le signal filtré à l'aide d'un filtre passe-bande centrée sur 12 mois entre 11 mois et 13 mois. En rouge, le signal filtré à l'aide de deux filtres passe bande larges de 2 mois centrés sur 21 et 28 mois. Au milieu : densité spectrale du signal représenté en noir sur le graphique du haut. En bas : densité spectrale du signal représenté en rouge sur le graphique du haut. Pour chaque analyse spectrale (milieu et bas) les différentes périodes caractéristiques ont été notifiées.

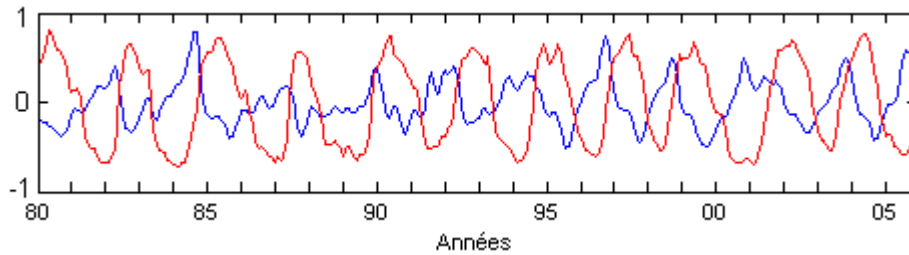


Figure III-20 : Représentation de la variation des anomalies au gradient de vorticité à 20°eq-S (en bleu) et de la QBO (en rouge). Les deux courbes étant normalisées, elles sont centrées sur zéro et varient entre -1 et 1.

III.B.2 Le mélange

La partie précédente (III.B.1) a permis de définir la variabilité des barrières dynamiques en moyenne stratosphère (sur l'isentrope 600 K) au cours des années 1980 à 2005. La surf zone, réservoir stratosphérique « intermédiaire » de part sa situation méridienne, se forme entre le réservoir stratosphérique tropical et le vortex polaire. Ainsi confinée entre la barrière dynamique subtropicale et la bordure du vortex polaire, elle est le lieu du mélange définitif des masses d'air étirées via le déferlement des ondes planétaires. La longueur de mélange, dont le calcul est présenté par la formule III-5 à l'aide de la définition établie au chapitre II (II.F.2), est utilisée comme outil diagnostique du mélange et caractérise son intensité.

$$L^2(APV, t) = \frac{\langle |\nabla APV|^2 \rangle}{\left[\frac{\partial APV}{\partial A} \right]^2} \quad (\text{III-5})$$

où $\langle . \rangle$ est l'opérateur moyenne sur le contour de APV.

La longueur de mélange a été représentée sur la figure III-21 en fonction des années de notre période d'étude (de 1980 à 2005) et de la latitude équivalente (de 80°S à 10°S). Cette figure permet de constater l'intensité et la variabilité interannuelle du mélange aux moyennes latitudes. La figure III-22 illustre en détails ces variations. Le mélange en *surf zone* atteint son maximum d'intensité au cours de l'hiver austral. La surf zone de l'année 2000 apparaît comme la plus intense des 26 années d'étude. De plus, à partir de cette année, la surf zone est plus intense que celle des années précédentes.

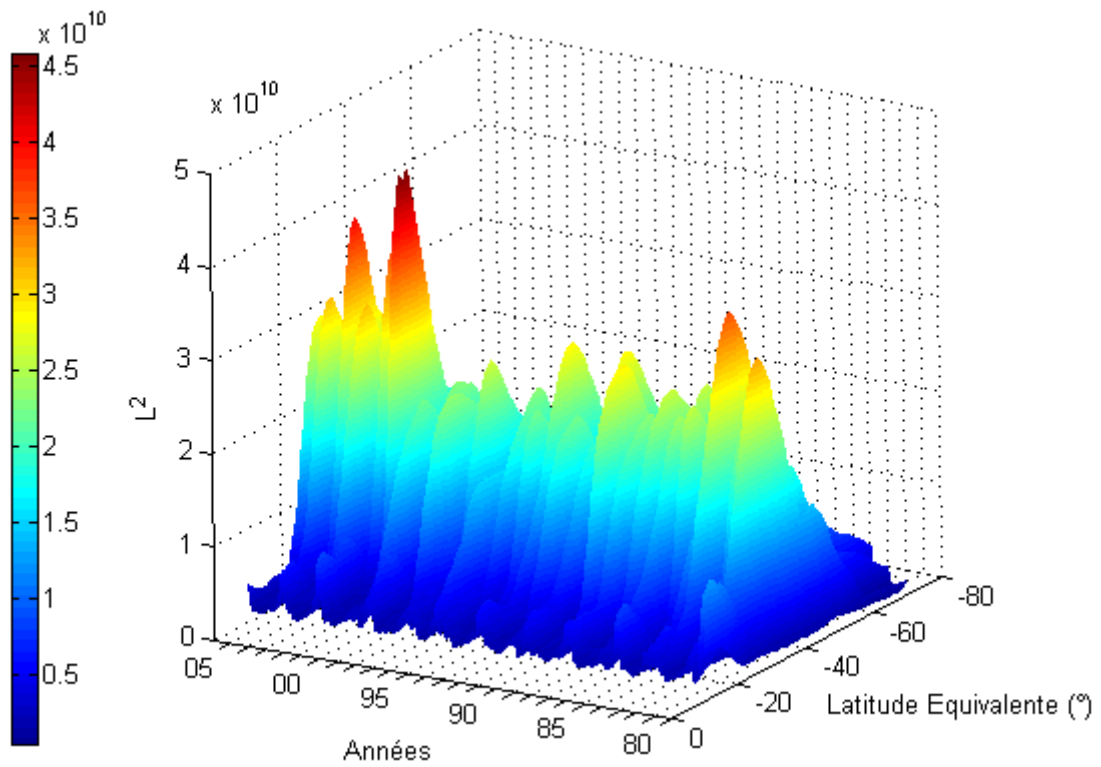


Figure III-21 : Représentation colorée sous forme de moyennes mensuelles de la longueur de mélange en fonction de la latitude équivalente et des années d'étude.

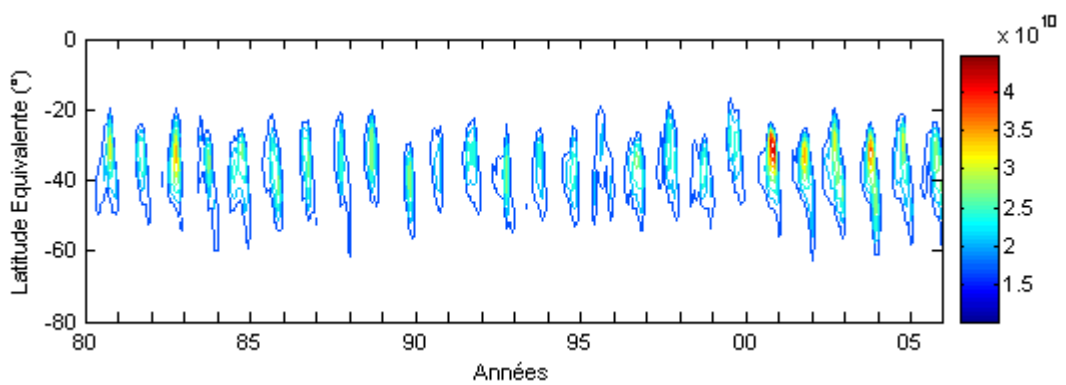


Figure III-22 : Contours représentant les valeurs de la longueur de mélange (échelle de couleurs) en fonction du temps et de la latitude équivalente entre 80eq-S et l'équateur.

La figure III-23 présente la variation annuelle par mois climatologique de cette zone de mélange. On remarque, comme pour la barrière subtropicale, que l'intensité du mélange est remarquable à partir du mois de juillet et ce jusqu'au mois de novembre. Le maximum d'activité est également obtenu au mois d'octobre entre 40°eq-S et 30°eq-S.

En faisant le lien entre les différentes climatologies établies (barrière subtropicale, surf zone et vortex polaire) à l'aide des outils diagnostiques, on constate une forte interdépendance entre ces différentes structures et l'activité ondulatoire. On observe en effet une forte variabilité annuelle des ces structures au cours de l'hiver austral. Cette forte variabilité se justifie par le fait que la propagation des ondes de plus forte intensité renforce le mélange en surf zone au mois d'octobre. L'augmentation du mélange aux moyennes latitudes renforce les valeurs du gradient de APV qui se répercute sur l'intensité de la barrière subtropicale. La barrière subtropicale est donc mieux localisée au mois d'octobre.

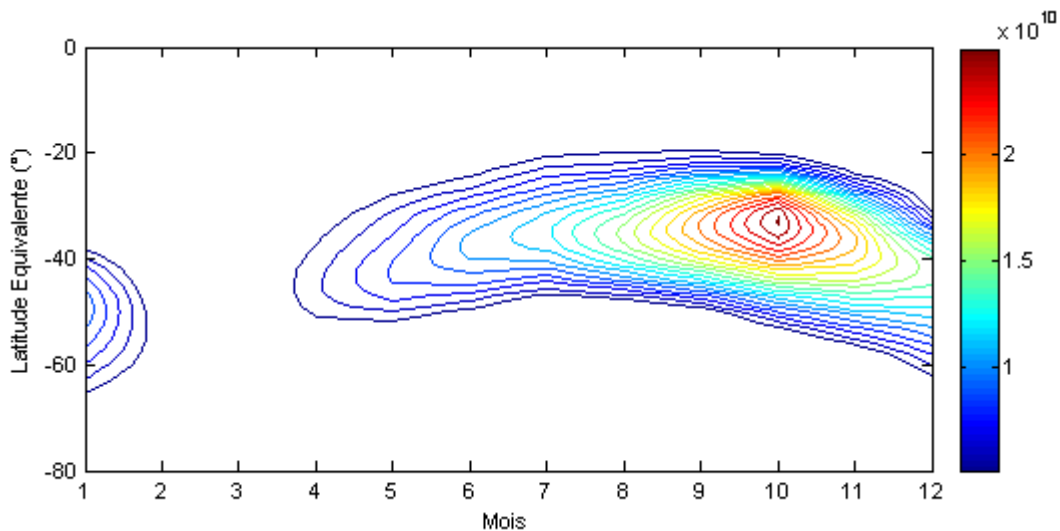


Figure III-23 : Climatologie mensuelle sur 25 ans pour des échéances journalières de la longueur de mélange en fonction de la latitude équivalente comprise entre 80°eq-S et 0°eq-S.

De même que pour la barrière subtropicale et le vortex polaire, nous avons réalisé une analyse spectrale à partir de la série temporelle des anomalies journalières à une moyenne mensuelle obtenue à 40°eq-S (figure III-24). Un filtre passe bande large de deux mois et centré sur 12 mois a également été appliqué. Le coefficient de corrélation calculé entre le signal brut (en bleu) et le signal filtré (en rouge) est de 0,93. Il semble exister une dépendance de la zone de mélange à la QBO et au cycle solaire de 11 ans par l'intermédiaire de l'évolution de son maximum d'intensité. Ainsi, on retrouve trois pics principaux caractérisant une oscillation quasi-biennale à 20, 24 et 28 mois.

Le pic de 9 ans (d'intensité équivalente au trois précédemment cités) correspond au cycle solaire de 11 ans et les pics à 8 et 52 mois correspondent à des périodes propres à la QBO. La figure III-16 qui illustre le déplacement du vortex polaire confirme la dépendance de la position de la frontière sud de la surf zone avec le cycle solaire de 11 ans.

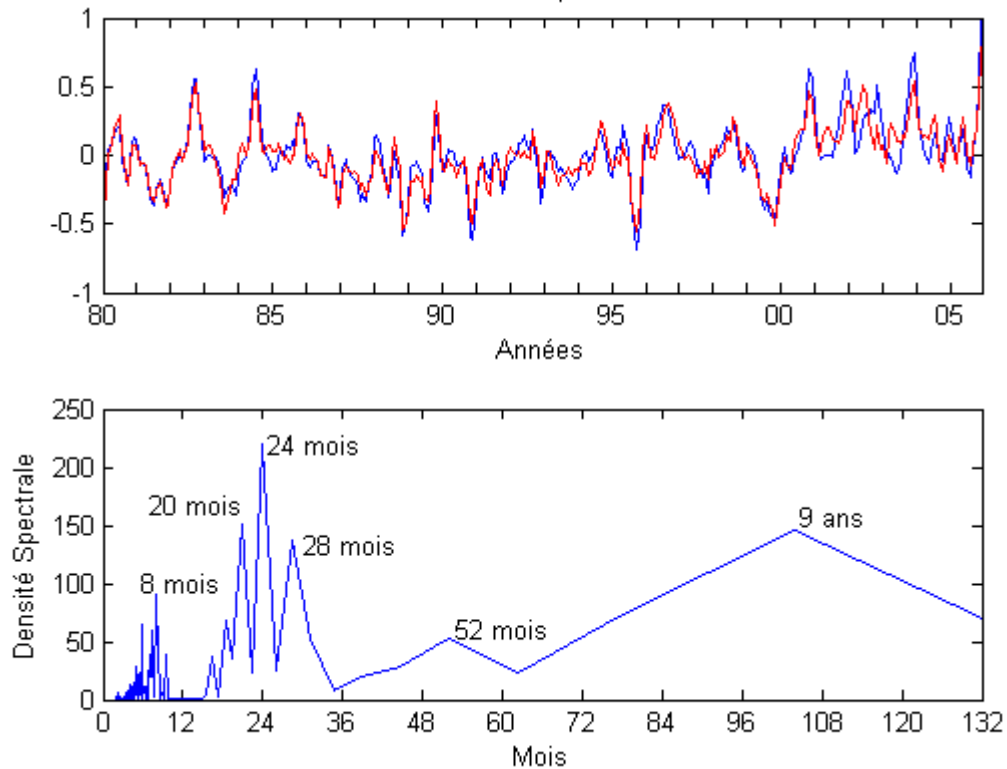


Figure III-24 : En haut : représentation, en bleu, de la série temporelle des anomalies journalières de la longueur de mélange, à 40°eq-S, moyennées mensuellement de 1980 à 2005. En rouge, le signal filtré à l'aide d'un filtre passe-bande centrée sur 12 mois entre 11 mois et 13 mois. En bas : densité spectrale du signal filtré et notification des différentes périodes caractéristiques.

III.B.3 Extension méridienne des réservoirs stratosphériques

Jusqu'à présent, on a pu constater l'intérêt de l'utilisation des outils diagnostiques en coordonnées de surface (gradient de vorticité et longueur de mélange) pour l'étude climatologique des barrières dynamiques et du mélange. Ces outils se sont également révélés intéressants pour le suivi de l'évolution temporelle. En s'affranchissant de la variabilité annuelle, on a pu constater la forte implication de la QBO et du cycle solaire de 11 ans, en fonction de la latitude, dans la variabilité des barrières et du mélange sur l'isentrope 600 K. L'utilisation de la méthode des *k-moyennes* dans sa version directe, permettant de détecter les barrières en fonction de la latitude géographique, donne la possibilité d'exploiter les résultats obtenus par cette méthode pour suivre la variabilité de l'extension méridienne (EM) des réservoirs stratosphériques.

Pour chaque surface isentrope, de 400 à 800 K par pas de 200 K, l'extension méridienne de chaque réservoir a été définie comme la valeur absolue de la différence entre deux positions journalières de barrières détectées par l'algorithme des *k-moyennes*, soit :

$$EM(\varphi) = |BD_S(\varphi) - BD_N(\varphi)| \quad (III-6)$$

Où :

- $EM(\varphi)$ est l'extension méridienne du réservoir considéré en fonction de la latitude φ ,
- $BD_S(\varphi)$ est la position méridienne la plus proche du pôle du réservoir en fonction de la latitude φ ,
- $BD_N(\varphi)$ est la position méridienne la plus proche de l'équateur du réservoir en fonction de la latitude φ .

Ainsi, on définit les trois réservoirs stratosphériques de l'hémisphère sud à l'aide de l'équation III-6 comme :

- la partie sud du réservoir stratosphérique tropical (TSR_s) comprise entre l'équateur (0°) et la barrière dynamique subtropicale (SSB) :

$$EM_{TSR_s}(\varphi) = |BD_{0^\circ}(\varphi) - BD_{SSB}(\varphi)| \quad (III-7)$$

- la surf zone (SZ) comprise entre la barrière dynamique subtropicale et la barrière formée par le vortex polaire (VX) :

$$EM_{SZ}(\varphi) = |BD_{SSB}(\varphi) - BD_{VX}(\varphi)| \quad (III-8)$$

- le vortex polaire (VX) correspond à l'intervalle de latitude compris entre la barrière formée par le vortex polaire et le pôle sud (90°S) :

$$EM_{VX}(\varphi) = |BD_{VX}(\varphi) - BD_{90^{\circ}}(\varphi)| \quad (\text{III-9})$$

Ainsi, on établit trois séries temporelles contenant les valeurs mensuelles de l'EM. A partir de ces séries, nous avons calculé les moyennes mensuelles des valeurs journalières permettant le calcul du coefficient directeur de la droite de tendance (exprimé en degré par décennie) ainsi que l'erreur estimée correspondante contenant au moins 50% de la prédiction. L'étude de la densité spectrale (en énergie par Hz) de la transformée de Fourier de ces séries mettra en valeur l'importance des différentes périodes caractéristiques et donc l'influence des différents forçages (QBO et cycle solaire de 11 ans).

III.B.3.a Le réservoir stratosphérique tropical

Sur la figure III-25, on peut voir que l'extension méridienne moyenne du TSR diminue sur toute la période (courbe noire) en fonction de l'altitude croissante, de 12.3° à 400 K à 8.3° à 800 K. Cependant, les oscillations des séries temporelles (courbes bleues) sont plus importantes à 600 K et 800 K ce qui est confirmé par les valeurs supérieures calculées à ces niveaux pour l'erreur estimée par le modèle linéaire de tendance (respectivement 4.8° et 4.1°). On remarque que ces pics surviennent au cours de l'hiver austral. Les valeurs obtenues pour les droites de tendances montrent l'élargissement de ce réservoir de 0.5° et 0.2° par décennie respectivement à 400 et 600 K. A 800K, le TSR se rétrécit de 0.5° par décennie. Ces résultats sont en accord avec la récente mise en évidence de l'élargissement de la ceinture tropicale à la tropopause (Seidel et Randel, 2007).

Plus précisément, au cours d'une année climatologique (figure III-26), à 400 K, l'extension du TSR oscille autour de sa valeur moyenne. En outre, le TSR rétrécit de janvier à avril et de juillet à décembre alors qu'il s'élargit d'avril à juillet. Aux mêmes périodes, les mêmes variations sont constatées à 600 et 800 K bien que l'amplitude des variations soit plus importantes. La variation la plus importante ($+10^{\circ}$) se fait à 600 K. Les valeurs des écart-types correspondant sont de l'ordre de 5° .

Les différences remarquées aux trois isentropes dans les variations de l'extension méridienne peuvent s'expliquer par la différence que l'on retrouve dans les densités spectrales calculées pour chaque niveau (figure III-27).

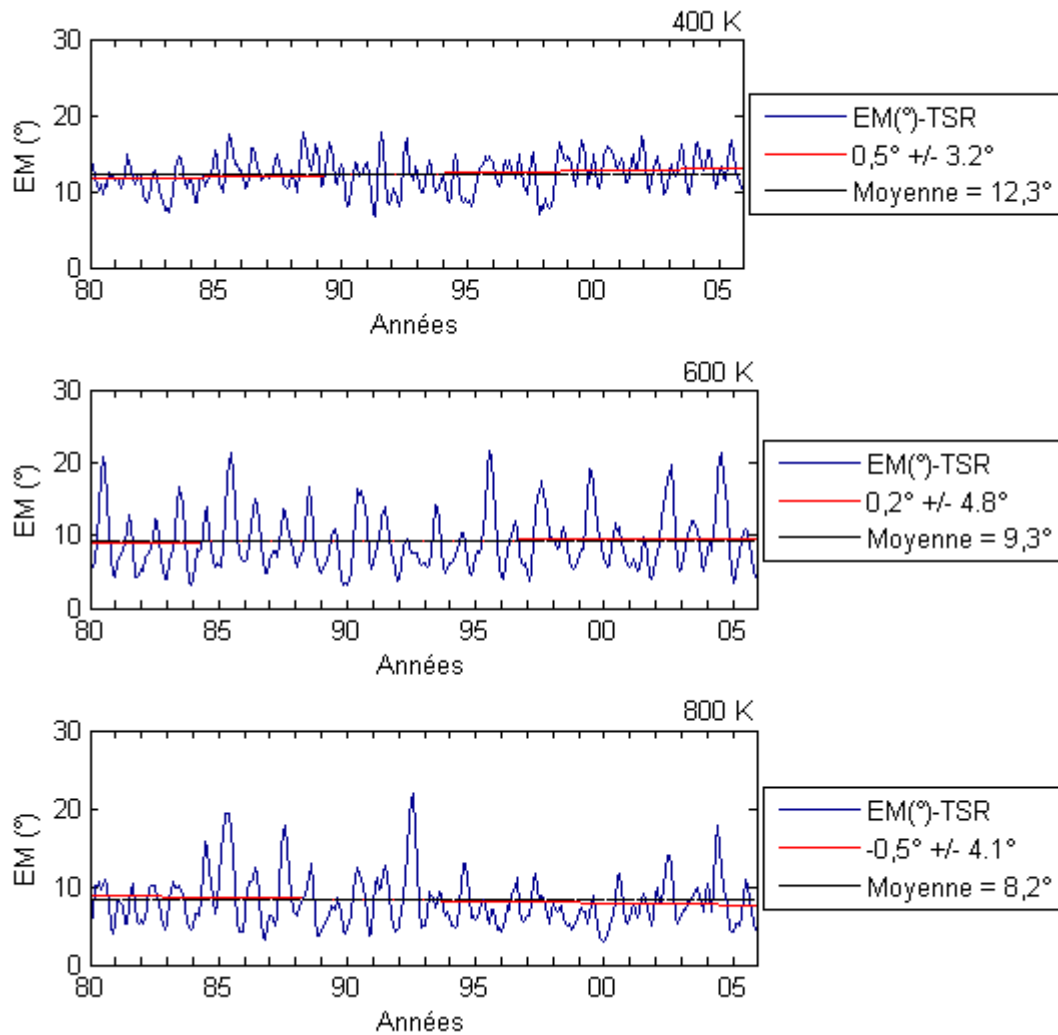


Figure III-25 : Séries temporelles des valeurs mensuelles de l'EM (en degré de latitude) calculée pour le TSR de l'hémisphère sud. En rouge, la tendance linéaire et en noir la valeur moyenne.

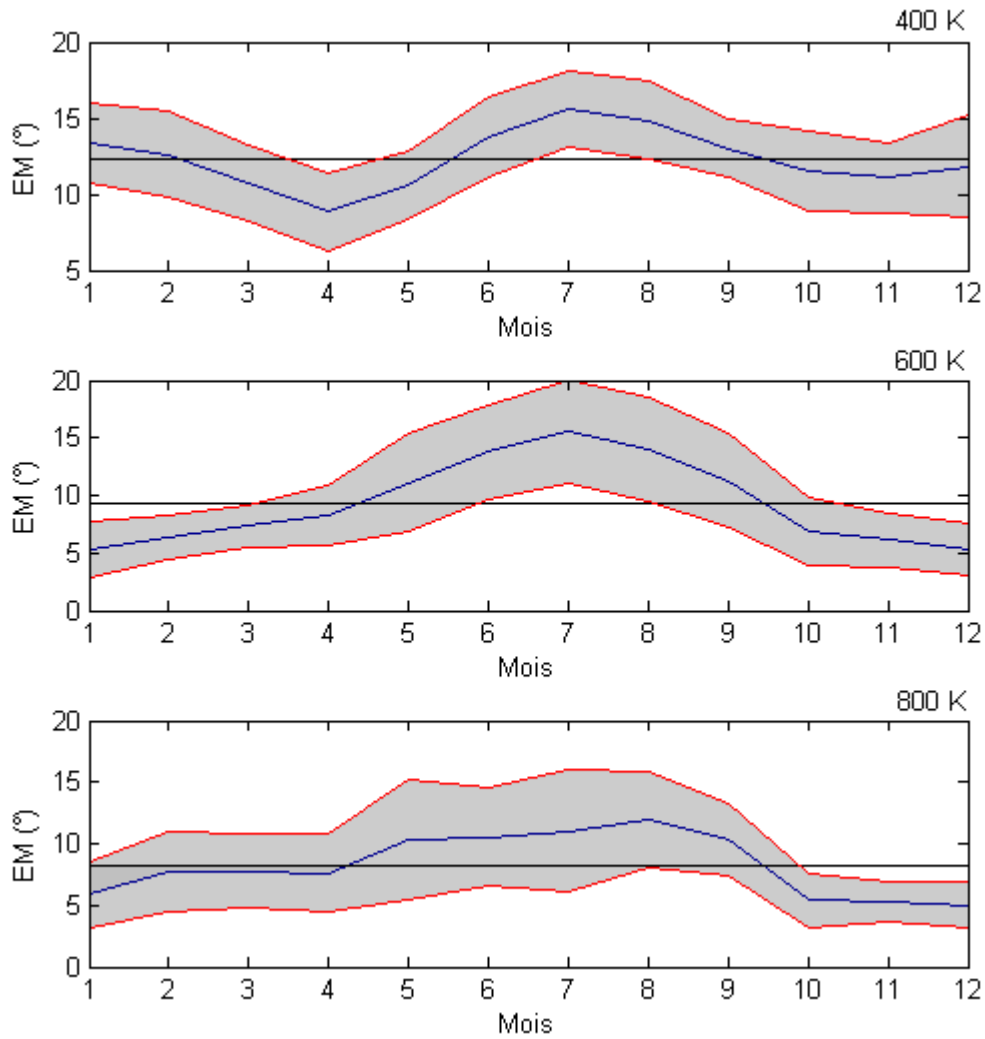


Figure III-26 : Climatologies mensuelles (en bleue) et écart-type associé (en rouge) de l'EM (en degré de latitude) calculée pour le TSR de l'hémisphère sud.

Sur la figure III-27, on constate la prépondérance de l'influence de la QBO à 600 et 800 K avec des pics de plus forte intensité à 20 et 28 mois. A 400 K, les pics de moindre intensité à 45 mois et 144 mois (soit 12 ans) montrent l'implication de périodes proches de celles du cycle solaire. A 800 K, le deuxième pic remarquable correspond à une période de 108 mois (soit 9 ans).

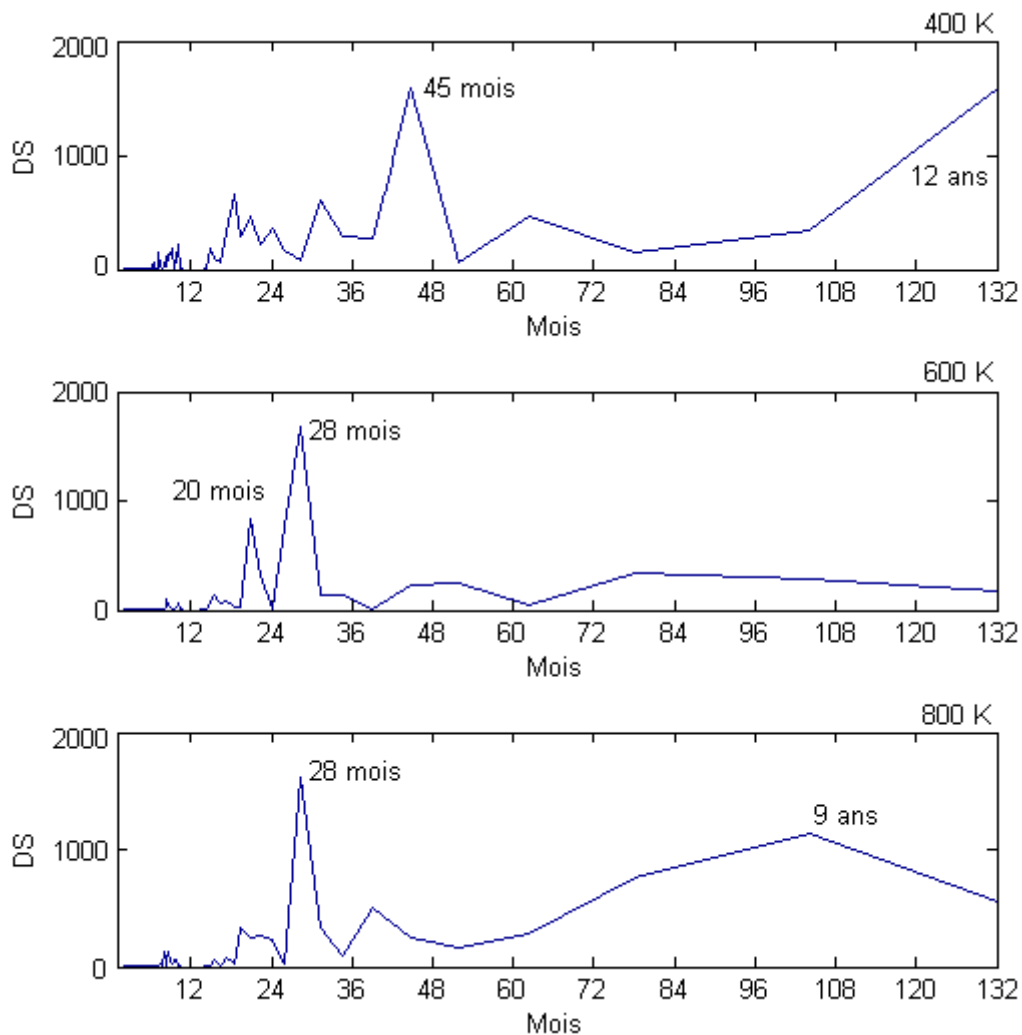


Figure III-27 : Périodogrammes des densités spectrales (DS) calculées à partir des transformées de Fourier des séries temporelles de chaque niveau isentrope (cf. figure III-25).

III.B.3.b La surf zone

L'étude du cœur de ce réservoir a commencé dans la partie précédente à l'aide de la longueur de mélange exprimée en latitude équivalente. Elle se poursuit par la variabilité de ses dimensions méridiennes. Cependant, l'activité du vortex polaire étant restreinte à la période hivernale, les valeurs correspondantes (de décembre à avril) ont été supprimées. Il est donc logique de s'attendre à un rétrécissement de ce réservoir au cours de l'hiver austral puis à son élargissement.

La figure III-28 présente les résultats obtenus à l'aide des séries temporelles de valeurs mensuelles de l'extension méridienne. Les valeurs moyennes calculées sur toute la période (courbe noire) montrent que la surf zone est la plus large à 400 K (52,8°). Cette largeur diminue à 600 K (51,4°) puis à 800 K (48,8°) avec une pente de 4° en largeur. Les tendances, quand à elles, montrent l'élargissement de ce réservoir à chaque altitude (courbes rouges). Cet élargissement est maximal à 600 K et vaut 1,4° par décennie. Les variabilités les plus importantes sont localisées à 800 K avec la plus forte valeur obtenue pour l'erreur estimée par le modèle de tendance (6,5° par décennie).

La figure III-29 présente les climatologies mensuelles obtenues pour une année climatologique. A 400 K, l'extension méridienne augmente en début d'hiver austral (jusqu'en juillet) puis diminue jusqu'en septembre. A 600 K, la surf zone rétrécit jusqu'en août puis s'élargit. A 800 K, l'élargissement de ce réservoir débute un mois plus tôt (en juillet). Ces constats sont en accord avec le positionnement des zones d'influences de l'activité ondulatoire sur l'écoulement moyen entre juillet et septembre sur la figure III-30.

L'analyse spectrale présentée par la figure III-30 montre une plus forte influence du cycle solaire de 11 ans à basse altitude. En effet, les périodes de 45 mois et 104 mois (proche de 9 ans) font référence à des cycles présents dans l'activité solaire (cf. annexe C). La période de 62 mois ne correspond à aucune période caractéristique des deux forçages considérés. A 600K et 800K, la prépondérance de l'influence de la QBO est marquée par de nombreux pics relatifs aux périodes caractéristiques de cette oscillation : 21, 28 et 51 mois. A 800 K, on retrouve un pic à 104 mois (9 ans), période la plus marquée du cycle solaire de 11 ans.

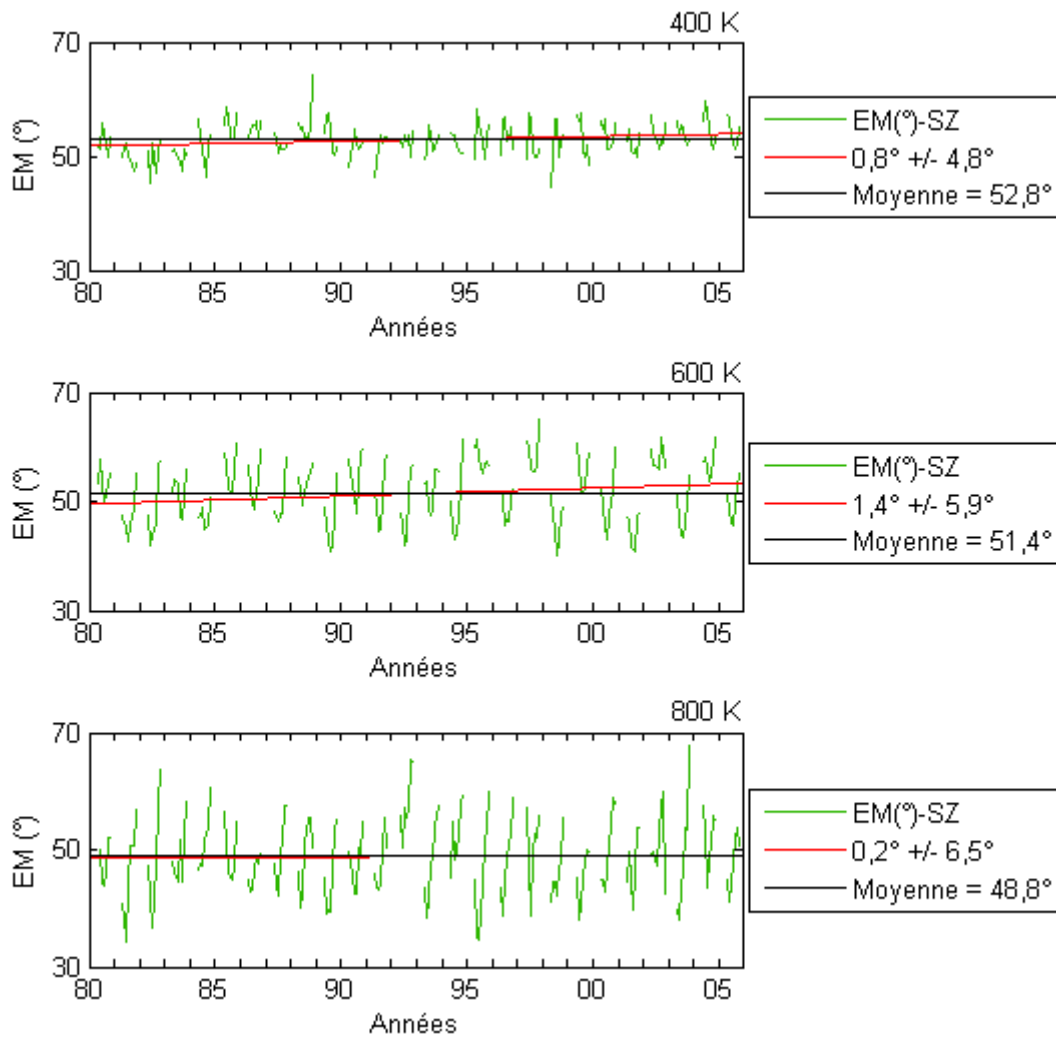


Figure III-28 : Séries temporelles des valeurs mensuelles de l'EM (en degré de latitude) calculée pour la surf zone (SZ) de l'hémisphère sud.

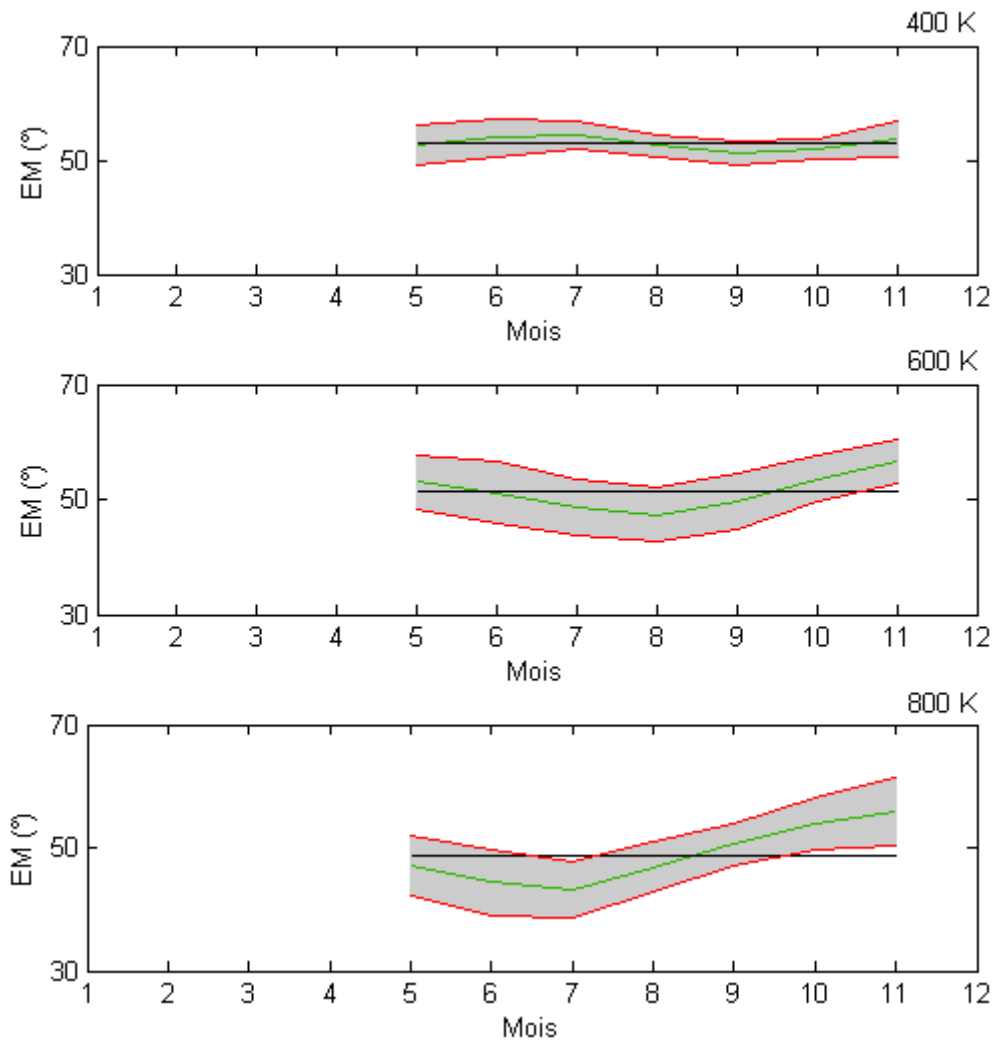


Figure III-29 : Climatologies mensuelles (en jaune) et écart-type associé (en rouge) de l'EM (en degré de latitude) calculée pour la surf zone de l'hémisphère sud.

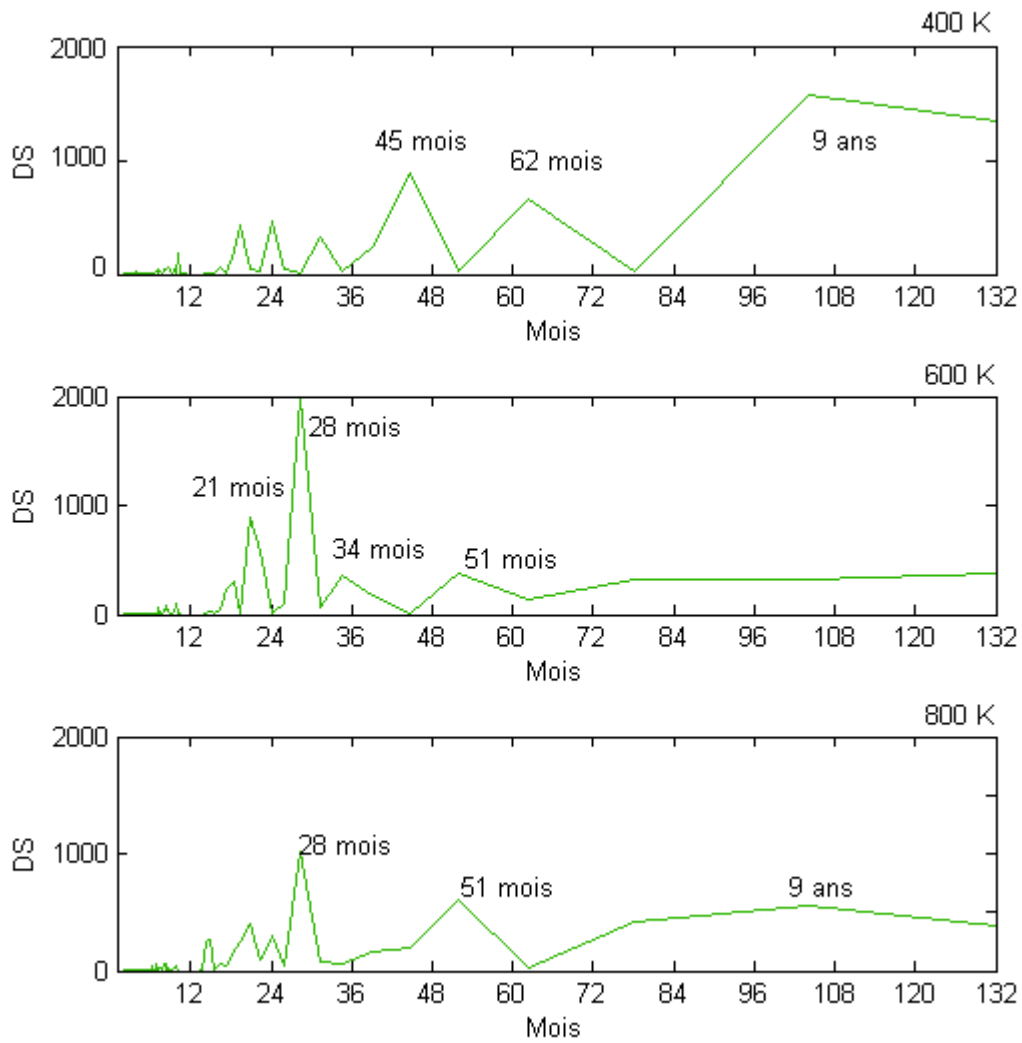


Figure III-30 : Périodogrammes représentant les densités spectrales (DS) calculées à partir des transformées de Fourier des séries temporelles de chaque niveau isentrope (figure III-28).

III.B.3.c Le vortex polaire

Structure dynamique caractéristique de l'hiver, le vortex polaire de l'hémisphère sud correspond également à un réservoir stratosphérique. Comme pour la surf zone, seuls les mois de mai à novembre ont été conservés pour étudier la variabilité de ce réservoir.

La figure III-31 présente les séries temporelles ainsi que les tendances linéaires établies pour ce réservoir. Plus large à basse altitude (25,2° à 400 K) car plus compact au cours de l'hiver austral, sa largeur diminue avec l'altitude en correspondance avec l'intensité de l'activité ondulatoire (23,1° et 22,9° respectivement à 600 K et 800 K). Les variations les plus importantes sont constatées à 600 K et 800 K comme l'indiquent les valeurs de l'erreur estimée du modèle de tendance linéaire (5,5° par décennie sur ces deux niveaux). En conséquence de l'élargissement des deux autres réservoirs stratosphériques, le vortex polaire se rétrécit depuis ces 26 dernières années de 0,3° à 0,7° par décennie. Cette valeur est maximale à 600 K. La forte variabilité de l'extension méridienne du vortex polaire est confirmée par la climatologie établie sur une année (figure III-32). Cette extension est maximum au mois de juillet à 800 K, au mois d'août à 600 K et en septembre à 400 K. A partir de ces points, l'extension du vortex polaire diminue d'autant plus vite que l'on se situe à haute altitude.

Pour le vortex polaire, l'influence du cycle solaire de 11 ans est fortement marquée quelque soit le niveau isentrope (figure III-33). On retrouve, suivant les niveaux, des pics de forte intensité correspondant aux périodes caractéristiques du cycle solaire de 11 ans : 24, 35 et 104 mois. A 600 et 800 K, on retrouve également des périodes de 15, 18 et 54 mois proches des valeurs de 15, 19 et 51 mois de la QBO.

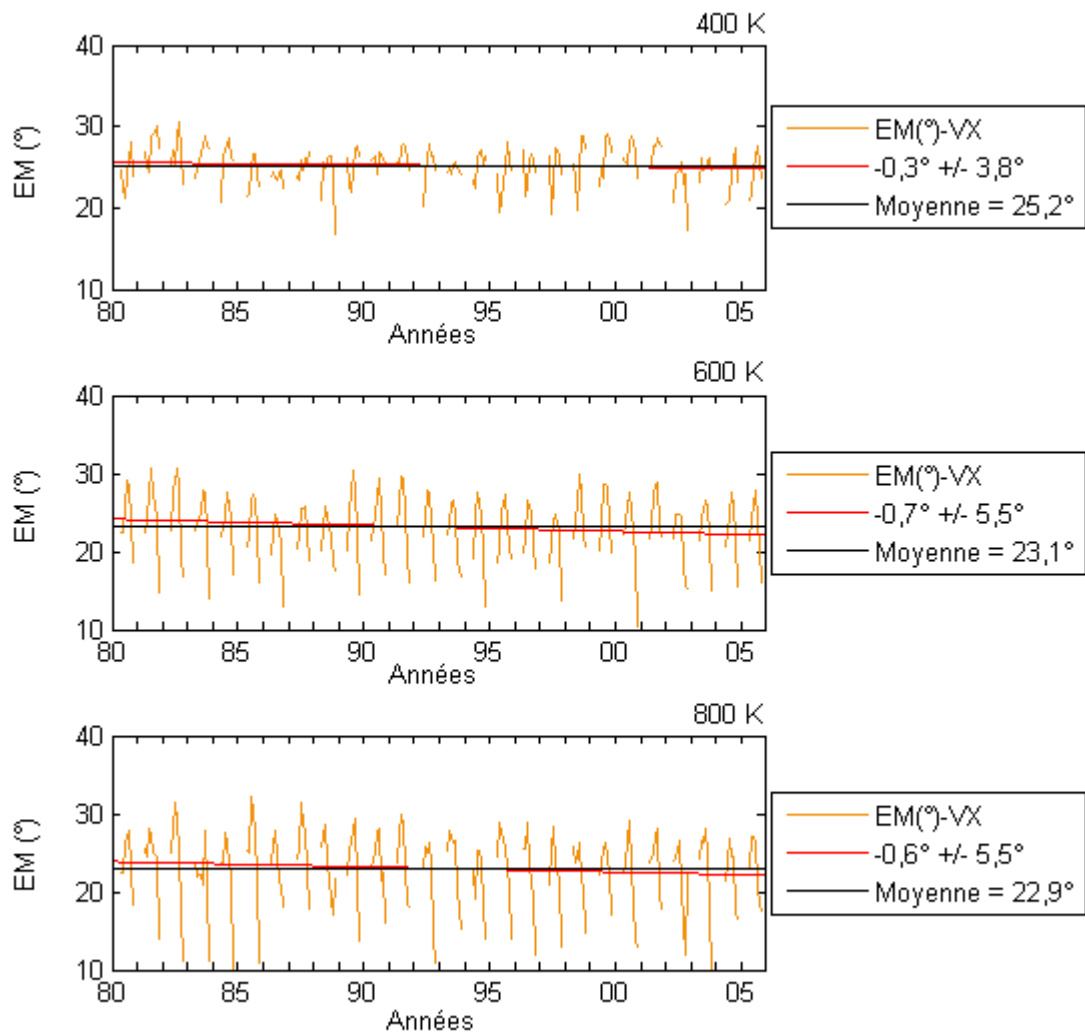


Figure III-31 : Séries temporelles des valeurs mensuelles de l'EM (en degré de latitude) calculée pour le vortex polaire (VX) de l'hémisphère sud.

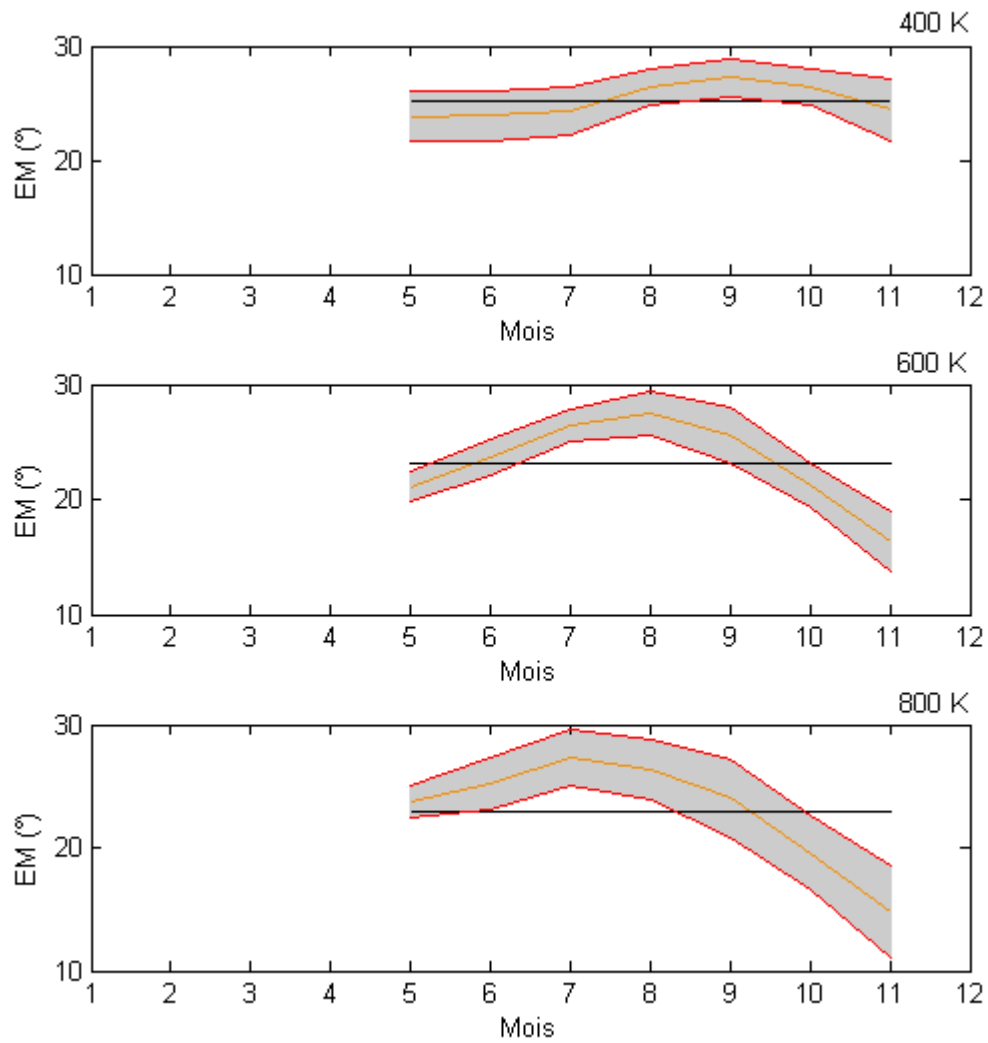


Figure III-32 : Climatologies mensuelles (en marron) et écart-type associé (en rouge) de l'EM (en degré de latitude) calculée pour le vortex polaire de l'hémisphère sud.

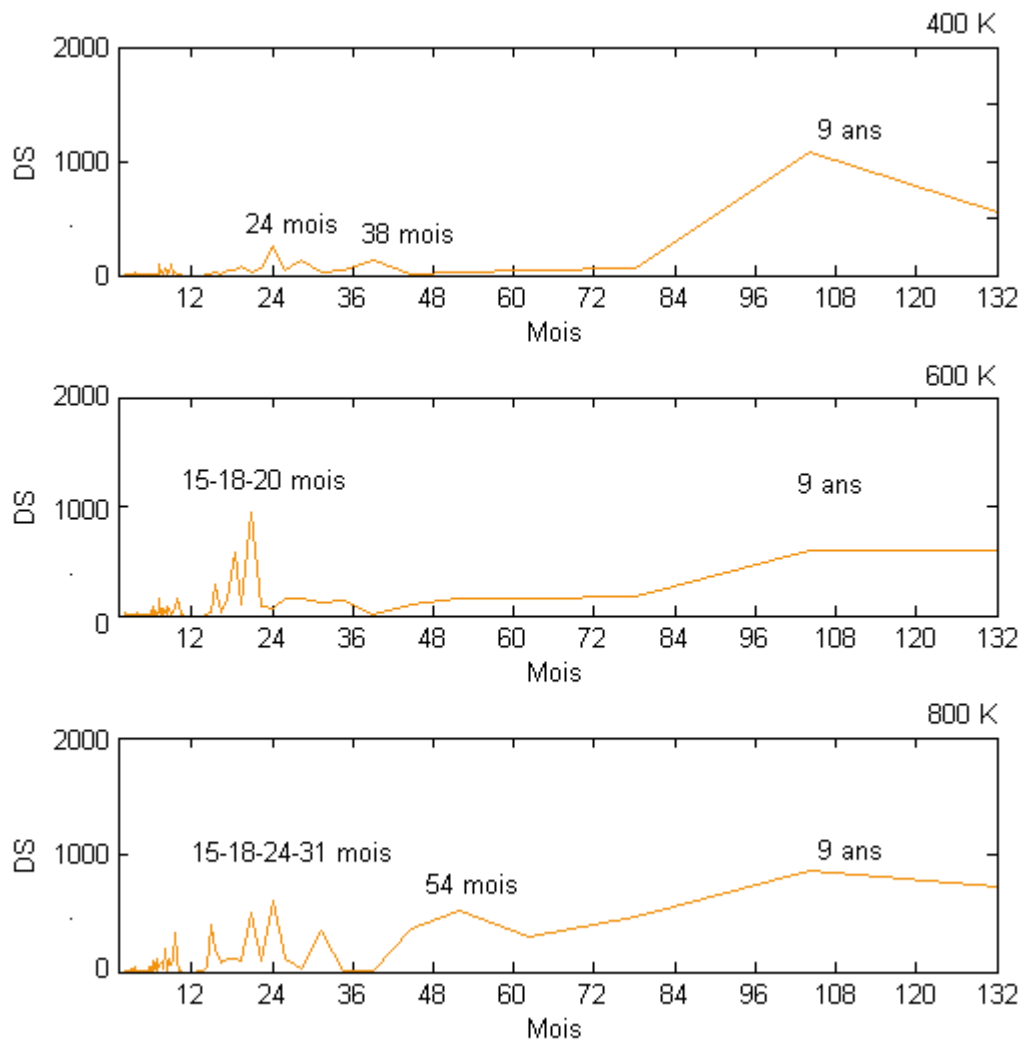


Figure III-33 : Périodogrammes représentant les densités spectrales (DS) calculées à partir des transformées de Fourier des séries temporelles de chaque niveau isentropique (figure III-31).

III.C Conclusion

Ce chapitre a permis de mettre en évidence la première série de résultats de notre travail. L'objectif est de présenter l'état climatologique ainsi que la variabilité de la stratosphère à différentes altitudes (niveaux isentropes) pour la période 1980-2005. Les outils présentés dans le chapitre II ont été appliqués.

La variabilité de l'activité ondulatoire ainsi que celle de son impact sur l'écoulement moyen ont été mis en évidence. Une forte saisonnalité ainsi que des différences inter-mensuelles notables sont apparues. Une première distinction apparaît sur la formation/extinction du vortex polaire et son extension méridienne entre 20 et 30 km d'altitude. Ayant choisi l'isobare 30 hPa comme référence pour sa correspondance avec l'isentropes 600 K, les influences de la QBO et du cycle solaire de 11 ans sur l'activité ondulatoire ont été mises en évidence. Ainsi, la période la plus favorable au transport isentropes a été identifiée comme une période d'un maximum d'activité solaire. Pour chaque phase de la QBO, deux années se sont distinguées par leur forte activité ondulatoire : 1988 pour une phase d'est et 2002 pour une phase d'ouest.

L'impact de l'activité ondulatoire sur l'écoulement moyen a également montré une dépendance à ces deux forçages. L'accélération de l'écoulement moyen au niveau des moyennes latitudes isolant les masses d'air polaire est favorisée au cours d'un minimum d'activité solaire. Cette accélération est plus intense en phase d'est de la QBO et plus étendue en phase d'ouest de la QBO. La décélération de l'écoulement moyen aux moyennes latitudes et aux tropiques (permettant les échanges entre réservoirs) est plus importante au cours d'un minimum d'activité solaire préférentiellement en phase d'est de la QBO. Au cours d'une phase d'ouest, une cellule de décélération apparaît proche de l'équateur entre juin et septembre.

Les outils diagnostiques en coordonnées de surface ont permis d'étudier la variabilité de l'intensité des deux barrières dynamiques stratosphériques (barrière subtropicale et vortex polaire) ainsi que celle de la zone de mélange. Il apparaît une forte correspondance entre la position du vortex polaire (position du maximum de gradient de vorticité) et l'activité solaire. Plus l'activité solaire sera importante, plus la position du maximum d'intensité du gradient de vorticité est éloignée du pôle. Pour la barrière subtropicale, la QBO est le forçage prépondérant. Des périodes de 21 et 28 mois apparaissent sur le périodogramme et sont caractéristiques de la QBO. Les anomalies du gradient de vorticité ont été mises en correspondance avec les deux phases de la QBO. Une diminution (resp. augmentation) de l'intensité du gradient de vorticité aux tropiques correspond à une phase d'ouest (resp. d'est) de la QBO. La zone de mélange présente un maximum d'intensité situé au milieu de l'hémisphère et est soumise à l'influence conjointe des deux forçages.

Finalement, à l'aide de la méthode des k-moyennes, l'extension méridienne de chaque réservoir stratosphérique a pu être définie et exploitée à l'aide d'une étude de tendances linéaires et d'une étude spectrale sur trois niveaux isentropes (400, 600 et 800 K). Sur ces niveaux, on a constaté l'élargissement de la surf zone en correspondance avec le rétrécissement du vortex polaire. Ces tendances montrent également l'élargissement du TSR, à 400 et 600 K, et son rétrécissement à 800 K. L'étude spectrale a montré la forte dépendance de l'extension méridienne de chaque réservoir au cycle solaire à 400 K. A 600 K, la dépendance de la QBO est prépondérante alors qu'à 800 K les influences de ces deux forçages sont équivalentes.

Chapitre IV – Perméabilité de la barrière subtropicale

IV.A Description des échanges méridiens	163
IV.A.1 Formes des échanges	163
IV.A.2 Evolution temporelle de la perméabilité de la barrière subtropicale	166
IV.A.3 Influence de la QBO et du cycle solaire.....	170
IV.B Suivi des échanges.....	172
IV.B.1 Préférences méridiennes.....	172
IV.B.1.a Préambule	172
IV.B.1.b Variabilité saisonnière	173
IV.B.1.c Influence de la QBO et du cycle solaire	176
IV.B.2 Routes privilégiées.....	180
IV.B.2.a Préambule	180
IV.B.2.b Variabilité saisonnière	181
IV.B.2.c Influence de la QBO et du cycle solaire	183
IV.C Implication dans le transport de l’ozone	187
IV.C.1 Régimes dynamiques	187
IV.C.2 Trafic et concentration d’ozone.....	192
IV.D Conclusion.....	197

Les intrusions d'air tropical ou d'air des moyennes latitudes au-dessus de sites subtropicaux ont des conséquences visibles sur le bilan de l'ozone (Portafaix *et al.*, 2003 et Bencherif *et al.*, 2007). L'objectif du présent chapitre est de mettre en évidence cette correspondance pour toute la période entre 1980 et 2005, en analysant les mécanismes d'échanges de masses d'air au-dessus des sites d'études. Dans un premier temps, nous présenterons les différentes formes d'échanges que peuvent prendre les épisodes de transport méridien. Le trafic à travers la barrière subtropicale sera explicité et utilisé comme indicateur de la perméabilité de cette barrière. L'évolution de la perméabilité de la barrière subtropicale pourra alors être étudiée ainsi que l'influence de la QBO et du cycle solaire. Une deuxième partie s'intéressera au suivi des échanges afin de mettre en évidence l'extension méridienne de ces échanges et les routes zonales privilégiées. L'évolution temporelle de ces caractéristiques sera exploitée pour expliquer l'influence de la QBO et du cycle solaire. Dans une dernière partie, pour concevoir l'implication du trafic à travers la barrière subtropicale sur le bilan de l'ozone, nous détaillerons le régime dynamique ou la nature des masses d'air pour chaque gamme de latitude. En outre, nous avons effectué une comparaison entre le trafic au-dessus des stations subtropicales et des moyennes latitudes et les anomalies d'ozone observée sur l'isentrope 600 K.

IV.A Description des échanges méridiens

La perméabilité de la barrière subtropicale a été mise en évidence par le réarrangement irréversible des contours de vorticité potentielle sur les surfaces isentropes. Le chapitre II a présenté l'utilisation de la méthode de classification des *k-moyennes* comme une possibilité pour la visualisation des échanges entre deux réservoirs stratosphériques. Lorsque l'on compare une carte de localisation climatologique des barrières dynamiques une carte de APV reconstituée, on peut calculer le trafic au travers la barrière dynamique subtropicale. Pour mieux appréhender l'évolution du trafic au cours du temps, il convient de présenter les différentes formes d'événements remarqu es et la valeur du trafic associé.

IV.A.1 Formes des échanges

Les échanges méridiens à travers cette barrière peuvent prendre différentes formes. On distingue de manière générale deux formes principales d'entrainement de l'air tropical vers les moyennes latitudes. La première a une forme de fil et est appelée filament. Elle est définie comme une mince intrusion d'air se développant et s'étirant profondément dans les moyennes latitudes. La deuxième ressemble à une langue par la largeur de l'intrusion d'air provoquée en surf zone (Portafaix *et al.*, 2003). En complément de ces deux formes principales, une troisième forme peut être observée au cours de la visualisation des différentes cartes de APV. Lorsque la surf zone est fortement réduite par la perméabilité croissante de la barrière subtropicale, le mélange qui y règne diminue en intensité. Des bulles d'air tropical, détachées d'un filament, peuvent alors résider dans la surf zone avant d'être mélangées définitivement (Kirgis, 2004).

Le cas du 22 juillet 1987 est une bonne illustration de ces formes. La figure IV-1 désigne ces trois formes par des lettres : A est une langue, B un filament et C la bulle se détachant du filament B. On remarque la complexité de l'agencement de ces formes.

Il apparaît clairement que la bulle C se détache du filament B. Cependant, on ne peut que supposer que le filament B est issu de la langue A.

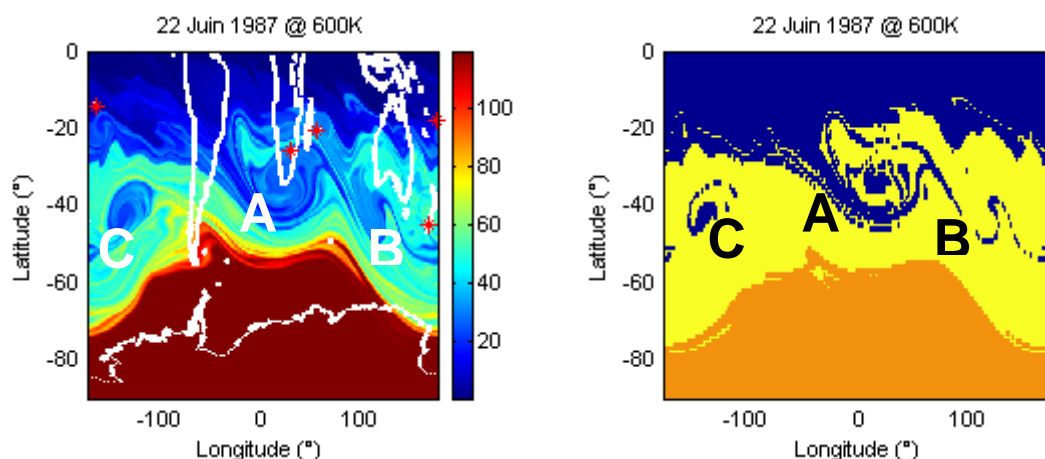


Figure IV-1 : A gauche : Carte de APV obtenue pour le 22 juin 1987 à 600K. Les valeurs de APV sont représentées en valeur absolue. A droite : Reconstitution des cartes de APV correspondantes obtenues par la version incrémentale des k-moyennes.

La localisation de ces trois formes illustre l'influence du contraste terre-océan de l'hémisphère sud. Comme constaté pour l'hiver 2003, les différentes formes d'événements se situent préférentiellement au dessus de chaque bassin océanique (Kirgis, 2004). On peut alors diviser les moyennes latitudes (entre 60°S et 20°S) de l'hémisphère sud en trois régions correspondant aux trois bassins océaniques :

- l'Océan Indien : de 20°E à 120°E,
- l'Océan Pacifique : de 150°E à 80°O,
- l'Océan Atlantique : de 60°O à 0°.

Pour les journées considérées au chapitre II (II.G.7.b.), on a reporté, dans le tableau IV-1, les valeurs du trafic au-dessus de ces bassins. Ces valeurs exprimées en pourcentage d'hémisphère sont calculées par la formule IV-1.

$$\text{Trafic} = \frac{SZi - SZo}{\text{Hemisphere}(\lambda, \varphi)} \times 100\% \quad (\text{IV-1})$$

où :

- SZi , pour Surf Zone in, est le compteur du nombre pixels entrant en surf zone,
- SZo , pour Surf Zone out, est le compteur du nombre de pixels sortant de la surf zone et entrant dans le TSR,
- $\text{Hemisphere}(\lambda, \varphi) = 32760$ est le nombre de pixel contenu dans un hémisphère pour une carte de résolution $1 \times 1^\circ$ (où λ et φ représentent respectivement la résolution en longitude et en latitude).

On peut alors faire correspondre le passage d'un événement filamentaire à une valeur du trafic. Pour une langue, la valeur quotidienne du trafic dépasse les 5%. On retrouve ces valeurs au-dessus de l'océan indien pour le 22 juin, le 22 août 1987 et le 12 juillet 2000. Pour un filament, le trafic se situe entre 2% et 3%. Une bulle provoque un échange plus important et le trafic dépasse alors les 3%.

Tableau IV-1 : Résumé des valeurs obtenues pour le trafic à travers la barrière subtropicale pour différentes journées de notre étude.

Journées	Trafic (%)		
	Océan Atlantique	Océan Indien	Océan Pacifique
22/06/1987	2,4	5,8	3,6
22/07/1987	1,2	4,3	4,3
22/08/1987	1,5	6,4	3,5
15/09/1987	2	3,9	2,2
13/01/2000	1,3	1,7	1,6
12/07/2000	1	5,3	2,9

IV.A.2 Evolution temporelle de la perméabilité de la barrière subtropicale

La figure IV-2 présente la série temporelle des moyennes mensuelles du trafic à travers la barrière subtropicale à 600 K pour la période de 1980 à 2005. A cette courbe sont superposés la tendance linéaire (la pente est indiquée en pourcentage d'hémisphère par décennie) et l'erreur estimée correspondante (également en pourcentage d'hémisphère) contenant au moins 50% de la prédiction. On peut remarquer que les valeurs obtenues du trafic sont positives ce qui montre la nette supériorité des échanges dans le sens du réservoir tropical vers la surf zone. Pour confirmation, la figure IV-3 représente le nombre de pixels entrant en surf zone (SZi) qui a été utilisé pour calculer le trafic à travers la barrière subtropicale.

Les valeurs obtenues pour le trafic entre 1980 et 2005 (figure IV-2) varient de 0 à 22%. Les journées de 1987 et 2000 (tableau IV-1) permettent de présenter distinctement les différentes formes d'échanges mais ne sont pas pour autant les journées les plus représentatives. On peut en effet noter que pour les années 1988 et 2002, qui présentaient une activité ondulatoire importante au cours de l'hiver, le trafic atteint est proche des 20% de surface d'hémisphère entrant en surf zone (figure IV-2). Les tendances obtenues montrent une diminution globale des échanges entre le réservoir tropical et la surf zone. La diminution est proche de l'unité de pourcentage par décennie (0,9% par décennie).

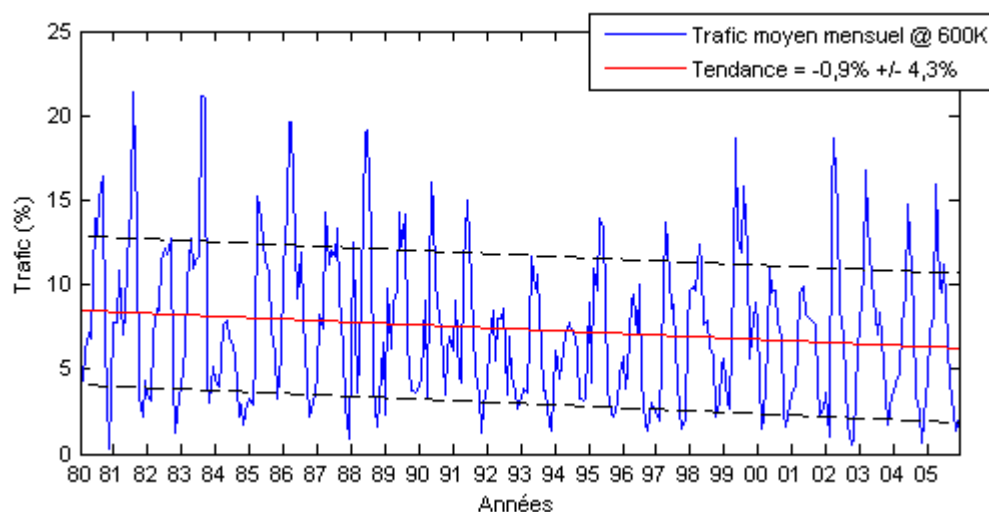


Figure IV-2 : En bleu : évolution temporelle du trafic à travers la barrière subtropicale à 600K. En rouge : tendance linéaire dont la pente est indiquée en pourcentage d'hémisphère par décennie. En noir : erreur estimée.

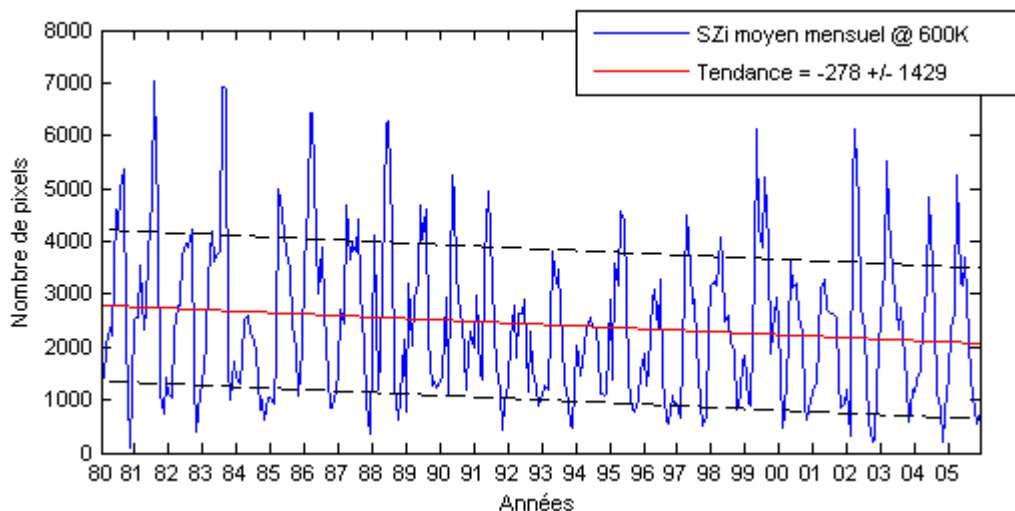


Figure IV-3 : En bleu : évolution temporelle du nombre de pixels passant du réservoir tropical à la surf zone (SZi) à travers la barrière subtropicale à 600K. En rouge : tendance linéaire dont la pente est indiquée en nombre de pixels par décennie. En noir : erreur estimée.

Le chapitre précédent ayant montré une augmentation de l'extension méridienne du réservoir tropical (de $0,2^\circ$ par décennie), elle semble ici s'accompagner d'une diminution des échanges entre le réservoir tropical et la surf zone.

Si l'on cherche à connaître la période privilégiée pour ces échanges, la figure IV-4 permet, par l'intermédiaire d'une climatologie mensuelle de voir que l'hiver austral est bien entendu la période la plus adéquate. Le trafic moyen à 600K est maximum au mois de mai et son évolution est presque constante puis décroissante jusqu'en août. La décroissance s'accroît jusqu'en octobre et le trafic atteint sa valeur minimum au mois de novembre. Ces résultats sont proches de ceux obtenus par Waugh (1996),

On peut alors rechercher au-dessus de quel bassin océaniques les échanges sont les plus importants et si les tendances sont similaires. La figure IV-5 montre que l'intensité des échanges est la plus forte au-dessus des bassins Pacifique Sud et Océan Indien est plus forte qu'au-dessus de l'Atlantique Sud.

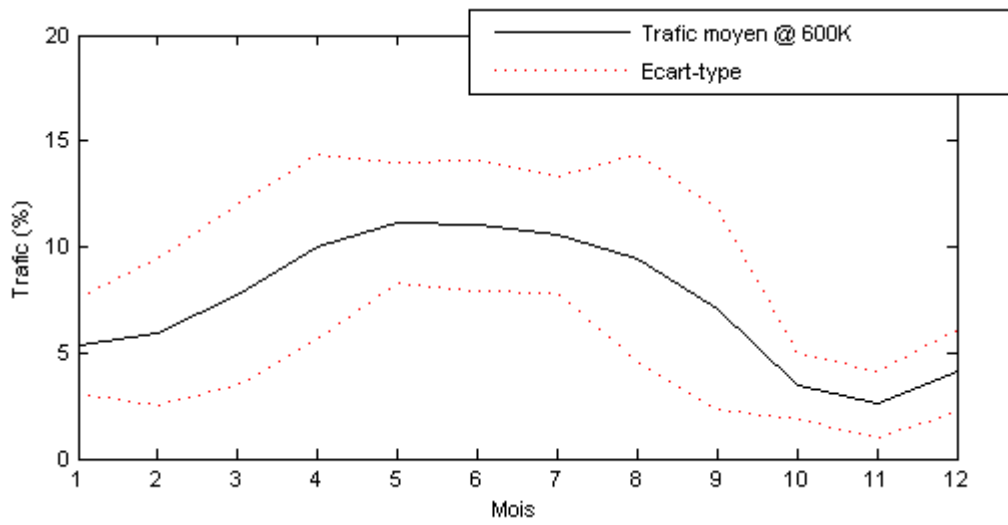


Figure IV-4 : Evolution mensuelle climatologique du trafic (en noir) et de l'écart-type associé (en pointillé rouge) à travers la barrière subtropicale sur l'isentrope 600 K.

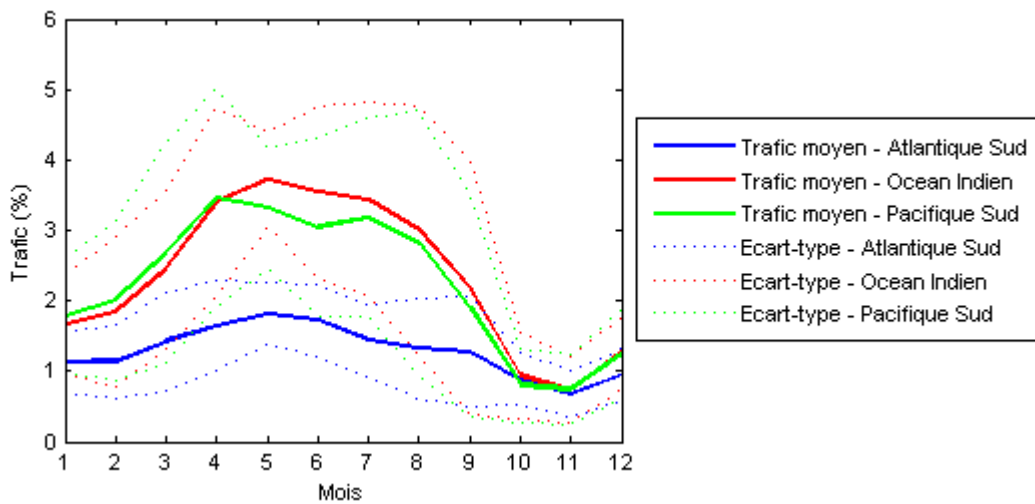


Figure IV-5 : Climatologie mensuelle du trafic au-dessus de chaque bassin océanique de l'hémisphère sud.

La figure IV-6 présente l'évolution temporelle des séries de valeurs mensuelles du trafic obtenues pour chaque bassin océanique à 600 K. On remarque que la tendance est négative et variant de -0,1 à -0,4% par décennie selon le bassin océanique considéré. Ces tendances sont plus fortes au-dessus de l'Océan Indien et du Pacifique Sud.

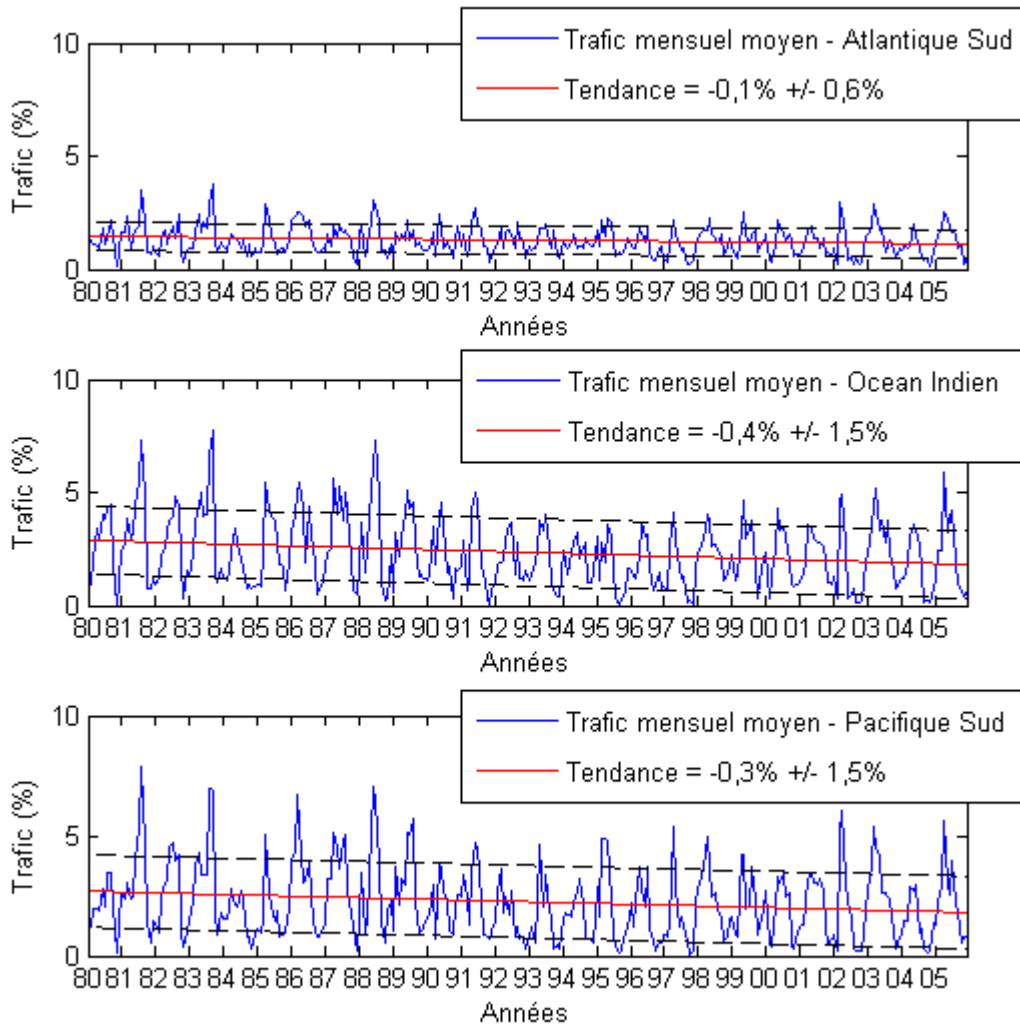


Figure IV-6 : En bleu : évolution temporelle du trafic à travers la barrière subtropicale au-dessus de chaque bassin de l'hémisphère sud à 600 K. En rouge : tendance linéaire dont la pente est indiquée en pourcentage d'hémisphère par décennie. En noir : erreur estimée.

IV.A.3 Influence de la QBO et du cycle solaire

Si l'on décompose les séries temporelles précédentes par phase de la QBO, on obtient les climatologies mensuelles présentées par la figure IV-7. On voit que le trafic à travers la barrière subtropicale est plus important en phase d'ouest de la QBO (activité ondulatoire renforcée) de mars à juin et de septembre à novembre. Il est plus important en phase d'est au mois de juillet et d'août.

La perméabilité de la barrière subtropicale augmente donc considérablement au début de l'hiver austral (mois de mai) et préférentiellement en phase d'ouest de la QBO. Cette perméabilité diminue ensuite jusqu'en novembre. Au cours de la phase d'est de la QBO, période où l'intensité de l'activité ondulatoire s'affaiblit, on constate que les échanges peuvent être de même intensité qu'au cours d'une phase d'ouest au mois de juillet et au mois d'août.

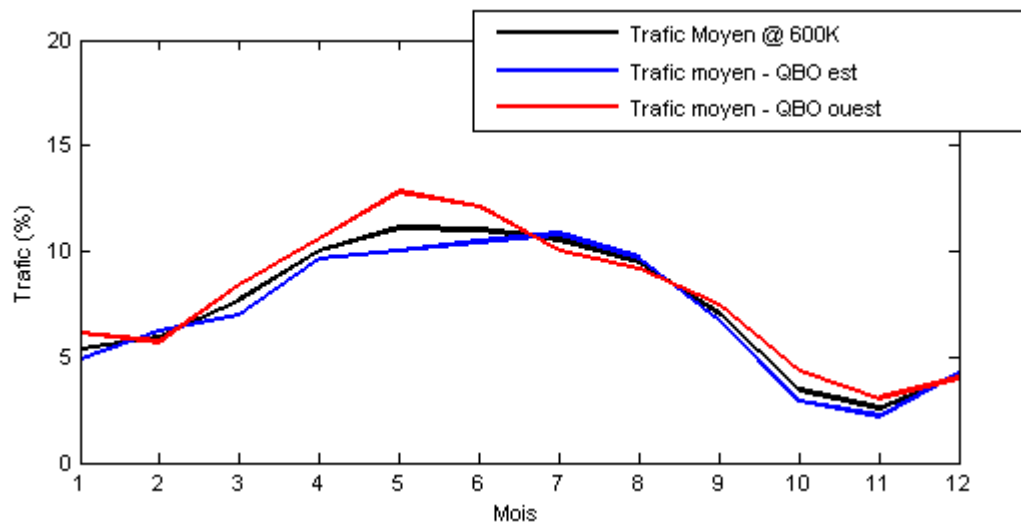


Figure IV-7 : Climatologies mensuelles des valeurs du trafic à travers la barrière subtropicale de 1980 à 2005 (en noir), des valeurs du trafic obtenues pour une phase d'est (en bleu) et des valeurs du trafic obtenues pour une phase d'ouest (en rouge).

Les figures IV-8 et IV-9 montrent les composites établis pour chaque phase de la QBO en distinguant les deux phases de l'activité solaire. Comme annoncé par la figure III.6, les phases de maximum d'activité solaire sont accompagnées d'une augmentation des échanges à travers la barrière subtropicale (courbes magenta et orange). De plus, les courbes représentant une phase de maximum d'activité solaire sont supérieures à la valeur moyenne calculée pour le mois considéré : en juin et septembre pour une phase d'ouest et en juillet et août pour une phase d'est.

Les phases de minimum d'activité solaire s'accompagnent d'une diminution des échanges à travers la barrière subtropicale. Les courbes qui représentent une phase de minimum d'activité solaire sont inférieures aux courbes de la valeur moyenne à l'exception du mois d'avril en phase d'est de la QBO.

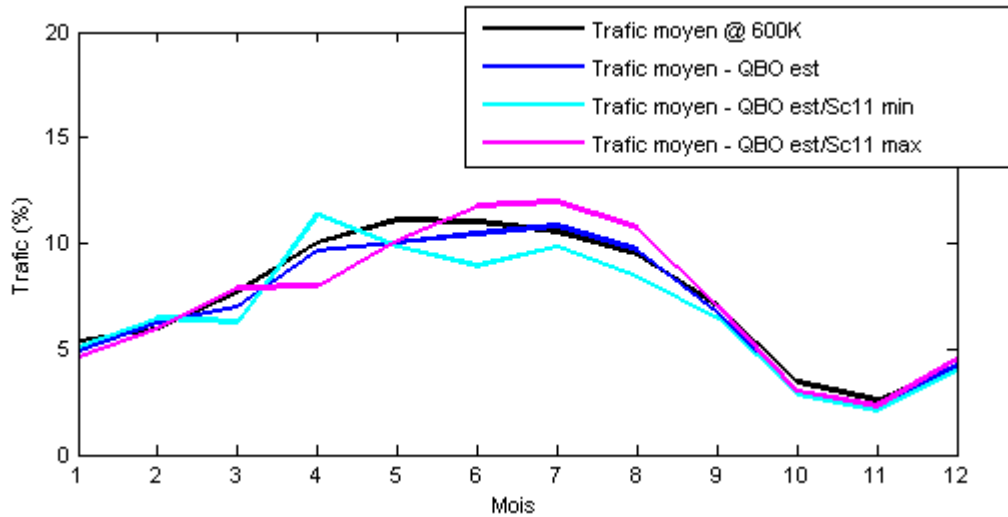


Figure IV-8 : Climatologies mensuelles des valeurs du trafic à travers la barrière subtropicale de 1980 à 2005 (en noir), des valeurs du trafic obtenues pour une phase d'est (en bleu), des valeurs du trafic obtenues pour une phase de maximum d'activité solaire (en magenta) et pour une phase de minimum d'activité solaire (en cyan).

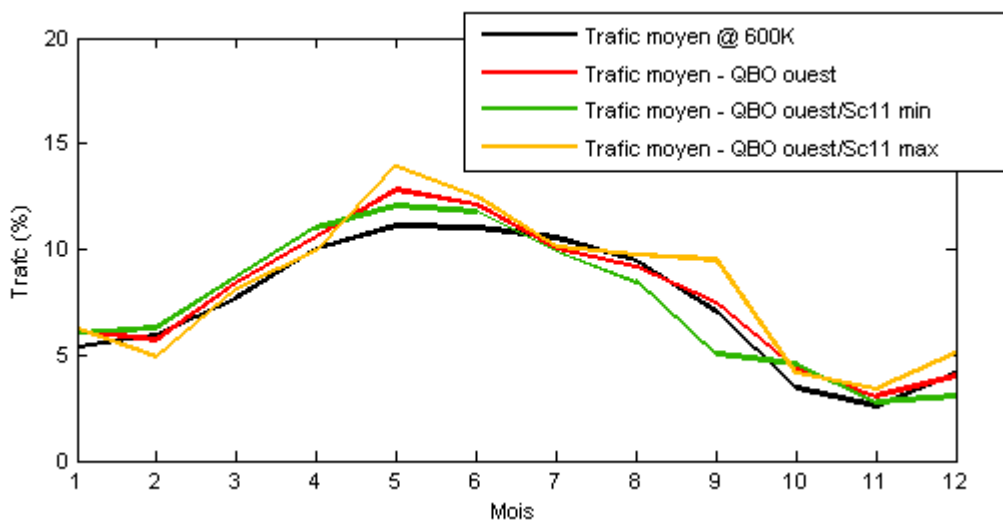


Figure IV-9 : Similaire à IV-8 mais pour une phase d'ouest de la QBO.

Le trafic à travers une barrière dynamique permet d'évaluer les échanges entre le réservoir stratosphérique tropical et la surf zone. On a pu voir la bonne correspondance entre l'intensité des échanges et l'intensité de l'activité ondulatoire présentée au chapitre II. Le trafic qui perturbe une barrière dynamique apparaît être un bon indicateur de la perméabilité de la barrière considérée. Cette évaluation se fait à différentes échelles de temps et d'espace permettant de constater les différences pour les bassins océaniques de l'hémisphère sud, pour chaque phase de la QBO et chaque phase du cycle solaire de 11 ans. Néanmoins, il s'agit d'une évaluation par comparaison entre une situation prise à un instant t et une moyenne climatologique. On a montré au chapitre II (II.G.7.c) qu'à l'aide des cartes de APV reconstituées, on pouvait également suivre le changement de classe de chaque pixel d'une carte jour après jour.

IV.B Suivi des échanges

Si l'on compare jour après jour deux cartes de APV reconstituées par l'algorithme des *k-moyennes* dans sa version incrémentale, on peut suivre les échanges à travers la barrière subtropicale entre le réservoir stratosphérique tropical et la surf zone. On peut alors calculer le nombre de changements de classe entre le réservoir tropical et les moyennes latitudes. Ce nombre de changements de classe devient un diagnostic pour identifier les zones privilégiées du transport entre ces deux réservoirs. On a distingué deux types de zones privilégiées : les préférences méridiennes exprimées en latitude et les routes privilégiées exprimées en longitude.

IV.B.1 Préférences méridiennes

IV.B.1.a Préambule

La figure IV-10 représente à l'aide de l'échelle de couleur le nombre de changements de classe comptabilisés entre le réservoir tropical et les moyennes latitudes de 1980 à 2005 en fonction de la latitude.

La zone d'échange méridienne présente une largeur variable sur les 26 années. Située au plus bas entre 10°S et 20°S, elle peut s'étendre entre 20°S et 50°S au maximum. Cette zone d'échange méridienne présente également une forte variabilité saisonnière et interannuelle. On remarque que l'année 2000 fait partie des années où cette zone est la plus large et la plus intense. A l'opposé, l'année 2002 semble faire partie des années où le nombre de changements de classe n'a pas été important aux moyennes latitudes mais plutôt proches des tropiques.

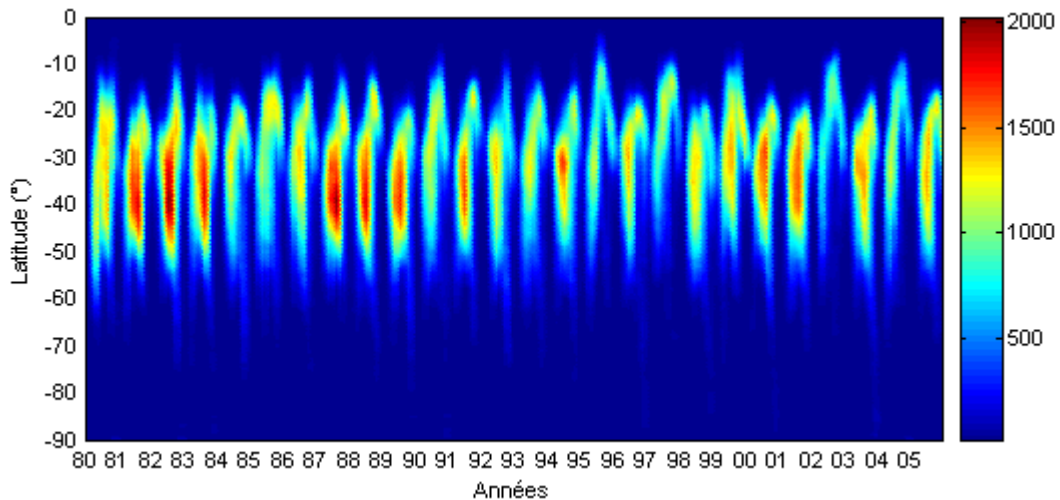


Figure IV-10 : Evolution temporelle du nombre de changements de classe entre le réservoir tropical et les moyennes latitudes en fonction de la latitude.

IV.B.1.b Variabilité saisonnière

La figure IV-11 montre la variation du nombre de changements de classe en fonction de la latitude pour chaque mois d'une année (en gris). La moyenne climatologique établie pour le mois considéré est superposée en rouge.

Au mois de janvier, on constate une mince zone d'échange. La courbe rouge a la forme d'une gaussienne centrée sur 30°S. Cette zone est plus faible au mois de février. On a noté l'année 2000 comme représentant le profil contenant le nombre maximum de changements classe. Aux mois de mars et d'avril, la zone d'échange commence à s'intensifier au-dessus des tropiques et s'élargit progressivement vers les moyennes latitudes. De mai à juin, la zone continue de s'intensifier. Au mois de juin, la courbe rouge reprend la forme d'une gaussienne centrée entre 30°S et 40°S. Au mois de juillet et d'août, on remarque que le nombre d'échanges augmente aux moyennes latitudes pour certaines années. Ces profils étant de plus forte amplitude, la largeur du pic de la courbe rouge s'élargit au mois d'août et atteint les latitudes comprises entre 20°S et 50°S. Néanmoins, l'intensité de ce pic diminue. De septembre à octobre, le nombre d'échange aux moyennes latitudes diminue. Ces échanges quoique plus intenses sont moins fréquents que ceux en bordure de la barrière subtropicale. De novembre à décembre, les échanges aux moyennes latitudes deviennent inexistantes et la courbe rouge reprend progressivement la forme du mois de janvier.

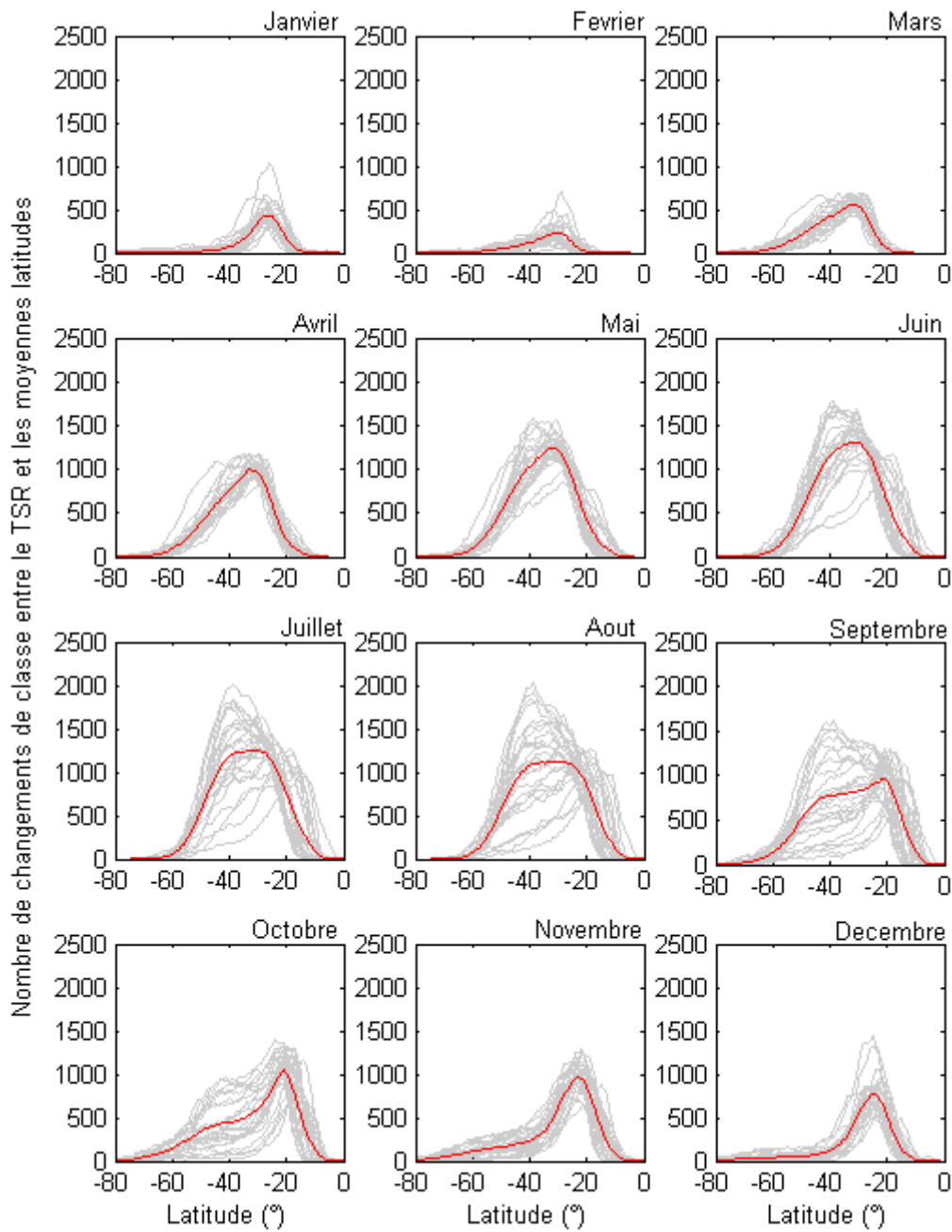


Figure IV-11: Représentation pour chaque mois des profils mensuels du nombre de changements de classe, entre le réservoir tropical (TSR) et les moyennes latitudes, en fonction de la latitude pour les mois compris entre 1980 et 2005 (en gris). Le profil moyen climatologique a été ajouté en rouge.

Pour mettre en évidence l'évolution saisonnière de cette zone d'échange, la figure IV-12 représente la valeur moyenne mensuelle climatologique et l'écart type associé du maximum du nombre de changements de classe (en haut), de la position de ce maximum (au milieu) et de la largeur à mi-hauteur (en bas) de la courbe représentée en rouge sur la figure IV-11.

La valeur du maximum du nombre de changements de classe évolue dans le même sens que le trafic à travers la barrière subtropicale. Les valeurs maximales sont atteintes au début de l'hiver (mois de mai) et diminuent progressivement jusqu'au minimum au mois de février où elles sont minimum. Les courbes de l'écart type confirment que c'est au mois de juillet et au mois d'août que l'intensité de ces échanges peut être la plus forte.

La position de ce maximum est comprise entre 20° et 40°S. Cette position est plus basse au mois d'avril (33°S) et atteint le tropique (21°S) au mois d'octobre. Cette variation est d'autant plus brutale qu'elle s'effectue au cours du mois d'août. La variation de l'écart type montre que ce changement de position peut se faire régulièrement de mai à septembre ou quasi instantanément (de 40°S à 20°S) du mois de septembre au mois d'octobre.

La largeur de la zone d'échange augmente régulièrement de janvier à août puis diminue brusquement de septembre à décembre. Elle passe de 35° au mois de septembre à 18° au mois d'octobre. Encore une fois, une distinction peut être faite entre une diminution de 30° à 10° d'août à octobre ou une diminution de 40° à 20° de septembre à novembre.

Cette zone d'échange fine (10°), centrée sur 30°S et peu intense en été peut s'étendre jusqu'à 40° de latitude en se déplaçant vers les tropiques (20°S) en septembre. En comparaison avec l'évolution de l'extension méridienne de la surf zone (chapitre III.B.iii), on remarque qu'au cours de l'hiver austral, la quasi totalité de la surf zone (large de 50° en moyenne) est impliquée dans les échanges méridiens avec le réservoir tropical. Les moyennes latitudes de l'été austral subissent également quelques épisodes d'échanges mais négligeables par comparaison à l'hiver.

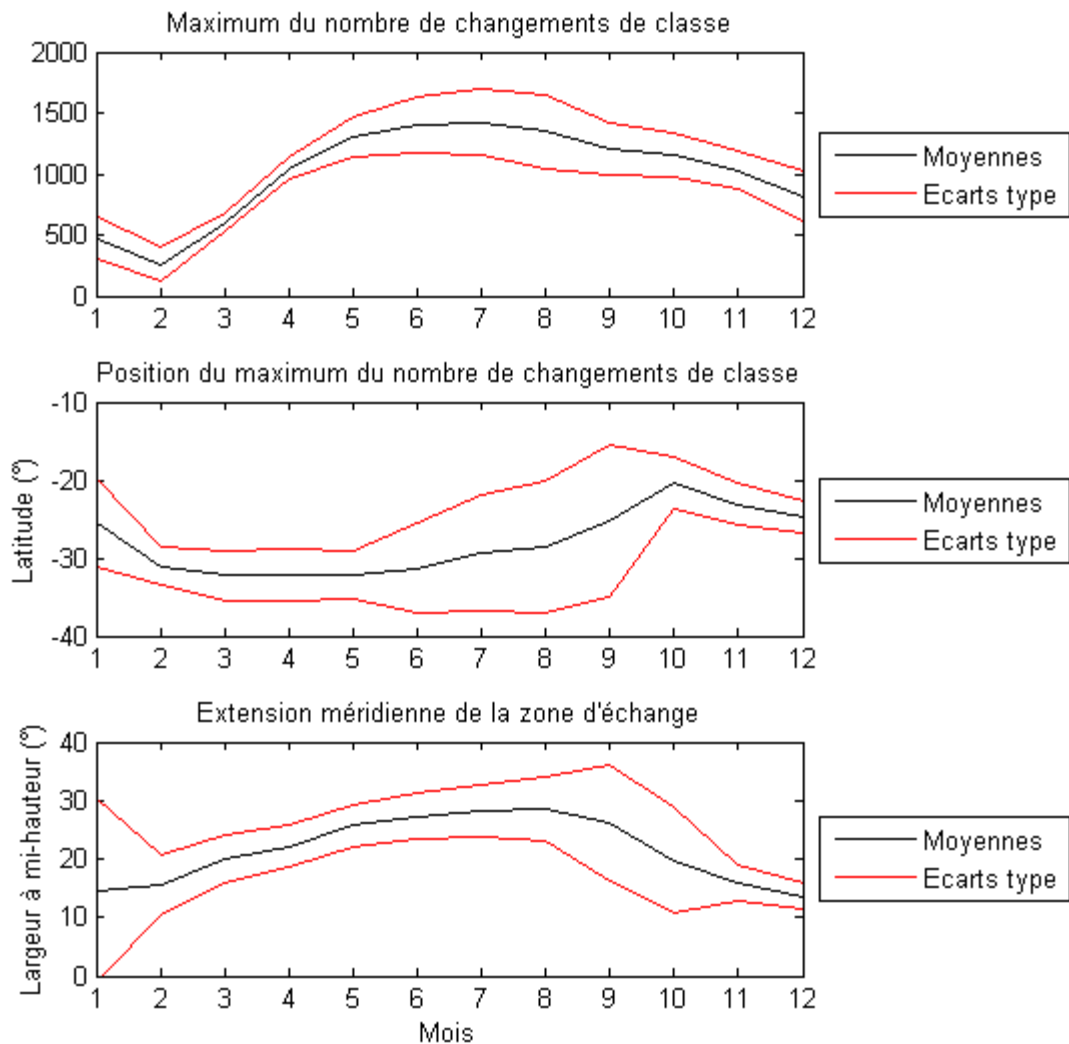


Figure IV-12 : Représentation de l'évolution mensuelle climatologique du maximum du nombre de changements de classe, de la position de ce maximum et de la largeur à mi-hauteur de la courbe moyenne mensuelle (en rouge sur la figure IV-11). Les courbes noires représentent les valeurs moyennes calculées et les courbes rouges les écarts type associés.

IV.B.1.c Influence de la QBO et du cycle solaire

En séparant les phases du cycle solaire pour chaque phase de la QBO, on peut visualiser l'influence de ces deux forçages sur le comportement de la zone d'échange méridienne. La figure IV-13 représente des composites réalisés pour chaque mois climatologique en séparant les profils du nombre de changements de classe par latitude par phase de la QBO et par phase du cycle solaire.

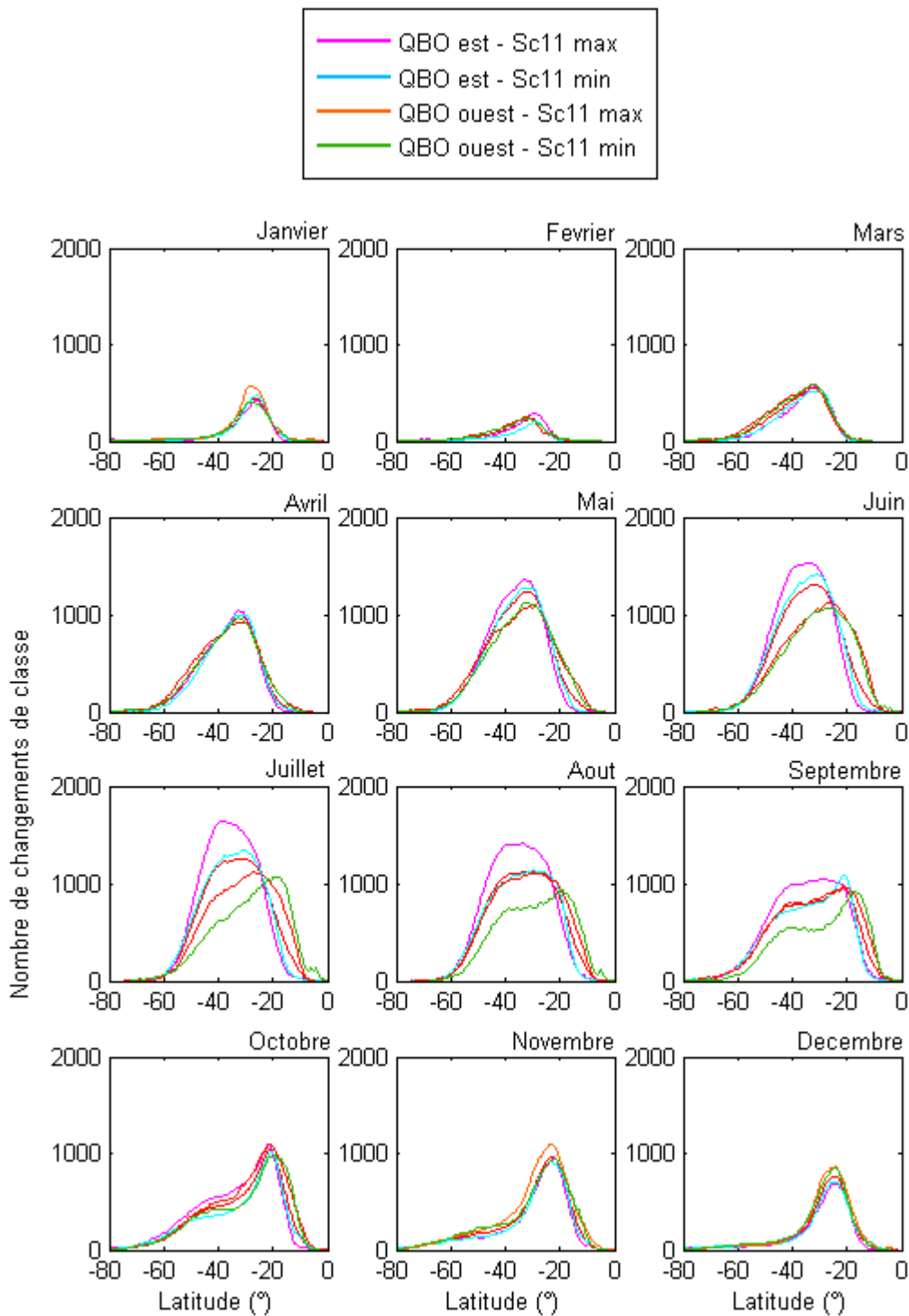


Figure IV-13 : Composites réalisés pour chaque mois climatologique en séparant les profils du nombre de changements de classe par latitude par phase de la QBO et par phase du cycle solaire comme indiqué par la légende. Les courbes rouges correspondent aux moyennes mensuelles présentées par la figure IV-11.

Sur cette figure, on remarque que les différences entre phases de la QBO et l'intensité du cycle solaire sont remarquables uniquement durant l'hiver austral (du mois de mai au mois de novembre). Durant cette période, le plus grand nombre de changements de classe est observé au cours d'une phase d'est de la QBO, préférentiellement pendant une phase de maximum d'intensité solaire. Les courbes correspondantes (magenta et cyan) sont supérieures à celles moyennées climatologiquement (en rouge) du mois de mai au mois de septembre. On comprend que les échanges correspondant sont plus fréquents et surtout pénètrent plus profondément les moyennes latitudes.

Au cours d'une phase d'ouest de la QBO (courbes jaune et orange), on remarque que les échanges s'effectuent à proximité des tropiques. Les échanges sont toujours plus intenses et concernent une plus large bande de latitude en phase de maximum d'activité solaire. Au cours de l'été austral on remarque que les courbes supérieures sont celles représentant une phase d'ouest de la QBO.

Afin de souligner l'influence de la QBO et du cycle solaire sur les échanges méridiens, les maxima du nombre de changements de classe, sa position et l'extension méridienne (figure IV-12) ont été détaillés pour chaque phase de la QBO et en fonction de l'activité du cycle solaire (figure IV-14). Les courbes du maximum du nombre de changements de classe (en haut) confirment la plus forte fréquence des échanges pendant les phases d'est de la QBO. Spécifiquement, ces courbes (magenta et cyan) atteignent leur maximum au mois de juin pour un minimum d'activité solaire et au mois de juillet pour un maximum d'activité solaire.

La position du maximum du nombre de changements de classe précise les différents cas envisagés précédemment. Au mois de juillet, on observe la plus grande différence de position du maximum d'une vingtaine de degrés entre une phase d'ouest de la QBO avec une activité solaire minimale (courbe jaune au-dessus de 20°S) et une phase d'est associée à une activité solaire maximale (courbe magenta proche de 40°S). Effectivement, du mois de mai au mois de septembre, la courbe jaune est croissante de 33°S à 16°S. La courbe magenta est décroissante de mai à juillet (de 34°S à 38°S) puis croît jusqu'à 22°S en octobre. Les courbes représentant les phases complémentaires (orange et cyan) ont des sens de variation similaire. L'activité solaire apparaît donc comme conséquence du déplacement méridien du centre de la zone d'échanges méridiens privilégiée.

La dépendance de l'extension méridienne de la zone d'échange à la QBO et au cycle solaire apparaît en bas de la figure IV-14. Le sens de variation est similaire pour chaque courbe qui atteint son maximum au mois de septembre. Jusqu'à ce point, on voit que l'extension méridienne est plus importante au cours d'une phase d'ouest de la QBO pendant un maximum d'activité solaire (courbe orange). L'extension méridienne la plus faible est obtenue pour une phase d'est de la QBO au cours d'un maximum d'activité solaire (en magenta).

Au mois d'octobre, l'extension méridienne est la plus forte pour une phase d'est de la QBO avec un maximum d'activité solaire.

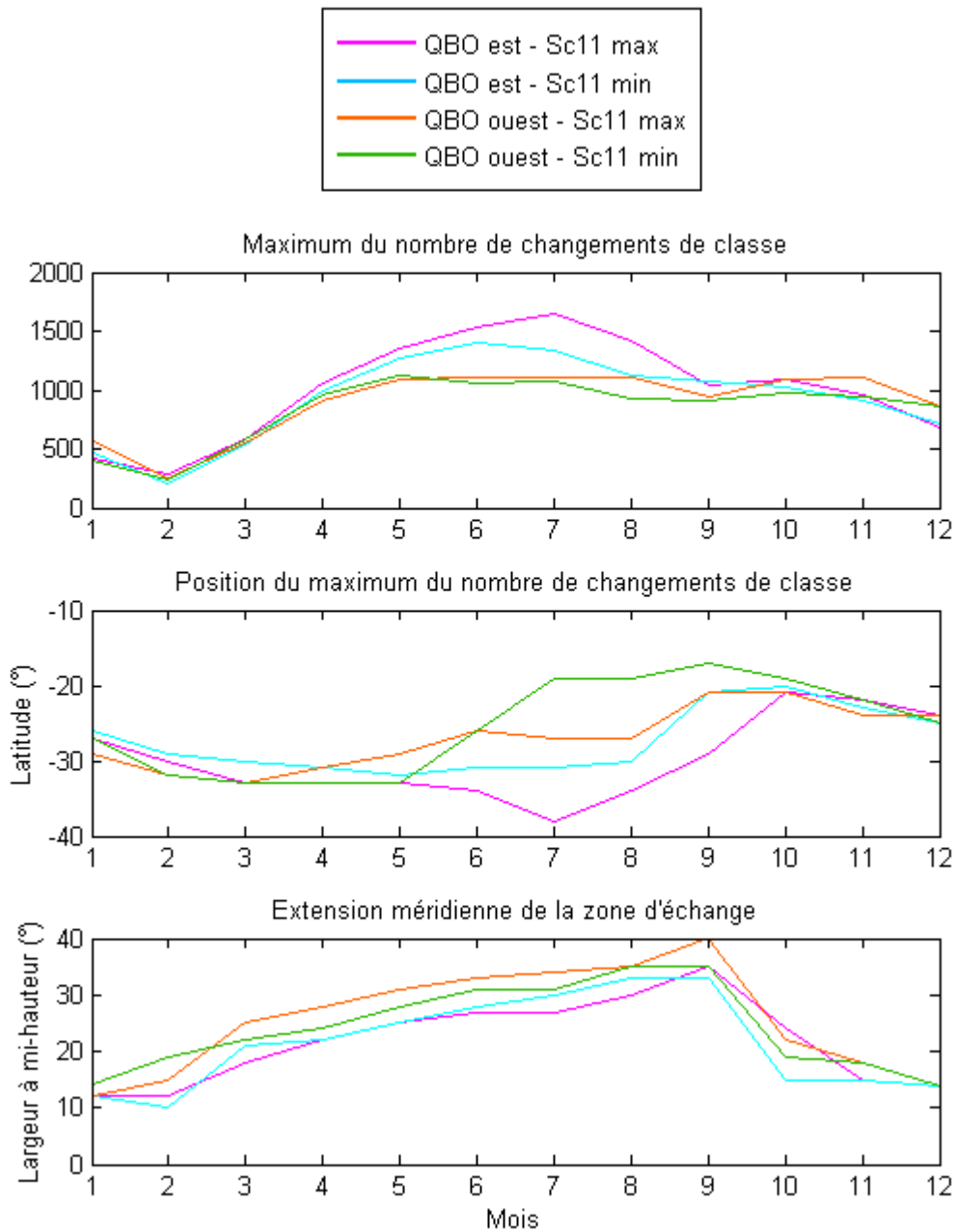


Figure IV-14 : Représentation de l'évolution mensuelle climatologique du maximum du nombre de changements de classe, de la position de ce maximum et de la largeur à mi-hauteur de la courbe pour chaque phase de la QBO séparée en deux phases du cycle solaire.

IV.B.2 Routes privilégiées

IV.B.2.a Préambule

La figure IV-15 représente à l'aide de l'échelle de couleur le nombre de changements de classe comptabilisés entre le réservoir tropical et les moyennes latitudes de 1980 à 2005 en fonction de la longitude.

Cette figure présente les gammes de longitude les plus fréquentées au cours de notre période. Les nombres de changements de classes les plus importants (rouge) sont préférentiellement situés à l'est du méridien de Greenwich et se forment au cours de l'hiver austral. La localisation de ces routes au cours du temps présente une forte variabilité saisonnière et interannuelle.

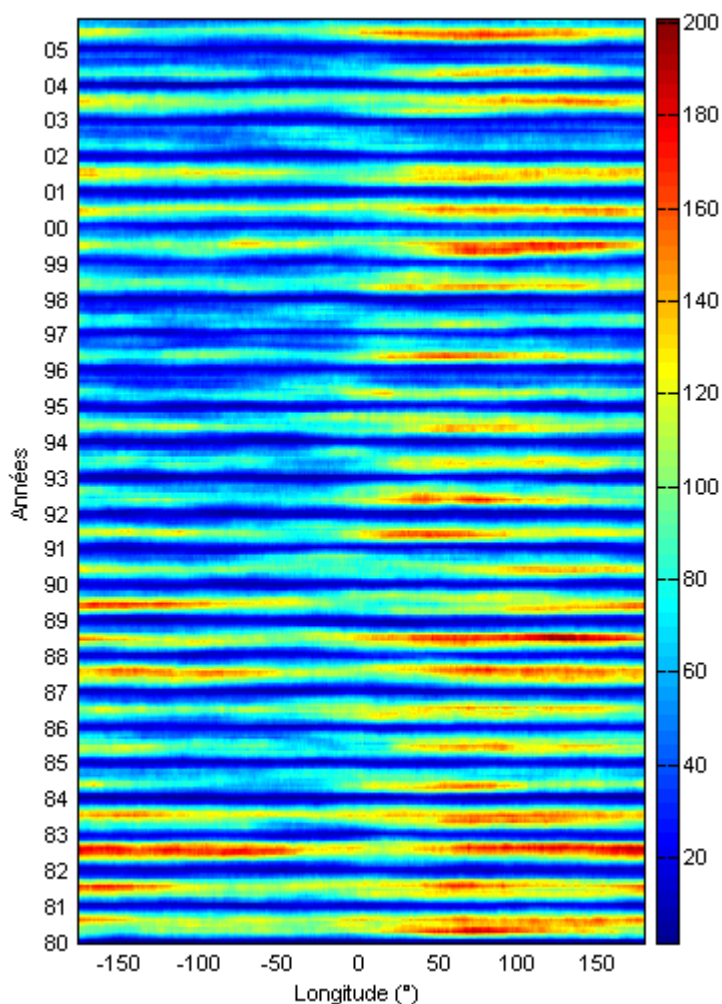


Figure IV-15 : Evolution temporelle du nombre de changements de classe entre le réservoir tropical et les moyennes latitudes en fonction de la longitude.

IV.B.2.b Variabilité saisonnière

La figure IV-16 montre la variation du nombre de changements de classe en fonction de la longitude pour chaque mois d'une année (en gris). La moyenne climatologique établie pour le mois considéré est superposée en rouge.

L'essentiel de l'activité à travers la barrière subtropicale s'effectuant l'hiver, on constate la formation de routes privilégiées à partir du mois d'avril. Le nombre de changement de classe au-dessus de l'océan Indien augmente progressivement jusqu'à juin. Pendant ce temps, le nombre de changement de classe au-dessus de l'Atlantique Sud diminue. Le bassin Pacifique Sud suit un comportement semblable à celui du bassin océan Indien. De juillet à septembre, le nombre de classe moyen reste constant mais les courbes moyennes prennent la forme d'une droite. De plus, la plus grande diversité de profils obtenus pour les mois de juillet à septembre (de 50 à 200 changements de classes) confirme que le sens de variation au-dessus de chaque bassin s'est inversé. Néanmoins, le maximum se localise toujours à l'est du méridien de Greenwich. Au mois d'octobre, la fréquence des changements de classe continue de diminuer en moyenne. On remarque avec la diversité des profils obtenus que le maximum de la courbe se déplace à l'ouest du méridien de Greenwich. Ce déplacement est également visible en novembre : maximum sur le méridien de Greenwich.

L'évolution saisonnière de cette zone d'échange est illustrée en figure IV-17. La variation des valeurs mensuelles du maximum du nombre de changements de classe reste identique à celle obtenue en fonction de la latitude. Le maximum est atteint au mois de juin puis décroît jusqu'au mois de février.

La position du maximum, centrée en moyenne au-dessus de Madagascar (48°E) montre que le bassin océan Indien est la route privilégiée des échanges méridiens. Plus spécifiquement, du mois d'avril au mois de juin, la totalité de l'océan Indien est englobée par la zone délimitée entre les deux courbes rouges (écarts type). D'octobre à mars, le bassin Atlantique sud peut également être concerné.

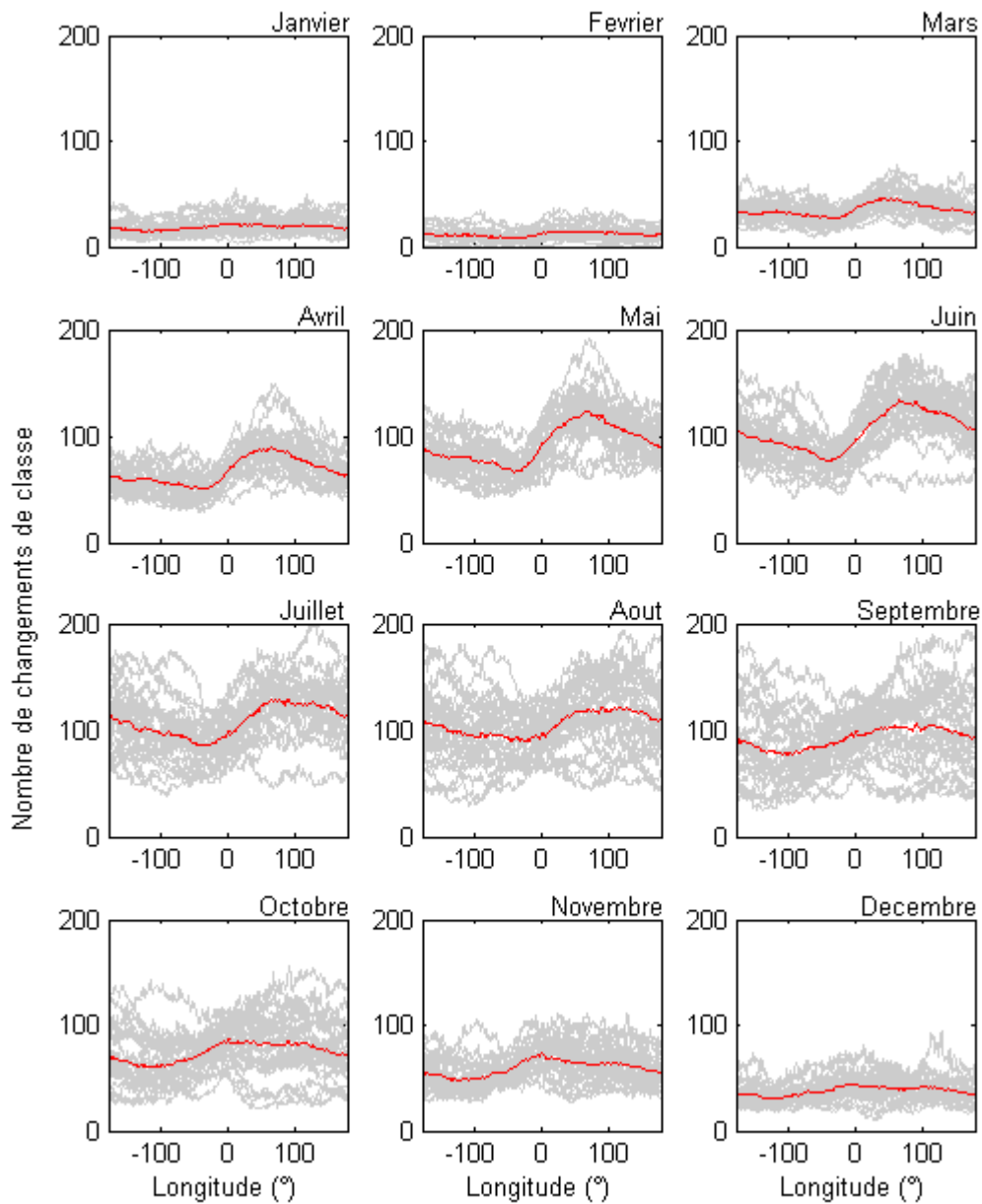


Figure IV-16 : Représentation pour chaque mois des profils mensuels du nombre de changements de classe, entre le réservoir tropical (TSR) et les moyennes latitudes, en fonction de la longitude pour les mois compris entre 1980 et 2005 (en gris). Le profil moyen climatologique a été ajouté en rouge.

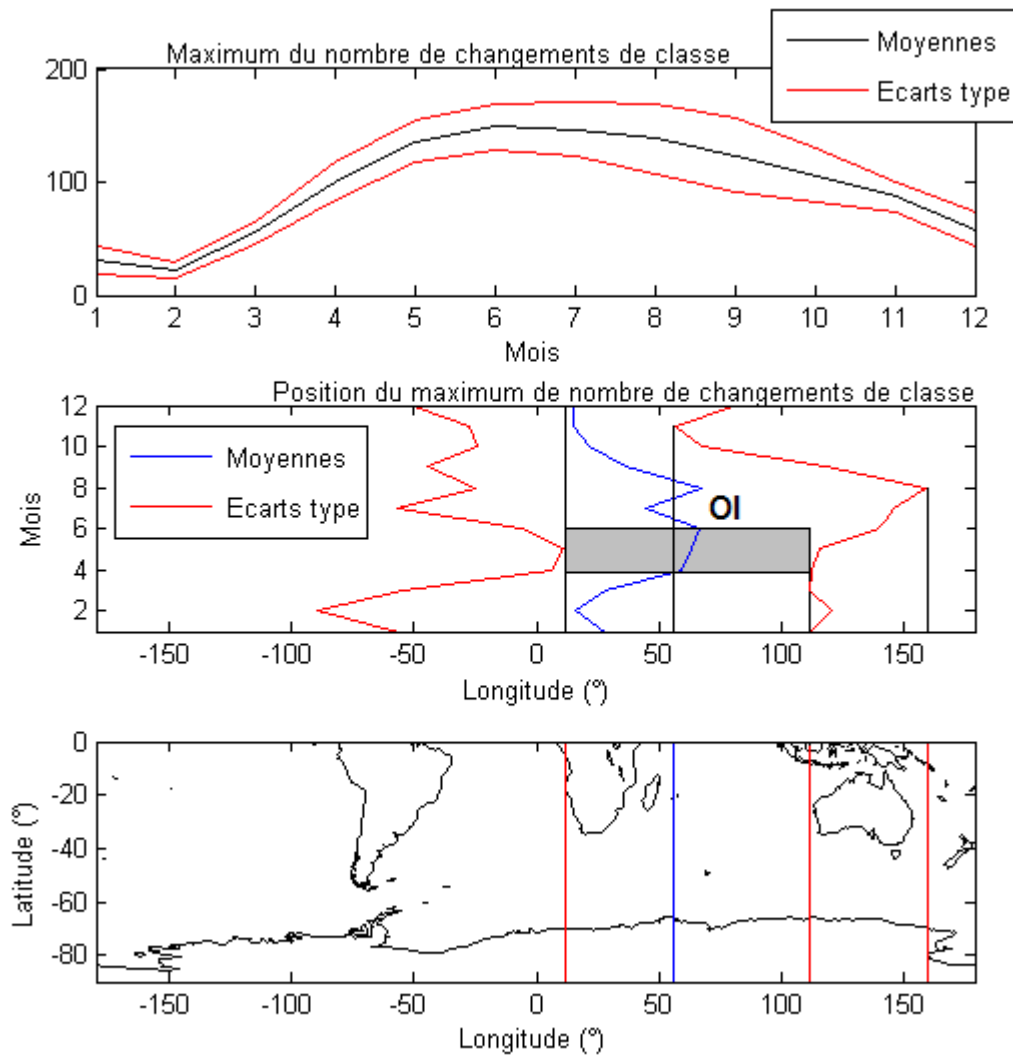


Figure IV-17 : Représentation de la valeur moyenne mensuelle climatologique et de l'écart type associé du maximum du nombre de changements de classe (en haut), de la position de ce maximum (au milieu) des courbes représentées en rouge sur la figure IV-16 .et d'une carte de l'hémisphère sud pour localiser la position du maximum (en bas).OI : Océan Indien.

IV.B.2.c Influence de la QBO et du cycle solaire

En séparant les phases du cycle solaire pour chaque phase de la QBO, on peut visualiser l'influence de ces deux forçages sur le comportement de la zone d'échange méridienne. La figure IV-18 représente des composites réalisés pour chaque mois climatologique en séparant les profils du nombre de changements de classe par longitude, par phase de la QBO et par phase du cycle solaire.

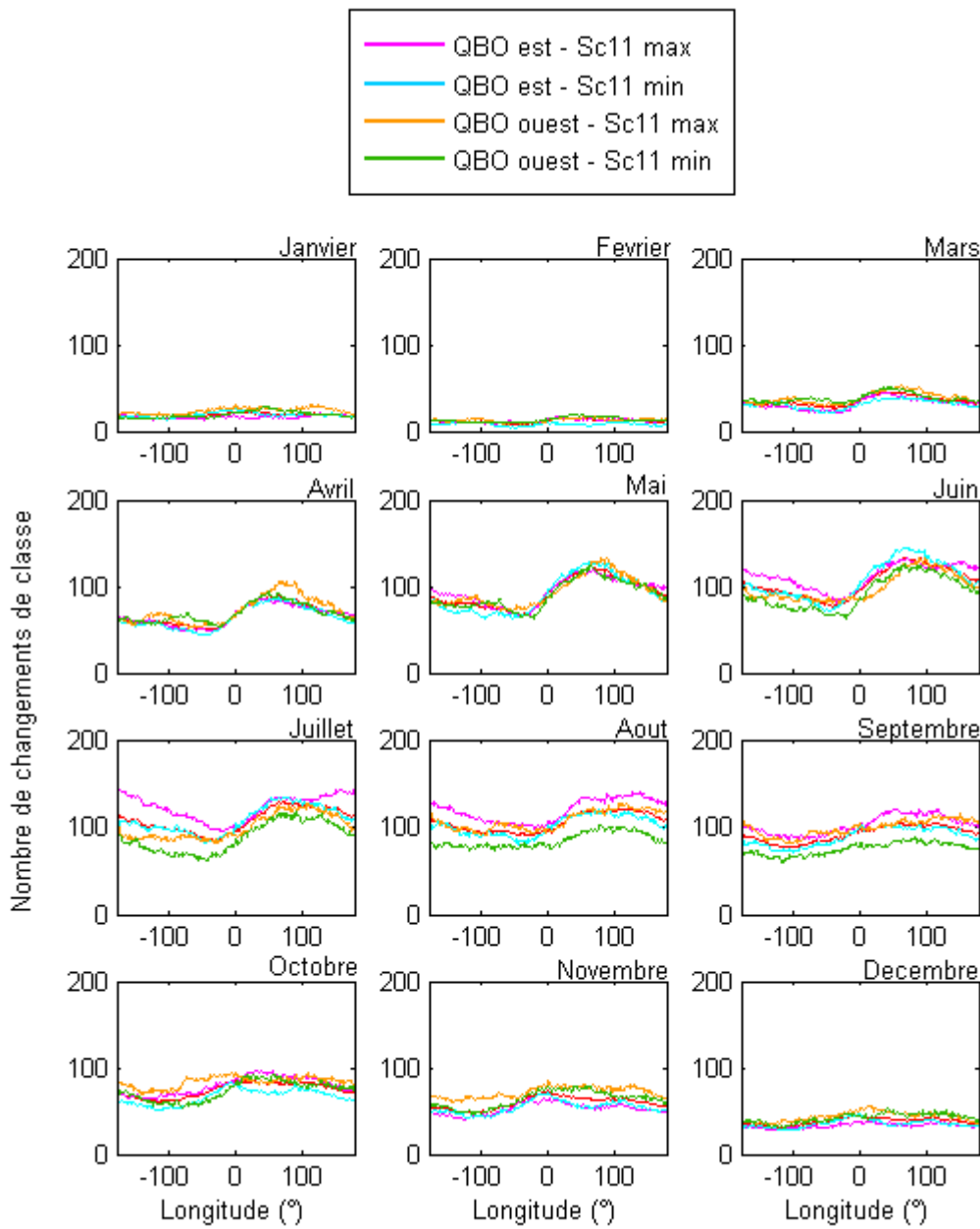


Figure IV-18 : Composites réalisés pour chaque mois climatologique en séparant les profils du nombre de changements de classe par longitude, par phase de la QBO et par phase du cycle solaire comme indiqué par la légende. Les courbes rouges correspondent aux moyennes mensuelles présentées par la figure IV-16.

Durant l'été austral, on remarque que les profils dominants sont associés à une phase d'ouest de la QBO avec une d'activité solaire maximale. De juin à septembre, la situation s'inverse et ce sont les profils représentant une phase d'est de la QBO avec un maximum d'activité solaire qui dominant. Les maxima de fréquence sont atteints au-dessus de l'océan Indien à l'exception des mois de juin, juillet et août en QBO d'est et maximum d'activité solaire. Au cours de cette période, le maximum est situé au-dessus du Pacifique Sud à l'est de la Nouvelle-Zélande.

L'influence de la QBO et du cycle solaire sur les routes privilégiées des échanges peut être appréciée à partir de la représentation graphique de l'évolution mensuelle climatologique du maximum du nombre de changement de classe et de sa position sur une carte hémisphérique (figure IV-19). Les courbes du maximum du nombre de changements de classe confirment une plus forte fréquence des échanges en phase d'est de la QBO. Spécifiquement, ces courbes (magenta et cyan) dominant au mois de juin pour un minimum d'activité solaire puis de juillet à octobre pour un maximum d'activité solaire. Les courbes représentant la phase d'ouest (orange et jaune) dominant de novembre à février.

L'évolution de la position du maximum de nombre de changements de classe montre son déplacement vers l'est pour une phase d'ouest d'avril à juillet (pour un minimum d'activité solaire à 75°E) et septembre (pour un maximum d'activité solaire à 150°E, au-dessus de l'Australie). Un déplacement vers l'ouest s'effectue ensuite plus fortement pour un maximum d'activité solaire (0°) contrairement à un minimum (35°). Pour une phase d'est de la QBO, le sens de variation de la position du maximum est opposé d'avril à juin. Pour une activité solaire maximale (resp. minimale), le nombre de changements de classe maximum se déplace vers l'est (resp. l'ouest). Au mois de juillet, le maximum se déplace fortement vers l'ouest (180°W – Pacifique Sud) au cours d'un maximum d'activité solaire. Pour une même période, il se situe au mois d'août à l'ouest de l'Australie (130°E). Il se ra centré sur le méridien de Greenwich au mois de décembre.

On comprend que la position du maximum d'intensité est d'autant plus variable que l'on se trouve en période de maximum d'activité solaire. Durant cette période, on pourra trouver ce maximum aussi bien au-dessus du Pacifique Sud qu'au-dessus de l'Australie. Le bassin Atlantique Sud (proche des côtes ouest de l'Afrique) verra sa fréquentation augmentée à la fin de l'hiver austral de septembre à octobre.

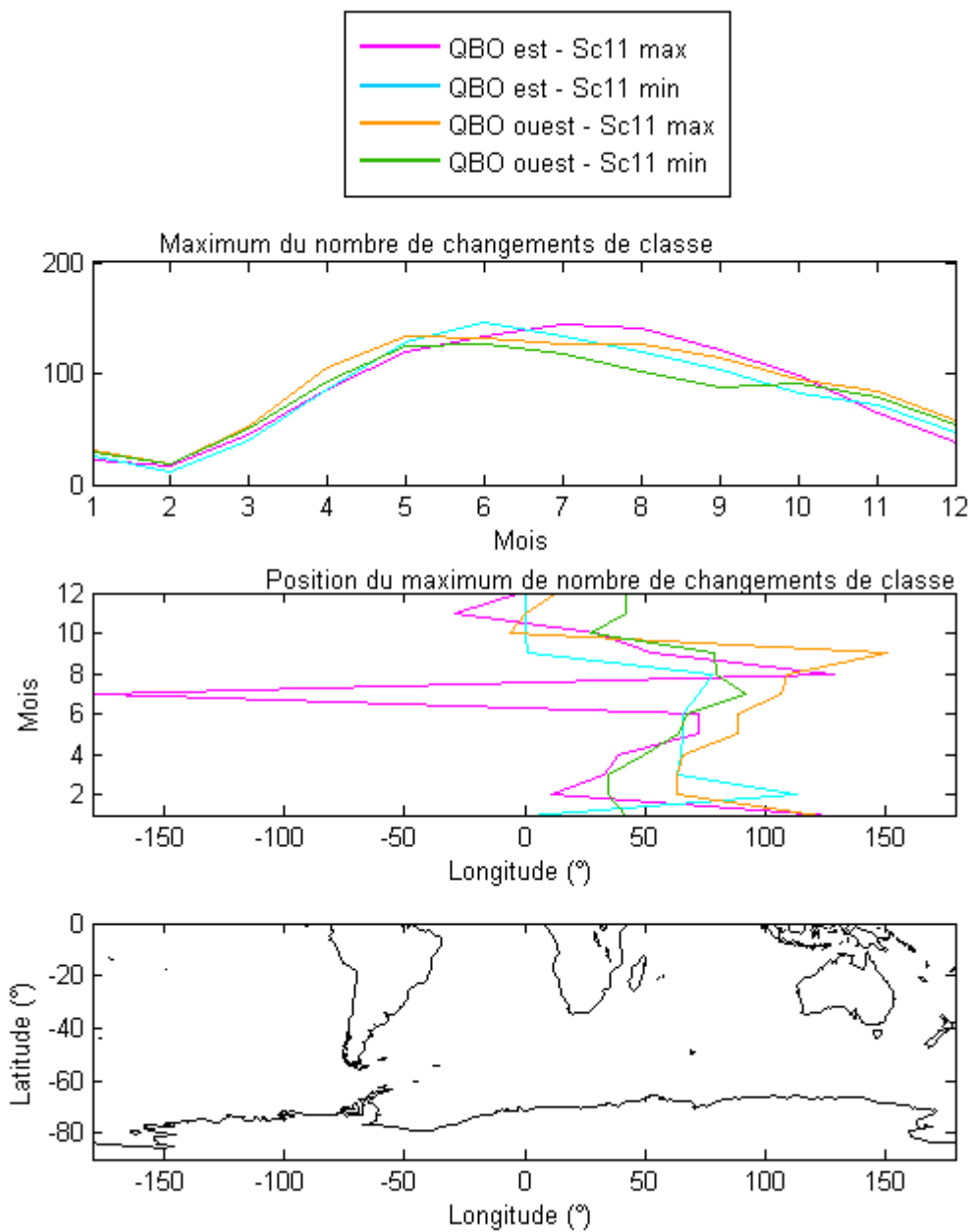


Figure IV-19 : Représentation de la valeur moyenne mensuelle climatologique et de l'écart type associé du maximum du nombre de changements de classe (en haut), de la position de ce maximum (au milieu) et d'une carte de l'hémisphère sud pour localiser la position du maximum (en bas). Ces composites ont été réalisés pour séparer chaque phase de la QBO par chaque phase du cycle solaire.

IV.C Implication dans le transport de l'ozone

Les parties précédentes ont montré la forte perméabilité de la barrière subtropicale au cours de l'hiver austral. Les différentes formes d'échanges, issues du déferlement des ondes planétaires dans la stratosphère, leurs extensions méridiennes et les routes privilégiées empruntées indiquent que l'impact de ces événements sur le régime dynamique au-dessus des stations météorologiques n'est pas négligeable. Pour développer cette idée, nous avons extrait les valeurs des classes détectées et du trafic associées pour les stations de l'île de la Réunion, Irène et Lauder sur l'isentrope 600 K. Pour chacune de ces stations, on a défini trois carrés de 5° de côté ayant pour centres les coordonnées géographiques des stations météorologiques. La figure IV-20 représente chaque station par une étoile et le carré d'exploitation en vert.

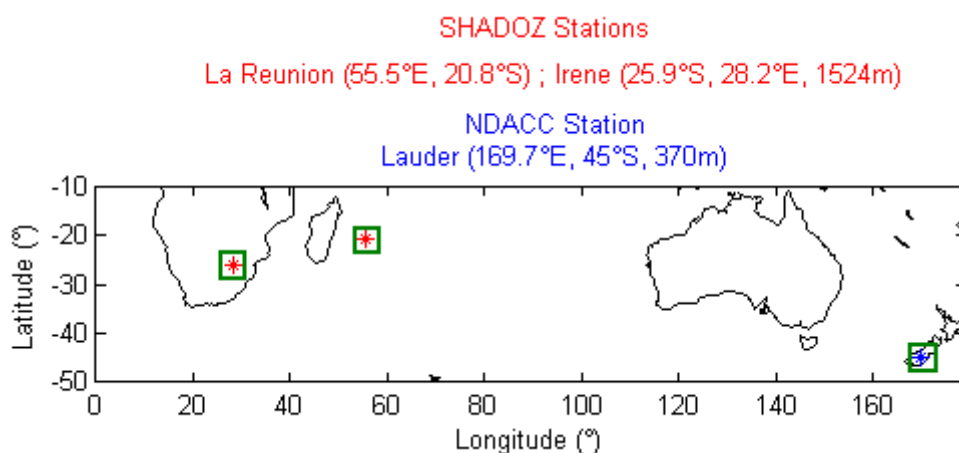


Figure IV-20 : Localisation des stations en fonction de leur réseau de diffusion.

IV.C.1 Régimes dynamiques

Pour évaluer le régime dynamique de chaque station, pour chaque jour, on a moyenné le numéro de la classe affecté à chaque pixel du carré d'étude. On obtient pour chaque station une valeur moyenne de classe. La classe n°1 représente le Vortex, la classe n°2 représente les moyennes latitudes et la classe n°3 représente le réservoir tropical. La figure IV-21 représente les moyennes mensuelles des échéances journalières des valeurs de classes calculées pour chaque station.

Une forte variabilité saisonnière ressort de ces séries temporelles et caractérise l'alternance des régimes dynamiques au-dessus des stations étudiées. Ainsi, la Réunion voit une alternance entre un régime tropical en été austral (novembre à avril) et un régime des moyennes latitudes en hiver austral. Le régime dynamique au-dessus d'Irène est plus variable. Irène, proche des moyennes latitudes, voit passer au-dessus de son site des masses d'air tropicales au cours de l'hiver austral et peut également voir passer en été des masses d'air d'origine polaire (janvier 1992). Lauder située au cœur des moyennes latitudes présente des valeurs proches de 2 au cours de l'hiver austral. Durant l'été, les masses d'air issues de la désintégration du vortex polaire sont plus fréquentes.

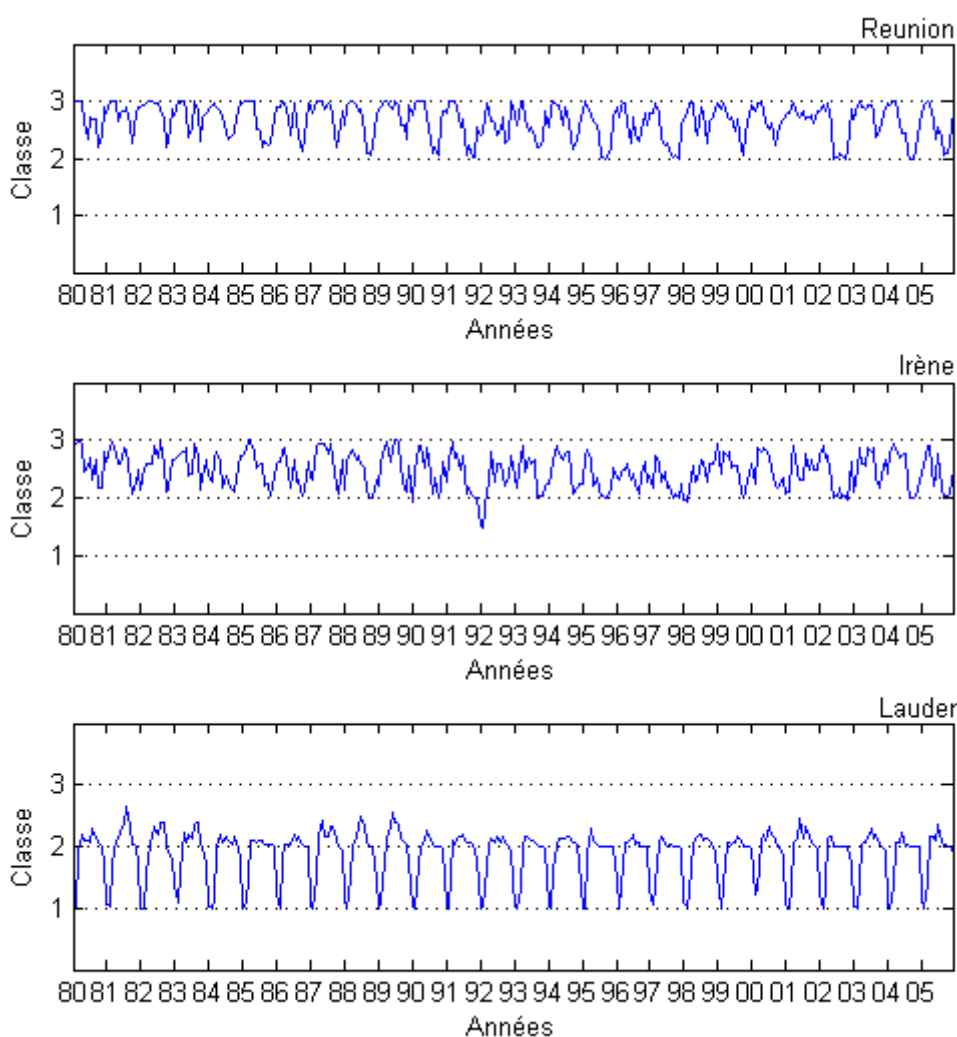


Figure IV-21 : Représentation des régimes dynamiques de chaque station en fonction de la valeur de la classe affectée à chaque station sur l'isentrope 600 K.

Pour éclaircir cette vision du régime dynamique au-dessus de chaque station, les moyennes mensuelles climatologiques des séries temporelles de la figure IV-21 ont été calculées. (figure IV-22).

La Réunion est proche du réservoir tropical (au-dessus de la barrière subtropicale) de décembre à avril. L'influence des moyennes latitudes augmente au cours de l'hiver austral et est maximum au mois d'octobre. Le régime dynamique d'Irène est proche de celui de la Réunion mais semble plus influencé par les moyennes latitudes (valeurs plus proches de 2).

Au-dessus de Lauder, de janvier à mars, l'influence provient des hautes latitudes suite à la désintégration du vortex. La séparation des hautes latitudes par le vortex polaire provoque un changement de régime très net. Comme les valeurs sont supérieures à 2, on comprend que l'influence des masses d'air tropicale n'est pas négligeable.

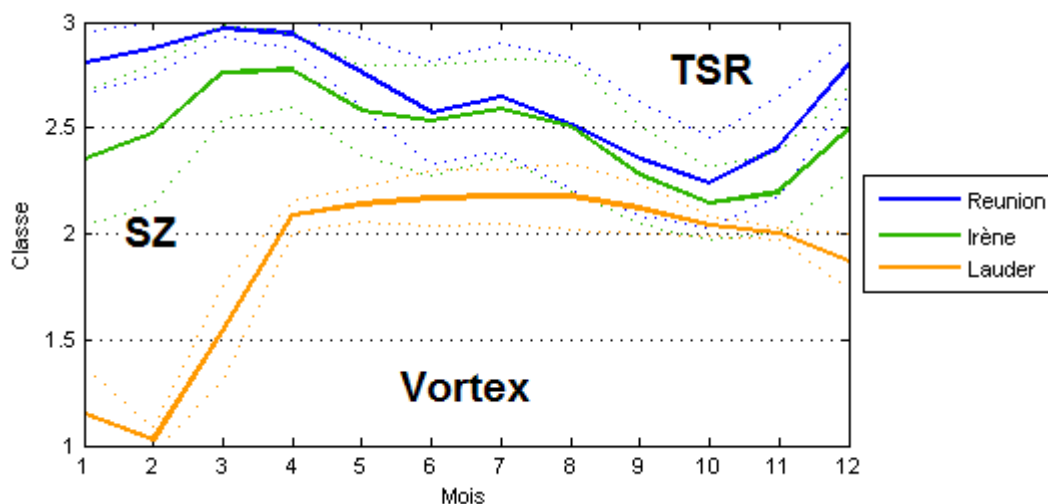


Figure IV-22 : Moyennes mensuelles climatologiques des valeurs de classes détectées pour chaque station sur l'isentrope 600 K. Les écarts type associés sont représentés de la même couleur que les courbes moyennes mais en trait pointillés.

Les courbes climatologiques composites des séries temporelles de chaque station, en fonction des phases de la QBO et du cycle solaire de 11 ans sur l'isentrope 600 K, sont illustrés en figure IV-23. Pour une meilleure visualisation, l'échelle de l'axe des ordonnées pour la station Lauder est différente.

Au cours de l'été austral, de novembre à avril, peu de différences existent entre les quatre courbes de la Réunion. Cependant, de légères différences apparaissent au-dessus d'Irène. Globalement, de janvier à avril et pour une phase d'ouest de la QBO avec une activité solaire maximale, les masses d'aires sont de natures tropicales au-dessus de ces deux sites.

Au-dessus de Lauder, on remarque peu de différences entre les courbes. Au mois de mars et en phase d'ouest de la QBO au cours d'un maximum d'activité solaire, l'influence des moyennes latitudes est plus forte qu'en phase d'est de la QBO au cours d'un minimum d'activité solaire.

Durant l'hiver austral, l'influence des masses d'air des moyennes latitudes est de plus en plus intense surtout en phase d'ouest de la QBO. A la Réunion et à Irène, entre mai et septembre, et pour une phase d'est de la QBO, les courbes magenta et cyan ont des pentes plus faibles que celles obtenues pour une phase d'ouest. L'influence des moyennes latitudes est donc plus faible et la barrière subtropicale plus forte à cette période. Pour Irène, sa position géographique provoque la forte influence des moyennes latitudes pour toutes les périodes à l'exception de la phase d'est de la QBO au cours d'un maximum d'activité solaire. En effet, la pente de la courbe magenta est constante de mai à août. De plus, la valeur minimum (la plus proche de 2) est atteinte au cours de l'hiver au mois d'octobre en phase d'est et minimum d'activité solaire ainsi qu'en phase d'ouest et maximum d'activité solaire. Cette valeur minimum est atteinte au mois de novembre pour les autres phases. Au-dessus de Lauder, la seule différence perceptible est visible au mois de juillet. L'influence des tropiques est plus forte au cours d'une phase d'est de la QBO pour une activité solaire maximale.

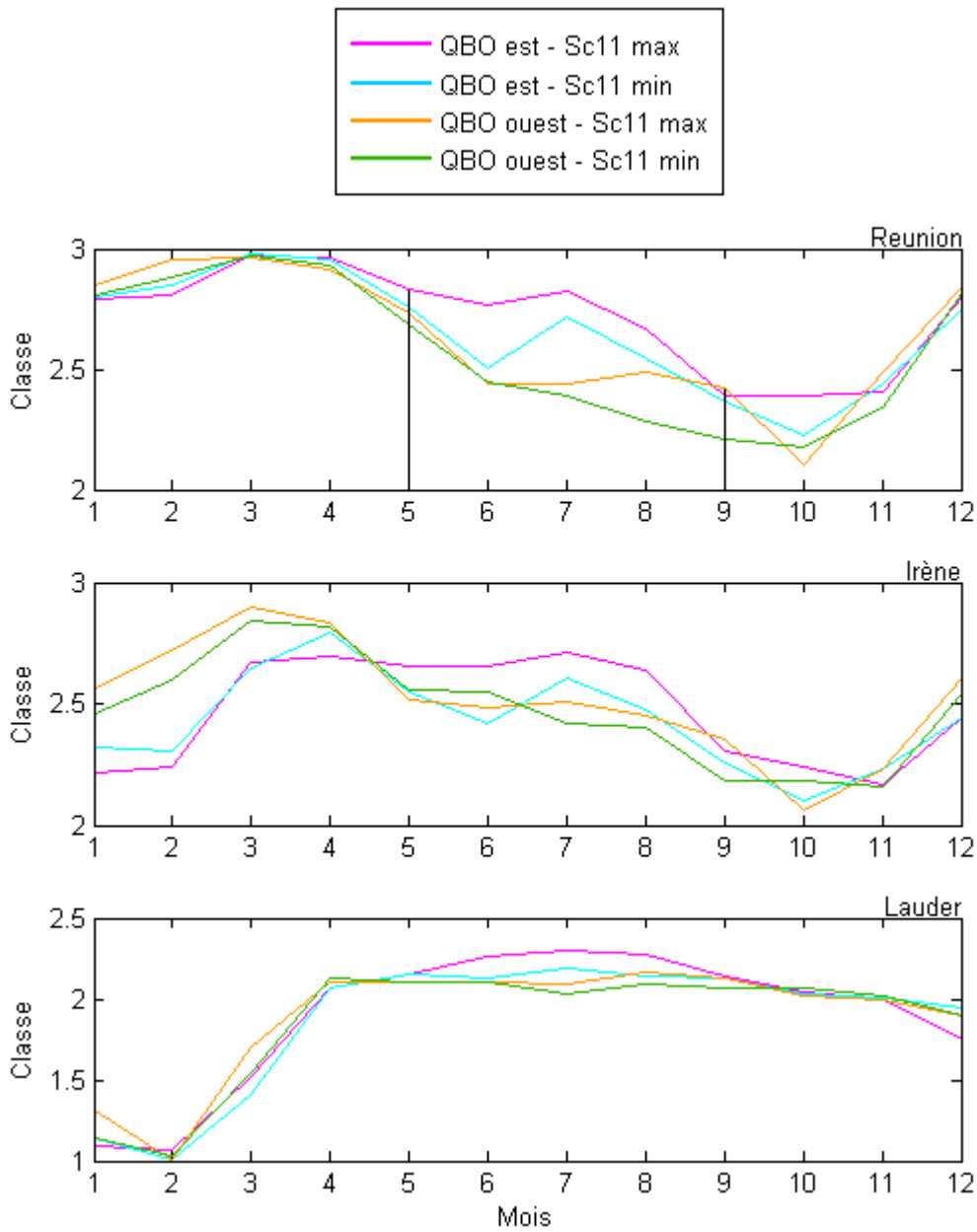


Figure IV-23 : Courbes climatologiques mensuelles composites représentant chaque phase de la QBO divisée en phase du cycle solaire de 11 ans sur l'isentrope 600 K.

IV.C.2 Trafic et concentration d'ozone

Fort des résultats précédent, il s'agit de comparer le comportement des masses d'air au-dessus de chaque station avec le bilan d'ozone sur l'isentrope 600 K.

La figure IV-24 illustre le comportement de l'ozone à travers l'hémisphère sud. Elle représente les profils moyens de concentration d'ozone obtenus pour les trois réservoirs stratosphériques.

Les profils ont été construits en moyennant les profils de Fiji et Samoa pour les tropiques, les profils de la Réunion pour les subtropiques et les profils d'Irène et de Lauder pour les moyennes latitudes. Ces profils ont été projetés sur les surfaces isentropes correspondantes. Sur cette figure, on voit clairement la position décroissante du maximum d'ozone (localisée entre 550 et 650 K) en fonction de la latitude.

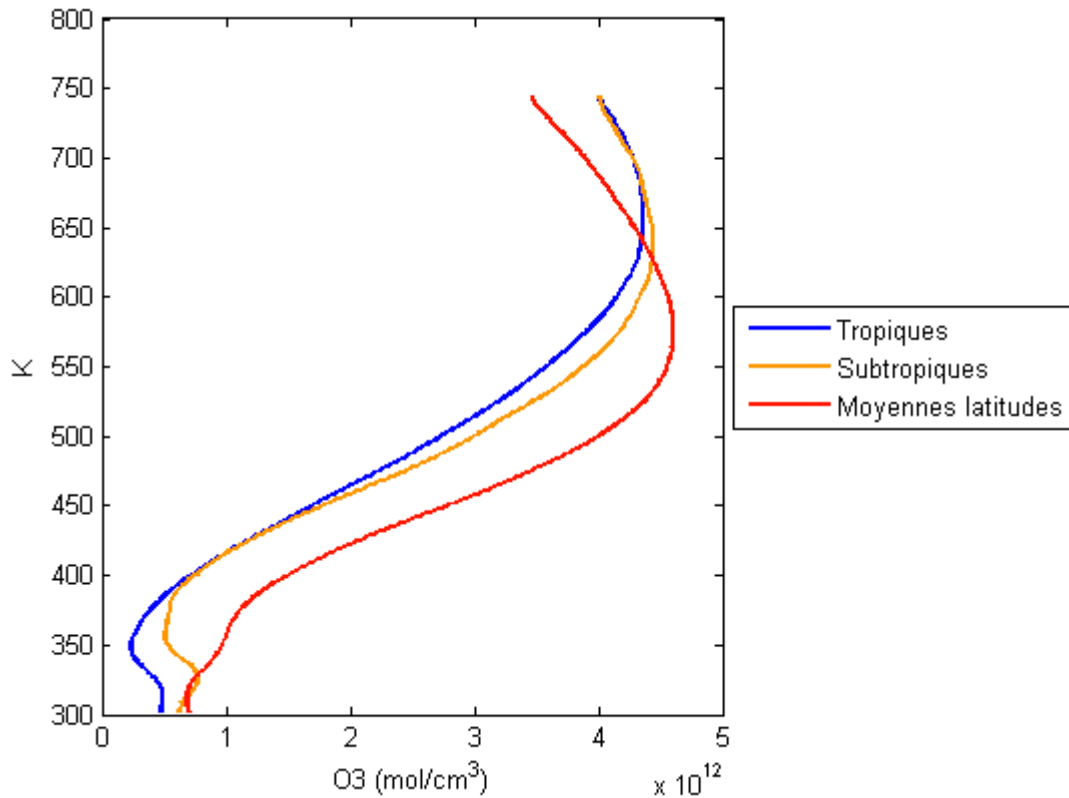


Figure IV-24 : Profils moyens de concentration d'ozone obtenus pour les trois réservoirs stratosphériques et projetés sur les surfaces isentropes.

A 600K, le signe d'une anomalie indique également la provenance de la masse d'air. A cette altitude et pour un site géographiquement subtropical, une anomalie négative d'ozone correspond à une masse d'air d'origine tropicale et une anomalie positive à une masse d'air provenant des moyennes latitudes. A l'inverse, pour un site des moyennes latitudes, une anomalie positive d'ozone correspond à une masse d'air d'origine tropicale et une anomalie négative à une masse d'air provenant des moyennes et hautes latitudes (Portafaix, 2003).

La figure IV-25 présente les climatologies mensuelles de la concentration d'ozone obtenues sur l'isentrope 600K pour la Réunion, Irène et Lauder. On voit que la concentration d'ozone augmente plus ou moins fortement suivant les stations au cours de l'hiver austral. Le maximum de variation est obtenu sur le site de Lauder entre les mois d'avril et de juillet ($+10^{12}$ mol/cm³).

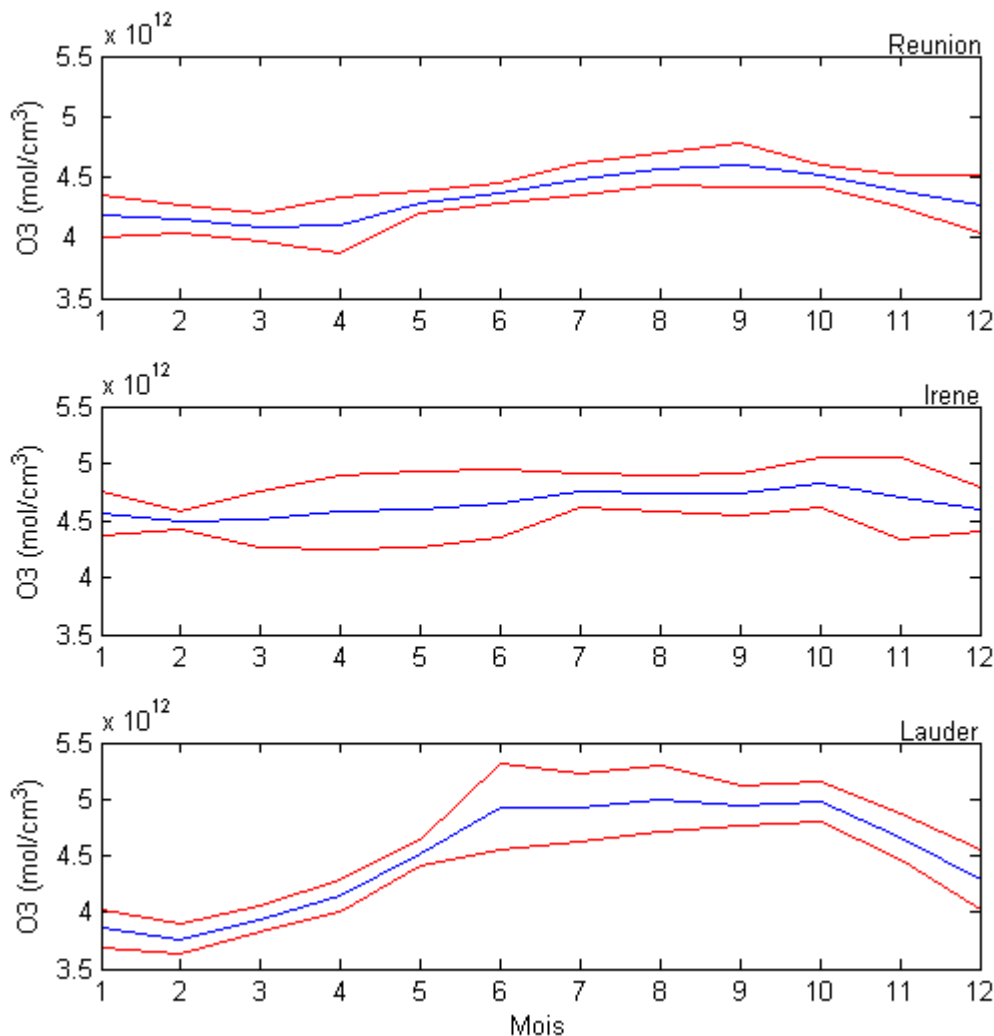


Figure IV-25 : Climatologies mensuelles de la concentration d'ozone obtenues sur l'isentrope 600 K pour la Réunion (en haut), Irène (au milieu) et Lauder (en bas).

Les anomalies de concentration d'ozone (exprimée en %) ont été calculées en comparant la concentration d'un profil sur l'isentrope 600 K aux séries temporelles des moyennes mensuelles de concentration d'ozone pour la période 1998 à 2004 (figure IV-26). Les anomalies ont été également filtrées à l'aide d'un filtre passe-bas pour soustraire les hautes fréquences de notre signal. Les courbes filtrées sont représentées en sur la figure IV-26. Pour filtrer les courbes originelles, on a dû également interpoler ces courbes pour combler les échéances manquantes. Les courbes interpolées sont en vert sur la figure.

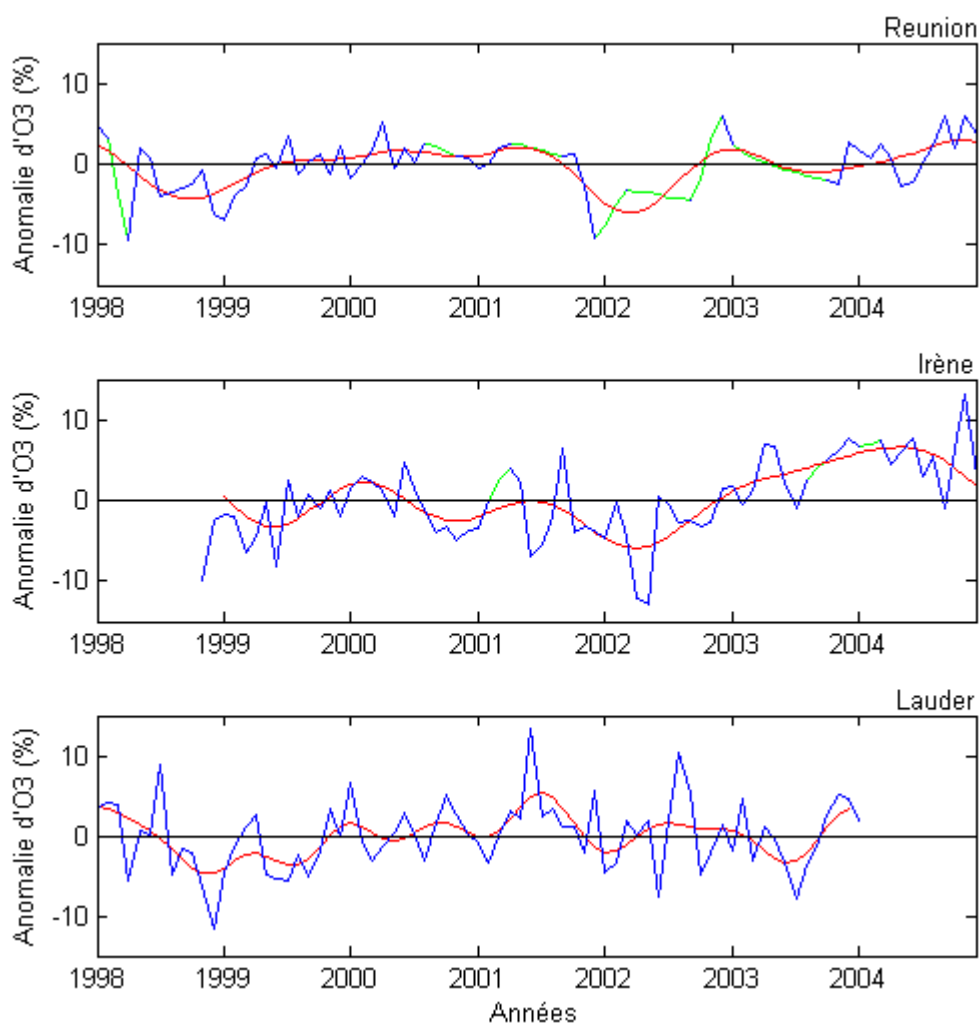


Figure IV-26 : Anomalies d'ozone (en pourcentage) calculées sur l'isentrope 600 K par rapport aux valeurs moyennes calculées pour chaque mois entre 1998 et 2004.

Sur cette figure, on note que les anomalies d'ozone oscillent majoritairement entre des valeurs comprises entre -10 et 10% de la valeur mensuelle. Par ailleurs, on perçoit des tendances dans l'évolution de ces anomalies. Pour les sites de la Réunion et d'Irène, de 2002 à 2005, on constate une augmentation de la valeur de ces anomalies d'ozone. Au dessus de Lauder, les variations sont plus chaotiques mais montrent une augmentation des valeurs de 1999 à 2001. De 2002 à 2004, ces valeurs diminuent.

Les courbes filtrées sont ensuite comparées à l'évolution du trafic au-dessus de chaque site obtenue en calculant le trafic à travers la barrière subtropicale sur les cartes délimitées par les carrés d'étude. La figure IV-27 montre l'évolution des séries temporelles du trafic (en bleu) et des anomalies d'ozone (en rouge). Ces séries ont été normalisées pour permettre une meilleure interprétation des résultats.

Au-dessus de la Réunion, on constate l'évolution opposée des deux courbes. En 2002 et 2003, les deux pics de la courbe bleue correspondent à une arrivée massive d'air tropical et à une forte anomalie d'ozone. Ce constat permet de confirmer qu'une anomalie négative à cette altitude correspond au passage d'une masse d'air tropicale. Néanmoins, les pics successifs des années 1999 à 2001 ne font pas chuter les valeurs des anomalies. De plus, la chute des valeurs des anomalies en 2002 peut être expliquée par le fait que la Réunion est positionnée à l'intérieur du réservoir tropical en été.

Pour Irène, station intermédiaire des moyennes latitudes, on remarque la correspondance entre la diminution de l'intensité du trafic et l'augmentation des anomalies négatives entre 2000 et 2002. La diminution de l'intensité du trafic correspond à l'augmentation du passage de masses d'air en provenance des moyennes latitudes. Pour cette altitude, une masse d'air provenant de plus hautes latitudes provoquera des anomalies négatives. Le retour des anomalies positives de 2002 à 2004 peut être expliqué par l'augmentation du trafic au cours de l'année 2003.

Finalement, les courbes obtenues pour Lauder montrent l'augmentation progressive du trafic en correspondance avec le retour des anomalies positives entre 1999 et 2001. Au cours de l'année 2001, on remarque la parfaite concordance entre le pic de trafic (bleu) et les anomalies positives (rouge). Entre 2001 et 2003, la diminution du trafic au cours de l'hiver austral 2002 peut être à l'origine de l'inversion du signe des anomalies d'ozone.

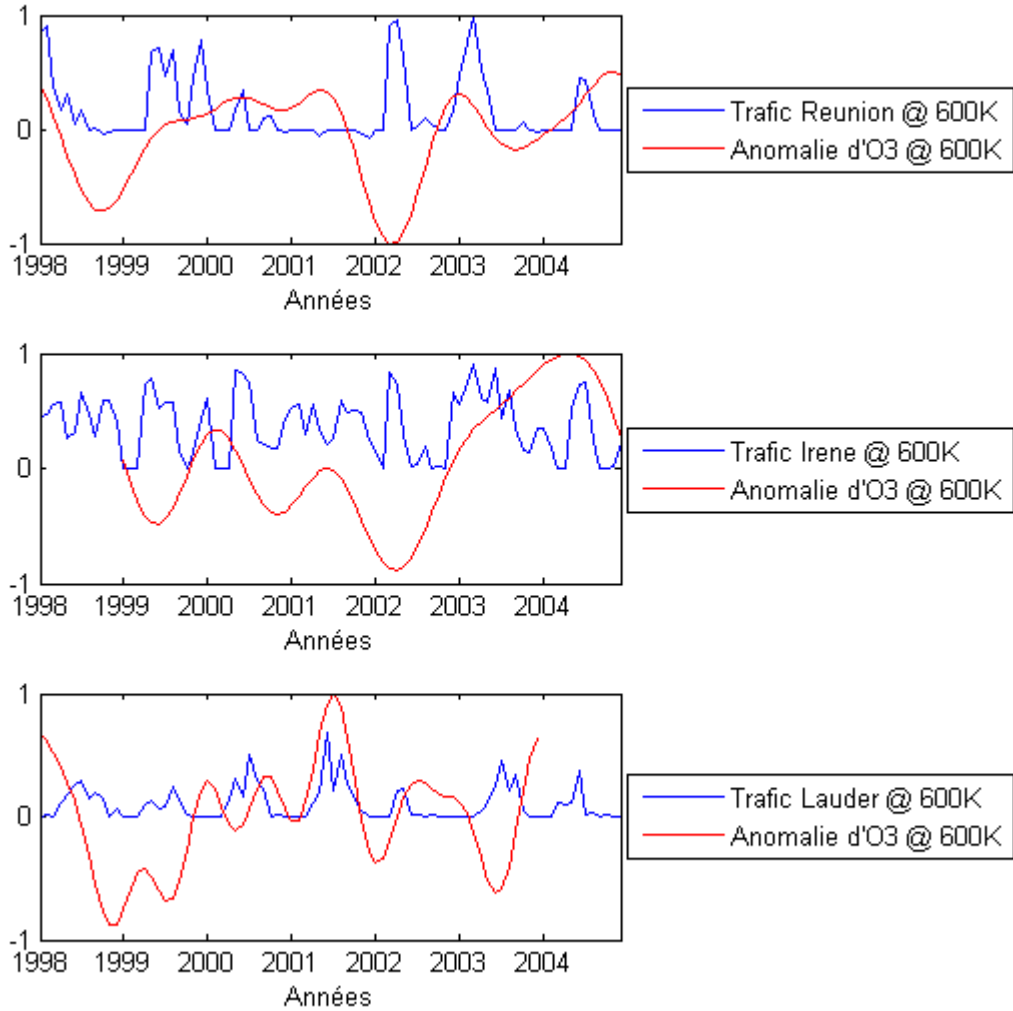


Figure IV-27 : Evolution temporelle des séries contenant les valeurs mensuelles du trafic (en bleu) et des anomalies de concentration d'ozone (en rouge) pour les trois stations sur l'isentrope 600 K. Ces séries ont été normalisées pour une meilleure interprétation des résultats.

IV.D Conclusion

Cette dernière partie a exposé plus clairement les possibilités offertes par le traitement des cartes de vorticité potentielle advectée pour caractériser les échanges méridiens sur l'isentrope 600K. Tout d'abord, nous avons présenté les différentes formes d'échanges possibles entre le réservoir tropical et les moyennes latitudes. En termes d'entrainement d'air tropical, les langues et les bulles d'air tropicales sont les plus performantes. Le trafic associé à ces échanges permet de quantifier la quantité de masses d'air tropicales entrant ou sortant de la *surf* zone. Les valeurs du trafic (données en pourcentage) sont maximales au mois de mai au cours d'une phase d'ouest de la QBO et au mois de juillet pour une phase d'est. Les tendances affichées par cette quantité sont négatives pour chaque bassin océanique de l'hémisphère sud et diminue d'une unité tous les dix ans sur la totalité de hémisphère.

En étudiant le nombre de changements de classe, nous avons pu mettre en évidence l'étendue de la zone d'échange méridienne. Cette zone est apparue centrée entre 20 S et 30 S pour une extension méridienne croissante au cours de l'hiver. Elle peut atteindre 30  de large. Par ailleurs, nous avons identifié les routes privilégiées empruntées pour ces échanges méridiens. La position géographique de la Réunion s'est révélée être une position centrale pour la localisation du lieu d'échanges le plus fréquenté par le transport méridien. Ce lieu se déplace vers l'ouest de l' le de la Réunion au cours de l'hiver en phase d'est de la QBO et vers l'est de l' le en phase d'ouest. Pour une phase d'est de la QBO au cours d'un maximum d'activité solaire, ce lieu d'échanges fréquents se situe au-dessus de l'Australie au mois de juillet.

Finalement, nous avons essayé de comprendre comment ces échanges à travers la barrière subtropicale sont impliqués dans le bilan de l'ozone à cette altitude. Dans un premier temps, nous avons exposé la variation saisonnière du régime dynamique (transport des masses d'air) dans la stratosphère à l'aide de la classification des *k-moyennes*. L'influence du cycle solaire sur la nature du régime dynamique des régions subtropicales au cours de l'hiver austral se fait ressentir. Au cours d'un maximum d'activité solaire et pendant une phase d'est de la QBO, la Réunion est exposée à un régime davantage tropical que celui subi habituellement. Dans un deuxième temps, au-dessus de chaque station d'étude, nous avons calculé la valeur du trafic et l'avons comparée aux valeurs d'anomalies d'ozone sur l'isentrope 600 K. Cette comparaison a montré des correspondances différentes entre l'évolution des anomalies d'ozone et du trafic en fonction de la position méridienne de la station étudiée. Particulièrement, ces correspondances sont en opposition de phase aux tropiques et reviennent en phase progressivement lorsque la latitude augmente.

Conclusion générale et perspectives

CONCLUSIONS GENERALE ET PERSPECTIVES

L'objectif principal de ce travail était d'étudier les échanges au travers de la barrière dynamique stratosphérique subtropicale de l'hémisphère sud. L'analyse conjointe de 26 années (de 1980 à 2005) de données ré-analysées et de profils de concentration d'ozone a permis de mettre en évidence la variabilité temporelle de cette barrière et des perturbations en son sein. Les données ré-analysées sont issues du modèle européen ERA-40 et les profils de concentration d'ozone sont issus de radiosondages effectués sur différents sites de l'hémisphère sud. Nous nous sommes particulièrement intéressés au processus de filamentation des masses d'air car ils ont un impact important sur la redistribution des constituants atmosphériques entre les différents compartiments de la stratosphère. Les différentes variations de cette dynamique soumises aux différents forçages (QBO et cycle solaire de 11 ans) ont également été référencées.

L'analyse d'importants jeux de données comme le nôtre a nécessité l'optimisation des outils utilisés antérieurement pour des cas d'études ainsi que l'implémentation de nouveau. Pour caractériser et quantifier le transport à travers la barrière subtropicale, nous avons utilisé comme diagnostic :

- les champs de vorticité potentielle advectée par MIMOSA pour reconstituer le transport isentropique,
- le gradient de vorticité et la longueur équivalente de mélange en coordonnées de surface pour caractériser l'intensité de la barrière et le mélange en surf zone,

Pour quantifier le transport de masse d'air (trafic) à travers la barrière subtropicale, une méthode d'identification de la provenance des masses d'air a été développée. Elle se base sur l'algorithme de classification des *k-moyennes*. Cet algorithme a permis par la reconstitution d'événements de transport de pouvoir comparer ces événements à la position climatologique des réservoirs stratosphériques. Par ailleurs, la reconstitution de ces événements a également rendu possible leur suivi temporel et la caractérisation des routes méridiennes et zonales privilégiées qu'ils empruntent.

Avant de commencer à traiter les événements perturbateurs de la barrière subtropicale, il a fallu caractériser la variabilité des réservoirs stratosphériques et des barrières dynamiques qui les séparent. Entre 400 et 800K, l'état climatologique ainsi que la variabilité de la stratosphère ont été établis pour la période 1980-2005.

CONCLUSIONS GENERALE ET PERSPECTIVES

La variabilité de l'activité ondulatoire ainsi que celle de son impact sur l'écoulement moyen ont été mis en évidence. Une forte saisonnalité ainsi que des différences inter-mensuelles notables sont apparues. Une première distinction apparaît sur la formation/extinction du vortex polaire et son extension méridienne entre 20 et 30 km d'altitude. Ayant choisi l'isobare 30 hPa comme référence pour sa correspondance avec l'isentrope 600 K, les influences de la QBO et du cycle solaire de 11 ans sur l'activité ondulatoire ont été mises en évidence. La période la plus favorable au transport isentrope a été identifiée comme une période d'un maxima d'activité solaire. Pour chaque phase de la QBO, deux années se sont distinguées par leur forte activité ondulatoire : 1988 pour une phase d'est et 2002 pour une phase d'ouest.

L'impact de l'activité ondulatoire sur l'écoulement moyen a également montré une dépendance à ces deux forçages. L'accélération de l'écoulement moyen au niveau des moyennes latitudes isolant les masses d'air polaire est favorisée au cours d'un minimum d'activité solaire. Cette accélération est plus intense en phase d'est de la QBO et plus étendue en phase d'ouest de la QBO. La décélération de l'écoulement moyen aux moyennes latitudes et aux tropiques (permettant les échanges entre réservoirs) est plus importante au cours d'un minimum d'activité solaire préférentiellement en phase d'est de la QBO. Au cours d'une phase d'ouest, une cellule de décélération apparaît proche de l'équateur entre juin et septembre.

Il est apparu une forte correspondance entre la position du vortex polaire (position du maximum de gradient de vorticité) et l'activité solaire. Plus l'activité solaire sera importante, plus la position du maximum d'intensité du gradient de vorticité est éloignée du pôle. Pour la barrière subtropicale, les anomalies du gradient de vorticité ont été mises en correspondance avec les deux phases de la QBO. Une diminution (resp. augmentation) de l'intensité du gradient de vorticité aux tropiques correspond à une phase d'ouest (resp. d'est) de la QBO. La zone de mélange présente un maximum d'intensité situé au milieu de l'hémisphère et est soumise à l'influence conjointe des deux forçages.

Sur trois niveaux isentropes (400 K, 600 K et 800 K), on a constaté l'élargissement de la surf zone en correspondance avec le rétrécissement du vortex polaire. Ces tendances montrent également l'élargissement du TSR, à 400 et 600K, et son rétrécissement à 800 K. L'étude spectrale a montré la forte dépendance de l'extension méridienne de chaque réservoir au cycle solaire à 400 K. A 600 K, la dépendance de la QBO est prépondérante alors qu'à 800 K les influences de ces deux forçages sont équivalentes.

CONCLUSIONS GENERALE ET PERSPECTIVES

Sur l'isentrope 600K, la perméabilité de la barrière subtropicale a été mise en évidence. Les différentes formes d'échanges possibles entre le réservoir tropical et les moyennes latitudes ont été présentées et identifiées par le trafic qu'elles engendrent à travers la barrière subtropicale. En termes d'entraînement d'air tropical, les langues et les bulles d'air tropicales sont les plus performantes. Les valeurs de ce trafic sont maximales au mois de mai au cours d'une phase d'ouest de la QBO et au mois de juillet pour une phase d'est. Les tendances affichées par cette quantité sont négatives pour chaque bassin océanique de l'hémisphère sud et diminue d'une unité tous les dix ans sur la totalité de l'hémisphère.

La zone d'échange méridienne est centrée entre 20°S et 30°S pour une extension méridienne croissante au cours de l'hiver. Elle peut atteindre 30° de large. Par ailleurs, la position géographique de la Réunion s'est révélée être une position centrale pour la localisation du lieu d'échanges le plus fréquenté par le transport méridien. Ce lieu se déplace vers l'ouest de l'île de la Réunion au cours de l'hiver en phase d'est de la QBO et vers l'est de l'île en phase d'ouest. Pour une phase d'est de la QBO au cours d'un maximum d'activité solaire, ce lieu d'échanges fréquents se situe au-dessus de l'Australie au mois de juillet.

Pour les trois stations de notre étude les plus fréquentées par les échanges méridiens, la variation du régime dynamique (transport des masses d'air) a fait ressortir l'influence du cycle solaire au cours de l'hiver austral. Au cours d'un maximum d'activité solaire et pendant une phase d'est de la QBO, la Réunion est exposée à un régime davantage tropical que celui subi habituellement. La valeur du trafic comparée aux valeurs d'anomalies d'ozone (sur l'isentrope 600 K) a montré des correspondances différentes en fonction de la position méridienne de la station étudiée. Ces correspondances sont en opposition de phase aux tropiques et reviennent en phase progressivement lorsque la latitude augmente.

Dans la continuité de cette étude dynamique, de nombreuses perspectives s'ouvrent. Dans un premier temps, cette étude nécessite d'être complétée par une comparaison approfondie avec le bilan de l'ozone dans l'hémisphère sud réalisé à partir de colonne totale ozone ou bien à l'aide de carte assimilée sur isentrope. L'utilisation de données assimilées permettrait de faire correspondre les structures mises en évidence au début du chapitre IV avec les quantités d'ozone qu'elles pourraient transporter. Par ailleurs, comme suggéré à la fin de la thèse de Marion Marchand (2001) il serait intéressant d'exploiter le modèle MIMOSA-CHIM afin d'étudier l'effet des intrusions d'air tropical sur le bilan de l'ozone des moyennes latitudes ainsi que de mettre en évidence les processus d'intrusion d'air non polaire à l'intérieur du vortex. Dans un deuxième temps, les méthodes développées dans cette étude pourraient être appliquées à l'étude des échanges troposphère-stratosphère utilisant le même type de cartes.

CONCLUSIONS GENERALE ET PERSPECTIVES

La figure V-1 montre la comparaison d'une carte de APV issue de MIMOSA et une carte de rapport de mélange de vapeur d'eau assimilée par REPROBUS à partir des données issues de l'instrument MIPAS embarqué à bord du satellite ENVISAT sur l'isentrope 560 K. La similarité des structures permet d'être optimiste quant à la réalisation d'une étude similaire.

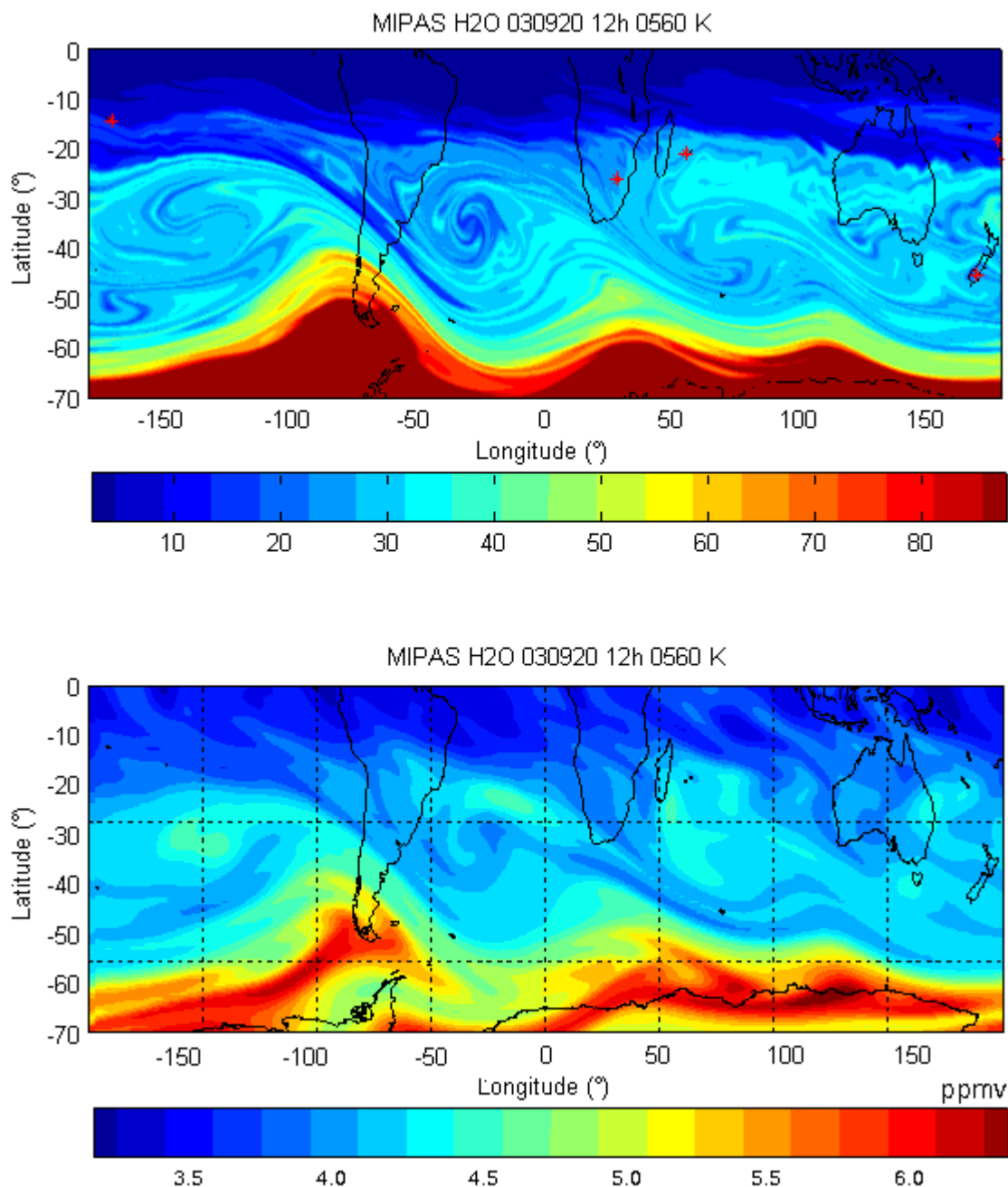


Figure V-1 : En haut : Carte de APV produite par MIMOSA pour le 20 septembre 2003 sur l'isentrope 550K. En bas : Carte de vapeur d'eau assimilée (ppmv) par le modèle REPROBUS pour la même journée sur l'isentrope 560K. D'après Hoareau (2008).

Références bibliographiques

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Allen, D. R., Nakamura, N., 2003.** Tracer Equivalent Latitude: A Diagnostic Tool for Isentropic Transport Studies. *Journal of Atmospheric Sciences*, vol. 60, no 2, pp. 287-304.
- Ampizara A., 2007.** Détection de barrières dynamiques stratosphériques subtropicales par méthodes du k-means, Mémoire de Master 2 Sciences et technologies – mention Informatique et mathématiques, spécialité STIC, Université de la Réunion, 40p.
- Andrews, D. G., Holton, J. R., Leovy, C. B., 1987.** *Middle Atmospheric Dynamics*, San Diego, CA, USA: Academic Press, 489p.
- Austin, J. and Li, F., 2006.** On the relationship between the strength of the Brewer-Dobson circulation and the age of stratospheric air, *Geophysical Research Letters*, **33**.
- Baldwin, M. P., Dunkerton, T. J., 1989.** The stratospheric major warming of early December 1987, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(18), 2863-2884.
- Baldwin, M.P., Tung K. K., 1994.** Extra-tropical QBO signals in angular momentum and wave forcing, *Geophysical Research Letters*, **21**(24), 2717-2720.
- Baldwin, M.P., Dunkerton T. J., 1998.** Quasi-biennial modulation of the southern hemisphere stratospheric polar vortex, *Geophysical Research Letters*, **25**(17), 3343-3346.
- Baldwin, M.P., Dunkerton T. J., 1998.** Biennial, quasi-biennial, and decadal oscillations of potential vorticity in the northern stratosphere, *Journal of Geophysical Research*, **103**(D4), 3919-3928.
- Baldwin, M.P., Gray, L.J., Dunkerton, T.J., Hamilton, K., Haynes, P. H., Randel, W. J., Holton, J. R., Alexander, M. J., Hirota, I., Horinouchi, T., Jones, D. B. A., Kinnnersley, J. S., Marquardt, C., Sato, K., Takahashi, M., 2001-** The quasi-biennial oscillation, *Reviews of Geophysics*, **39**(2), 179-229.
- Baldwin, M.P., T. Hiroka, A. O'Neill, and S. Yoden, 2003.** Major stratospheric warming in the Southern Hemisphere in 2002: Dynamical aspects of the ozone hole split, *SPARC Newsletter* 20.
- Baldwin, M.P., and L.J. Gray, 2005.** Tropical stratospheric winds in ECMWF ERA-40 reanalysis, rocketsonde data, and rawinsonde data. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 32, no. 9.
- Baray, J. L., Ancellet, G., Taupin, F. G., Bessafi, M., Baldy, S., Keckhut, P., 1998.** Subtropical tropopause break as a possible stratospheric source of ozone in the tropical troposphere. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 60 (1), 27-36.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Barland, Dufour et Caillaud, 2004.** Déferlement des ondes de Rossby le long de la tropopause subtropicale, Rapport de stage 3^e année, ENM, France.
- Bhartia, P.K., McPeters, R.D., Mateer, C.L, Flynn, L.E., Wellemeyer, C.G., 1996.** Algorithm for the estimation of vertical profiles from the backscattered ultraviolet technique, *Journal of Geophysical Research*, vol. 101.
- Bencherif H., Portafaix T., Baray J. L., Morel B., Baldy S., Leveau J., Hauchecorne A., Keckhut P., Moorgawa A., Michaelis M. M., Diab R., 2003.** LIDAR observations of lower stratospheric aerosols over South Africa linked to large scale transport across the southern subtropical barrier, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, **65**(6), 707-715.
- Bencherif H., El Amraoui L., Semane N., Massart S., Vidyaranya Charyulu D., Hauchecorne A., Peuch V. H., 2007.** Examination of the 2002 major warming in the southern hemisphere using ground-based and ODIN/SMR assimilated data : stratospheric ozone distribution and tropic/midlatitudes exchange, *Canadian Journal of Physics*, **85**, 1287-1300.
- Borchi F. and Marengo A., 2002.** Discrimination of air masses near the extra tropical tropopause by multivariate analysis from MOZAIC data, *Atmospheric Environment*, **36**, 1123-1135.
- Bowman, K.P., Hu, Y., 1997.** Tropical mixing barriers in the lower stratosphere in the Geophysical Fluid Dynamics Laboratory SKYHI model, *Journal of Geophysical Research*, **102**(D17), 21465-21478.
- Bradley, S., and Fayyad, U. M., 1998.** Refining initial points for K-means clustering, *Proceedings of the Fifteenth International Conference on Machine Learning*, Ed. J. Shavlik, Madison, Wisconsin, pp. 91–99.
- Brasseur, G. P. and Solomon, S., 2005.** *Aeronomy of the middle atmosphere.* Atmospheric and Oceanographic Sciences Library, Ed. Springer, 644p.
- Butchart, N., Remsberg E. E., 1986.** The area of stratospheric polar vortex as a diagnostic for tracer transport on an isentropic surface, *Journal of the Atmospheric Sciences*, **43**, 1319-1339.
- Butchart, N., Scaife, A. A., Bourqui, M., de Grandpre, J., Hare, S. H. E., Kettleborough, J., Langematz, U., Manzini, E., Sassi, F., Shibata, K., Shindell, D., and Sigmond, M., 2006.** Simulations of anthropogenic change in the strength of the Brewer-Dobson circulation. *Clim. Dyn.*, **27**, 727–741.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Colette A., Ancellet G., Borchi F., 2005.** Impact of vertical transport processes on the tropospheric ozone layering above Europe. Part I : Study of air mass origin using multivariate analysis, clustering and trajectories, *Atmospheric Environment*, 39, 5409–5422.
- Chen, P., J. R. Holton, R. Swinbank, 1994.** A quasi-permeable barrier in the equatorial lower stratosphere, *Geophysical Research Letters*, **22**(3), 259-262.
- Chen, P., Holton, J.R., O’Neil, A., Swinbank, R., 1994b.** Isentropic Mass Exchange between the Tropics and Extratropics in the Stratosphere, *Journal of the Atmospheric Sciences*, **51**(20), 3006-3018.
- Cordero E., Newman P. A., Weaver C., Fleming E.,** Stratospheric Ozone Textbook, chapter 6, http://www.ccpo.odu.edu/SEES/ozone/oz_class.htm.
- Dahlberg, S.P. and Bowman, K., 1994.** Isentropic mixing in the Arctic Stratosphere during 1992-1993 and 1993-1994 winters, *Geophysical Research Letters*, **22**, 1237-1240.
- Dunkerton, T.J., Baldwin, M.P., 1991-** Quasi-Biennial modulation of planetary-waves fluxes in the Northern Hemisphere winter, *Journal of the Atmospheric Sciences*, **43**, 1319-1339.
- Fierli, F., Hauchecorne, A., Rharmili, S., Bekki, S., Lefevre, F., Snels, M., 2004.** « Data assimilation in isentropic coordinates » Which Accuracy can be achieved using an high resolution transport model, COST 723 Opening Workshop, Noordwijk, The Netherlands.
- Flentje, H., Renger, W., Wirth, M., Lahoz, W.A., 2000.** Validation of contour advection simulations with airborne lidar measurements of filaments during the Second European Stratospheric Arctic and Midlatitude Experiment (SESAME), *Journal of Geophysical Research*, 105(D12), 15417-15437.
- Geller, L. S., Elkins, J. W., Lobert, J. M., Clarke, A. D., Hurst, D. F., Butler, J. H., and Myers, R. C., 1997.** Tropospheric SF₆: Observed latitudinal distribution and trends, derived emissions and interhemispheric exchange time, *Geophysical Research Letters*, **24**, 675–678.
- Godin S., Marchand M., and Hauchecorne A., 2002.** Influence of the Arctic polar vortex erosion on the lower stratospheric ozone amounts at Haute-Provence Observatory (44°N, 6°E), *Journal of Geophysical Research*, **107**(D20), 8272.
- Grant W.B., Browell E. V., Long C.S., Stowe L. L., Grainger R. G., Lambert A., 1996.** Use of volcanic aerosols to study the tropical stratospheric reservoir, *Journal of Geophysical Research*, **100**(2), 3973-3988.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Haigh, J. D., 1996.** The impact of solar variability on climate, *Science*, **272**, 981-984.
- Hall T. M., Park, J. H., Ko, M. K. W., Jackman, C. H., Plumb, R. A., Kaye, J. A., Sages, K. H., 1999.** Transport experiments in *Models and Measurements Intercomparison II*.
- Hamilton K., 2002.** On the Quasi-Decadal Modulation of the Stratospheric QBO Period, *Journal of Climate*, **15**(17), 2562-2565.
- Hansmeier, A., Denkmayr, K., Weiss, P., 1999.** Longterm Prediction of Solar Activity Using the Combined Method, *Solar Phys.* **184**, 213-218.
- Hauchecorne, A., Peter, Th., Balis, D., Gregman, A., Chipperfield, M. P., Harris, N. R. P., Norton, W. A., Staehelin, J., Weber, M., 2001.** Mid-latitude and tropical ozone, dans : European Commission – EUR 19867 – European research in the stratosphere, 1996-2000 : Advances in our understanding of the ozone layer during THESEO [édité par Amanatidis, G. T. et N. R. P. Harris]. Luxembourg : European Communities, 133-189.
- Hauchecorne, A., Godin, S., Marchand, M., Heese, B., Souprayan, C., 2002.** Quantification of the transport of chemical constituents from the polar vortex to midlatitudes in the lower stratosphere using the high-resolution advection model MIMOSA and effective diffusivity, *Journal of Geophysical Research*, **107**(D20), 8289.
- Haynes, P., Shuckburgh, E., 2000.** Effective diffusivity as a diagnostic of atmospheric transport. 1. Stratosphere. *Journal of Geophysical Research*, **105** (D18), 22777-22794.
- Heese B., Godin S., Hauchecorne A., 2001.** Forecast and simulation of stratospheric ozone filaments: A validation of a high-resolution potential vorticity advection model by airborne ozone lidar measurements in winter 1998/1999. *Journal of Geophysical Research*, vol. 106, no D17, pp. 20011 – 20024.
- Hoareau, C., 2008.** Développement de la mesure de vapeur d'eau par LIDAR, Mémoire de Master 2 Géosphère – mention Atmosphère, Université de la Réunion, 43p.
- Holton, J. R., Haynes, P. H., McIntyre, M. E., Douglas, A. R., Rood, R. B., Pfister, L., 1995.** Stratosphere-troposphere exchange, *Reviews of Geophysics*, **33**(4), 403-439.
- Holton, J. R. and Alexander M. J., 2000.** The role of waves in the transport circulation of the middle atmosphere, *Atmospheric Science across the Stratopause, Geophys Monograph: 123*, **21**, American Geophysical Union.
- Horinouchi, T., Sassi F., Boville, B. A., 2000.** Synoptic-scale Rossby waves and the geographic distribution of lateral transport routes between the tropics and the extratropics in the lower stratosphere, *Journal of Geophysical Research*, **105**(D21), 26579-26592.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Huth R. and Canziani P.O., 2003.** Classification of hemispheric monthly mean stratospheric potential vorticity field, *Annales Geophysicae*, 21, 805-817.
- Jost H., Loewenstein M., Pfister L., Margitan J. J., Chang A. Y., Salawitch R. J., Michelsen H. A., 1998.** Laminae in the tropical middle stratosphere: Origin and age estimation, *Geophysical Research Letters*, 25(23), 4337-4340.
- Kanzawa, H., 1984.** Four observed sudden stratospheric warming diagnosed by the Eliassen-Palm flux and refractive index. Dynamics of the middle atmosphere, Proceedings of a U.S.-Japan seminar, Honolulu, Hawaiï, 8-12 novembre, 1981- Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, Japan, 307-331.
- Kida, H., 1983.** General circulation of air parcels and transport characteristics derived from a hemispheric GCM, Part 2, Very long-term motions of air parcels in the troposphere and stratosphere, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 61, 510–522.
- Kirgis G., 2004.** Étude de la barrière dynamique stratosphérique subtropicale dans l’Océan Indien pendant l’hiver 2003, *DEA Méthodes Physiques en Télédétection*, Univ. Paris VII.
- Ko, M. K. W., Sze, N. D., Wang, W. C., Shia, G., Goldman, A., Murcray, F. J., Murcray, D. G., and Rinsland, C. P., 1993.** Atmospheric sulfur hexafluoride: Sources, sinks and greenhouse warming, *Journal of Geophysical Research*, 98(10), 499–10,507.
- Krüger, K., Naujokat, B., Labitzke, K., 2004.** The unusual midwinter warming in the southern hemisphere stratosphere 2002 : A three-dimensional model simulation, *Journal of the Atmospheric Sciences special issue*.
- Labitzke, K., Naujokat, B., 2000.** The lower Arctic stratosphere in winter since 1952, *SPARC Newsletters*, 15, 11-14.
- Labitzke, K., 2004.** On the signal of the 11-year sunspot cycle in the stratosphere and its modulation by the quasi-biennial oscillation, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 66(13-14), 1151-1157.
- Labitzke, K., 2005.** On the solar cycle–QBO relationship: a summary, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 67(1-2), 45-54.
- Lebart, L., Morineau, A., et Piron, M., 1997.** Statistique exploratoire multidimensionnelle, édition Dunod, Paris.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Leovy, C. B., Sun, C.-R., Hitchman, M. H., Remsberg, E. E., Russell III, J. M., Gordley, L. L., Gille, J. C., Lyjak, L. V., 1985.** Transport of ozone in the middle stratosphere: Evidence for planetary wave breaking, *Journal of the Atmospheric Sciences*, **42**(3), 230-244.
- London, J. L., 1980.** Radiative energy sources and sinks in the stratosphere and mesosphere, *Proc. NATO Advanced Study Institute on Atmospheric Ozone*, NTIS, Springfield, VA.
- Manney, G., Lahoz, W. A., Swinbank, R., O'Neil, A., Connew, P. M., Zurek, R. W., 1999.** Simulation of December stratospheric major warming, *Geophysical Research Letters*, **26**(17), 2733-2736.
- Marchand, M., 2001.** L'effet du transport d'air polaire sur le bilan de l'ozone des moyennes latitudes en basse stratosphère. Thèse de doctorat, Spécialité Océanologie, Météorologie et Environnement, Université Paris 6, 174.
- Mariotti A., Moustouli M., Legras B., Teitelbaum H., 1997.** Comparison between vertical ozone soundings and reconstructed potential vorticity maps by contour advection with surgery. *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, no D5, pp. 6131 – 6142.
- Matthes, K., Kuroda, Y., Kodera, K., Langematz, U., 2006.** Transfer of the solar signal from the stratosphere to the troposphere: Northern winter, *Journal of Geophysical Research*, 111.
- Mayr H. G., Mengel J. G., Drob D. P., Porter H. S., Chan K. L., 2003.** Modeling studies with QBO: I. Quasi-decadal oscillation, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, **65**(8), 887-899.
- Mayr H. G., Mengel J. G., Drob D. P., Porter H. S., Chan K. L., 2003.** Modeling studies with QBO: II. Solar cycle effect, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, **65**(8), 901-916.
- McIntyre, M. E., Palmer, T. N., 1983.** Breaking planetary waves in the stratosphere, *Nature*, **305**(5935), 593-600.
- McIntyre, M. E., Palmer, T. N., 1984.** The "surf zone" in the stratosphere, *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, **46**(9), 2189-2206.
- McQueen, J. B., 1967.** Some methods for classification and analysis of multivariate observations, Proceedings of the 5th Berkeley Symposium on Mathematical Statistics and Probability, Vol. I, Statistics, Berkeley, California, pp. 281–297.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Mechoso, C. R., Hartmann, D. L., Farrara, J. D., 1985.** Climatology and interannual variability of wave, mean-flow interaction in the Southern Hemisphere, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 42(20), 2189-2206.
- Miller, A. E., Miller, T. M., Viggiano, A. A., Morris, R. A., VanDoren, J. M., 1995.** Negative ion chemistry of SF₄, *Journal of Chemical Physics*, vol. 102, no22, pp. 8865-8873
- Morel B., 2004.** Impact de la troposphere sur le transport isentropique dans la stratosphere via les ondes planetaires de Rossby. Thèse de doctorat, Spécialité Sciences de l'environnement d'Ile de France, Université Paris VI, 260p.
- Nakamura, N., 1996.** Two Dimensional Mixing, Edge Formation and Permeability Diagnosed in an Area Coordinate. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 53 (11), 1524-1537.
- Nakamura, N., Ma, J., 1997.** Modified Lagrangian-mean diagnostics of the stratospheric polar vortices. II- Nitrous oxide and seasonal barrier migration in the cryogenic limb array etalon spectrometer data and SKYHI general circulation model. *Journal of Geophysical Research*, 102(D22), 25721-2573.
- Nash, E. R., Newman, P. A., Rosenfield, J. E., Schoeberl, M. R., 1996.** An objective determination of the polar vortex using Ertel's potential vorticity, *Journal of Geophysical Research*, 101(D5), 9471-9478.
- Naujokat, B., 1986.** An updated of the observed quasi-biennial oscillation of the stratospheric winds over the Tropics, *Journal of the Atmospheric Sciences*, **43**, 1873-1877.
- Naujokat, B., Krüger, K., Matthes, K., Hoffmann, J., Kunze, A., Labitzke, K., 2002.** The early major warming in December 2001 – exceptional? *Geophysical Research Letters*, **29**(21), 2023.
- Neu, J. L., Sparling, L. C., Plumb, R. A., 2003.** Variability of the subtropical edges in the stratosphere, *Journal of Geophysical Research*, 108(D15), 4482.
- Orsolini Y. J., Simon P., Cariolle D., 1995.** Filamentation and layering of an idealized tracer by observed winds in the lower stratosphere, *Geophysical Research Letters*, **22**(7), 839 – 842.
- Orsolini Y. J., Grant, W. B., 2000.** Seasonal formation of nitrous oxide laminae at the edge of the Arctic polar vortex, *Quarterly Journal of the Meteorological Society*, **121**(528), 1923-1941.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- O'Sullivan D., Chen P., 1996.** Modelling the quasi biennial oscillation's influence on isentropic tracer transport in the subtropics, *Journal of Geophysical Research*, **101**(D3), 6811-6822.
- Pascoe, C.L., L.J. Gray, S.A. Crooks, M.N. Jukes, and M.P. Baldwin, 2005.** The quasi-biennial oscillation: Analysis using ERA-40 data. *Quarterly Journal of the Royal Meteorology Society*.
- Pham, D. T., Dimov, S. S., Nguyen, C. D., 2004.** An Incremental K-means algorithm, *Proceedings Institution of Mechanical Engineers*, 218(C), pp 783-795.
- Plumb, R. A., 1984.** The quasi-biennial oscillation, *Dynamics of the Middle Atmosphere*, Ed.H olton, J. R. and Matsuno, T., Terra. Publishing Company, Tokyo, 217–251.
- Plumb, R. A., 1993.** Mixing and matching, *Nature*, **365**, 489-490.
- Plumb, R. A., Waugh, D. W., Atkinson, R. J., Newman, P. A., Lait, L. R., Schoeberl, M. R., Browell, E., V., Simmons, A., J., Loewenstein, M., 1994.** Intrusions into the lower stratospheric Arctic vortex during the winter of 1991-1992, *Journal of Geophysical Research*, **99**(D1), 1089-1105.
- Plumb, R. A., 2002.** Stratospheric transport, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **80**, 793-809.
- Polygiannakis J., Preka-Papadema P. and Moussas X., 2003.** On signal-noise decomposition of time-series using the continuous wavelet transform: application to sunspot index, *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, **343**, p. 725-734.
- Polvani, L. M., Waugh, D. W., Plumb, R. A., 1995.** On the subtropical edge of the stratospheric surf zone, *Journal of the Atmospheric Sciences*, **52** (9), 1288-1309.
- Portafaix, T., 2001.** Ozone stratosphérique en zone tropicale sud – Transport méridien et effets de barrière dynamique. Thèse de doctorat, Spécialité Physique, Mention : Géophysique externe, Université Paris VI, 160p.
- Portafaix T., Morel B., Bencherif H., Baldy S., Godin-Beekmann S., Hauchecorne A., 2003.** Fine-scale study of a thick stratospheric ozone lamina at the edge of the southern subtropical barrier, *Journal of Geophysical Research*, vol. 108, no D6.
- Randel, W. J., 1987.** A study of planetary waves in the southern winter troposphere and stratosphere. Part I: Wave structure and vertical propagation, *Journal of the Atmospheric Sciences*, **44**(6), 917-935.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Rogers, H. L., Norton, W. A., Lamber, A., Grainger, R. G., 1998.** Transport of Mt. Pinatubo aerosol by tropospheric synoptic-scale and stratospheric planetary-scale waves, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **124**(545), 193-209.
- Salby, M.L., 1996.** Fundamentals of atmospheric physics. San Diego, CA, USA: Academic Press, 627p (*International Geophysics Series*, vol. 61).
- Scherhag, R., 1952.** Die explosionsartige Stratosphärener wärmung des Spätwinters 1951/52, *Ber. Deut. Wetterdienst*, **38**, 51-63.
- Schoeberl, M. R., Newman, P. A., 1995.** A multiple-level trajectory analysis of vortex filaments, *Journal of Geophysical Research*, **100**(D12), 25801-25815.
- Seidel, J. D. and Randel, W. J., 2007.** Recent widening of the tropical belt : evidence from tropopause observations, *Journal of Geophysical Research*, **112**(D20113).
- Sello, S., 2001.** Solar cycle forecasting: A nonlinear dynamics approach, *Astron. Astrophys*, **377**, 312-320.
- Shaw T.A., Shepherd T.G., 2008.** Atmospheric science: Raising the roof. *Nature Geoscience*, **1**, 12-13.
- Sheperd, T. G., 2000.** The middle atmosphere, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, **62**(17-18), 1587-1601.
- Sheperd, T. G., 2007.** Transport in the middle atmosphere, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **85**(B), 165-191.
- Shuckburgh, E., Norton, W., Iwi, A., Haynes, P., 2001-** Influence of the quasi-biennial oscillation on isentropic transport and mixing in the tropics and subtropics, *Journal of Geophysical Research*, **106**(D13), 14327-14337.
- Smith, A. K., Matthes, K., 2008.** Decadal-scale periodicities in the stratosphere associated with the solar cycle and the QBO, *Journal of Geophysical Research*, **113**(D05).
- Sparling, L. C., 2000.** Statistical perspectives on stratospheric transport, *Reviews of Geophysics*, vol. 38, no 3, pp 417-436.
- Trepte, C. R., Hitchman, M. H., 1992.** Tropical stratospheric circulation deduced from satellite aerosol data, *Nature*, **335**, 626-628.
- Van Loone, H., Jenne, R.L., 1972.** The zonal harmonic standing waves in the Southern Hemisphere. *Journal of Geophysical Research*, **77**(6), 992-1003.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Waugh, D. W., Plumb, R. A., Atkinson, R. J., Schoeberl, M. R., Lait, L. R., Newman, P. A., Loewenstein, M., Toohey, D. W., Avallone, L. M., Webster, C. R., May, R. D., Plumb, R. A., 1994a.** Transport out of the lower stratospheric Arctic vortex by Rossby wave breaking, *Journal of Geophysical Research*, **99**(D1), 1071-1088.
- Waugh, D. W. and Hall, T. M., 2002.** Age of stratospheric air: theory, observations, and models, *Review of Geophysics*, **40**, 1010.
- Waugh, D. W., Strahan, S. E., and Newman, P. A., 2007.** Transport and modelling of stratospheric inorganic chlorine. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **7**, 8597–8616.
- Welander, P., 1955.** Studies on the general development of motion in a two-dimensional ideal fluid, *Tellus*, **7**, 141-156.
- WMO 1999.** Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1998, World Meteorological Organization Global Ozone Research and Monitoring Project – *Report No. 44*.
- WMO 2002.** Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002, World Meteorological Organization Global Ozone Research and Monitoring Project – *Report No. 47*.
- WMO 2006.** Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002, World Meteorological Organization Global Ozone Research and Monitoring Project – *Report No. 50*.

Annexes

Annexe A

La vorticité potentielle (Théorème d'Ertel)

La vorticité potentielle ou vorticité potentielle d'Ertel est une grandeur scalaire qui a la propriété d'être conservée au cours d'une évolution isentropique (adiabatique et sans frottement). On établit l'équation de la vorticité potentielle à partir des équations de Navier Stokes :

$$\underbrace{\frac{\partial \vec{\xi}_a}{\partial t}}_{\text{accélération locale}} + \underbrace{\vec{\nabla} \wedge (\vec{\xi}_a \wedge \vec{U})}_{\text{advection et étirement}} = \underbrace{\frac{1}{\rho^2} \vec{\nabla} \rho \wedge \vec{\nabla} p}_{\text{terme barocline}} + \underbrace{\vec{\nabla} \wedge \vec{F}}_{\text{forces extérieures}} \quad (\text{A.1})$$

Avec \vec{U} le champ de vent, ρ la masse volumique, p la pression, \vec{F} les forces extérieures et $\vec{\xi}_a$ définie par :

$$\vec{\xi}_a = \vec{\nabla} \wedge \vec{U} + 2\vec{\Omega} \quad (\text{A.2})$$

Avec $\vec{\Omega}$ la vitesse angulaire de la Terre.

On utilise le gradient de l'équation d'une grandeur thermodynamique f dépendant uniquement de ρ et de p :

$$\frac{\partial \vec{\nabla} f}{\partial t} = \vec{\nabla} f - \vec{\nabla}(\vec{U} \cdot \vec{\nabla} f) \quad (\text{A.3})$$

En multipliant l'équation de la vorticité (A.1) par le terme $\vec{\nabla} f$, on obtient :

$$\frac{\partial \vec{\xi}_a \cdot \vec{\nabla} f}{\partial t} + \vec{\nabla} f \cdot \vec{\nabla} \wedge (\vec{\xi}_a \wedge \vec{U}) + \vec{\xi}_a \cdot \vec{\nabla}(\vec{U} \cdot \vec{\nabla} f) - \vec{\xi}_a \cdot \vec{\nabla} f = \vec{\nabla} f \cdot \vec{\nabla} \wedge \vec{F} \quad (\text{A.4})$$

Sachant que :

$$\vec{\nabla} \cdot (\vec{A} \wedge \vec{B}) = (\vec{\nabla} \wedge \vec{A}) \cdot \vec{B} - (\vec{\nabla} \wedge \vec{B}) \cdot \vec{A} \quad (\text{A.5})$$

$$\vec{\nabla} f \cdot \vec{\nabla} \wedge (\vec{\xi}_a \wedge \vec{U}) = \vec{\nabla} \cdot (\vec{\nabla} f \wedge (\vec{U} \wedge \vec{\xi}_a)) \quad (\text{A.6})$$

$$\vec{\nabla} f \cdot \vec{\nabla} \wedge (\vec{\xi}_a \wedge \vec{U}) = \vec{\nabla} \cdot ((\vec{\xi}_a \cdot \vec{\nabla} f) \cdot \vec{U}) - \vec{\xi}_a \cdot \vec{\nabla}(\vec{\nabla} f \cdot \vec{U}) \quad (\text{A.7})$$

L'équation (A.4) devient alors :

$$\frac{\partial}{\partial t} \vec{\xi}_a \cdot \vec{\nabla} f + \vec{\nabla} \cdot \left((\vec{\xi}_a \cdot \vec{\nabla} f) \cdot \vec{U} \right) - \vec{\xi}_a \cdot \vec{\nabla} f = \vec{\nabla} f \cdot \vec{\nabla} \wedge \vec{F} \quad (\text{A.8})$$

Soit :

$$\frac{\partial}{\partial t} \vec{\xi}_a \cdot \vec{\nabla} f + \vec{\nabla} \cdot \left((\vec{\xi}_a \cdot \vec{\nabla} f) \cdot \vec{U} \right) = \vec{\xi}_a \cdot \vec{\nabla} f + \vec{\nabla} f \cdot \vec{\nabla} \wedge \vec{F} \quad (\text{A.9})$$

On introduit alors l'équation de continuité suivante :

$$\frac{D}{Dt} \rho + \rho \cdot \vec{\nabla} \vec{U} = 0 \quad (\text{A.10})$$

Où

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \vec{U} \cdot \vec{\nabla} (\cdot) \quad (\text{A.11})$$

Alors :

$$\frac{D}{Dt} \left(\frac{\vec{\xi}_a \cdot \vec{\nabla} f}{\rho} \right) = \frac{\vec{\xi}_a \cdot \vec{\nabla} f}{\rho} + \frac{\vec{\nabla} f \cdot \vec{\nabla} \wedge \vec{F}}{\rho} \quad (\text{A.12})$$

On peut choisir la température potentielle comme grandeur thermodynamique et se placer dans le cadre d'une évolution isentropique. L'équation obtenue devient :

$$\frac{D}{Dt} \left(\frac{\vec{\xi}_a \cdot \vec{\nabla} \theta}{\rho} \right) = 0 \quad (\text{A.13})$$

On appelle la vorticité potentielle d'Ertel la grandeur définie par :

$$PV_e = \frac{\vec{\xi}_a \cdot \vec{\nabla} \theta}{\rho} \quad (\text{A.14})$$

Comme l'indique la formule ainsi développée (A.13), la vorticité potentielle se conserve au cours du temps en suivant le transport d'une particule fluide. Cette propriété est appelée théorème d'Ertel.

Annexe B

L'Oscillation Quasi-Biennale

Pour étudier l'oscillation Quasi-Biennale (QBO), on utilise le champ de vent zonal à l'équateur. Notre étude étant focalisée sur l'hémisphère sud, nous avons extrait des champs ERA-40 et analyse opérationnelle du centre européen ECMWF, le champ de vent zonal moyenné entre 5°S et 0° sur l'isobare 30 hPa (Baldwin et al., 2001). Le signal obtenu est représenté sur la figure B-1 en comparaison avec le champ extrait par la même méthode des ré-analyses NCEP.

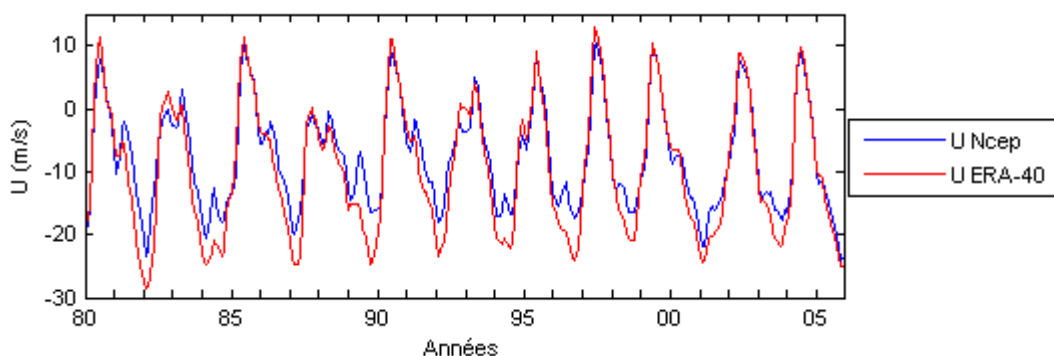


Figure B-1 : Comparaison des champs de vent zonaux mensuels, moyennés à l'aide d'une moyenne glissante sur 3 mois, entre 5°S et 0° sur l'isobare 30 hPa. En bleu, la courbe a été obtenue à l'aide des champs NCEP, en rouge, la courbe a été obtenue à l'aide des champs ERA-40 jusqu'en août 2002 puis opérationnels jusqu'en 2005.

Cette figure montre une très bonne concordance entre ces champs de vents durant notre période d'étude. Néanmoins, on remarque que les ré-analyses ERA-40 et les analyses opérationnelles du centre européen surestiment la phase d'est de la QBO avec des vents négatifs plus intenses que les ré-analyses NCEP. Ainsi, pour le champ de vent ECMWF(*)³⁵, l'amplitude de la QBO est de 40 m/s alors que pour le champ de vent NCEP est de 30 m/s. Pour notre étude, nous avons gardé le champ de vent zonal ECMWF(*)

³⁵ Champ de vent zonal composé des ré-analyses ERA-40 de 1980 à août 2002 et des analyses opérationnelles d'août 2002 à décembre 2005.

On peut voir également que la durée de chaque phase de la QBO est inégale (figure B.2). Plus précisément, comme Hamilton (2002) l'a suggéré, la phase d'est a une durée sensiblement constante (de l'ordre de 16 mois) alors que la durée de la phase d'ouest est beaucoup plus inégale et peut varier d'un facteur 2 (de 8 à 16 mois).

La figure suivante représente les variations de la durée (en mois) de chaque phase ainsi que celles de la durée d'un cycle complet de la QBO pour les 11 cycles de notre période d'étude (26 ans). En moyenne, la durée d'un cycle de la QBO est de 29 mois décomposé en 17 mois pour une phase d'est et 12 mois pour une phase d'ouest.

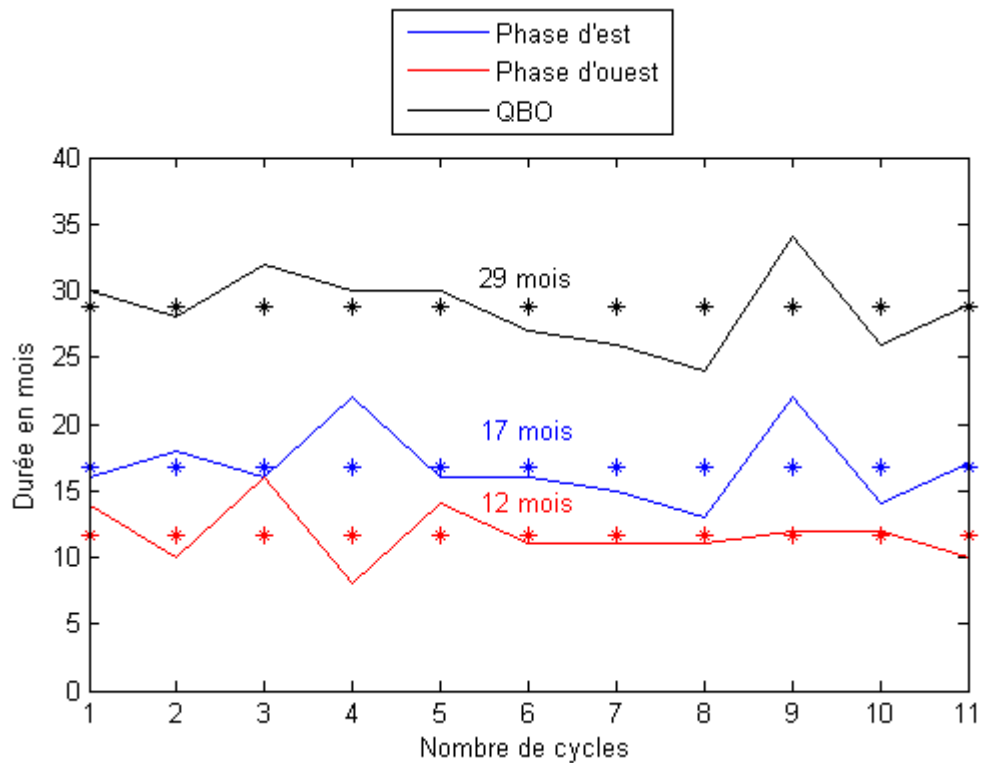


Figure B-2 : Durée (en mois) de chaque phase de la QBO (en rouge pour une phase d'ouest et en bleu pour une phase d'est) ainsi que d'un cycle complet (en noir). Les étoiles représentent les valeurs moyennes obtenues sur la totalité des cycles de notre période d'étude.

De plus, la figure B-3, montre que les transitions d'une phase d'est vers une phase d'ouest s'effectuent principalement au cours du mois d'avril et en début d'été (mois de juin et de juillet) alors que les transitions d'une phase d'ouest vers une phase d'est s'effectuent principalement au cours de l'été austral.

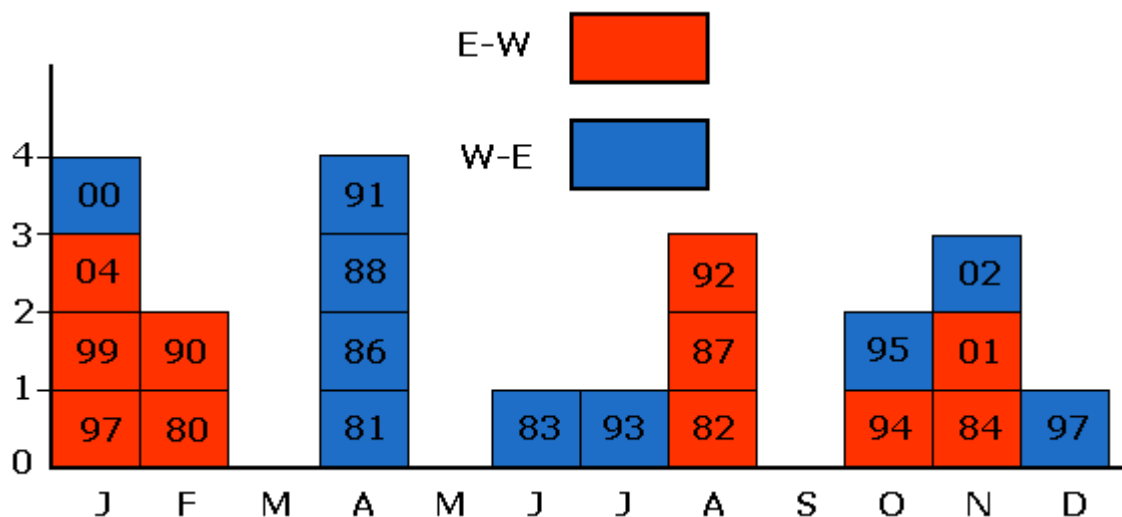


Figure B-3 : Représentation des transitions, à 30 hPa, entre chaque phase de la QBO (E-W : d'est vers ouest ; W-E : d'ouest vers est) en fonction des mois au cours desquels la transition s'effectue.

Une analyse par transformée de Fourier permet de déterminer les différentes périodes caractéristiques engendrées par de telles variations dans la durée d'un cycle de la QBO. La figure B-4 représente les deux périodogrammes obtenus par cette analyse. La figure du haut représente le périodogramme obtenu sur la série temporelle des moyennes mensuelles du champ de vent zonal ECMWF(*). Un pic principal apparaît alors centré sur 28 mois.

Si l'on filtre la série temporelle utilisée à l'aide d'un filtre passe bande centré sur 28 mois et large de 4 mois, on obtient la figure B.5.

La courbe reconstituée est corrélée à la courbe principale par un coefficient R de 0,88. Sur le périodogramme principal (en haut sur la figure B-4), on remarque la présence de pics secondaires d'intensité nettement inférieure. A l'aide du même filtre explicité précédemment mais utilisé en coupe bande, il est possible de mettre en lumière ces pics secondaires (en bas sur la figure B-4).

On remarque alors la présence de pics plus importants à 52 et 78 mois ainsi que des pics à 8, 15 et 19 mois. Le signal obtenu suite à l'application de ce filtre coupe bande est présenté par la figure B.6. Le coefficient de corrélation calculé entre la courbe obtenue et le signal original est de 0,60. Il est remarquable sur cette courbe (en rouge, au milieu de la figure B.6) que les pics d'intensité sont présents aux transitions d'une phase à l'autre de la QBO. Particulièrement, les deux derniers pics positifs remarquables concernent la transition ouest-est de janvier 2000 et la transition est-ouest de janvier 2004.

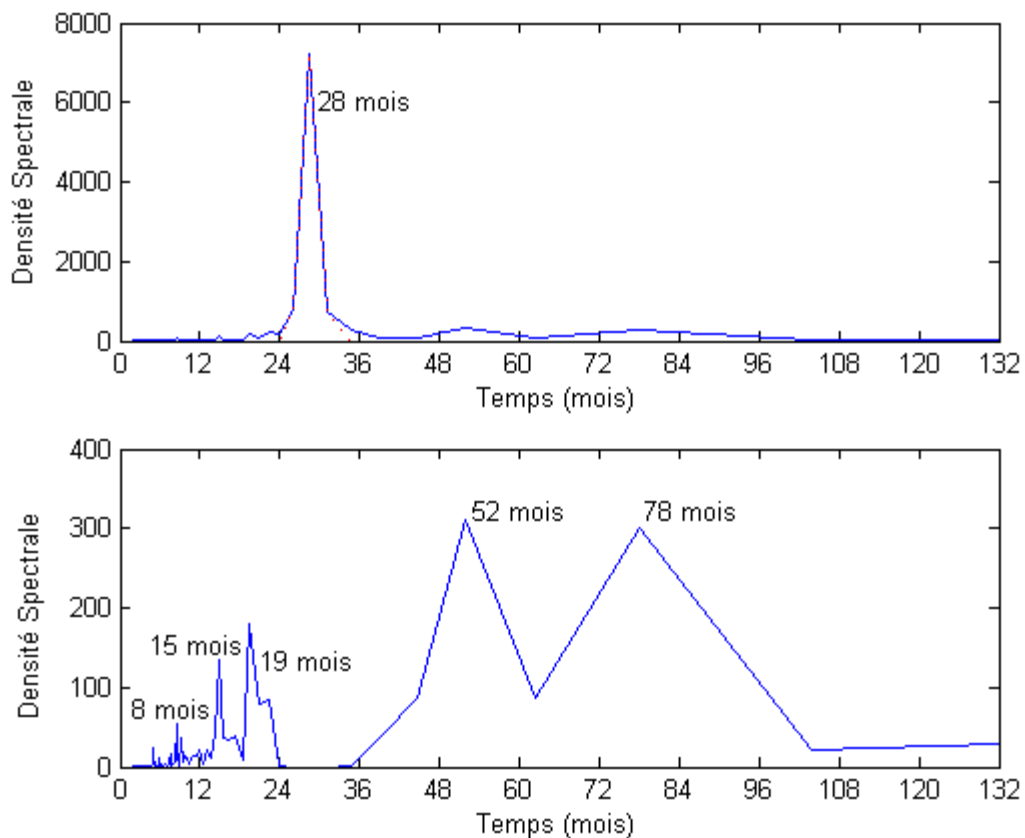


Figure B-4 : Périodogrammes obtenus par l'analyse de Fourier de la série temporelle du champ de vent zonal ECMWF (*). En haut : périodogrammes de la série temporelle sans filtre (en bleu) et de la série temporelle filtrée par un filtre passe bande centré sur 28 mois et large de 4 mois (en pointillés rouge). En bas : périodogramme de la série temporelle filtrée par un filtre coupe bande centré sur 28 mois et large de 4 mois.

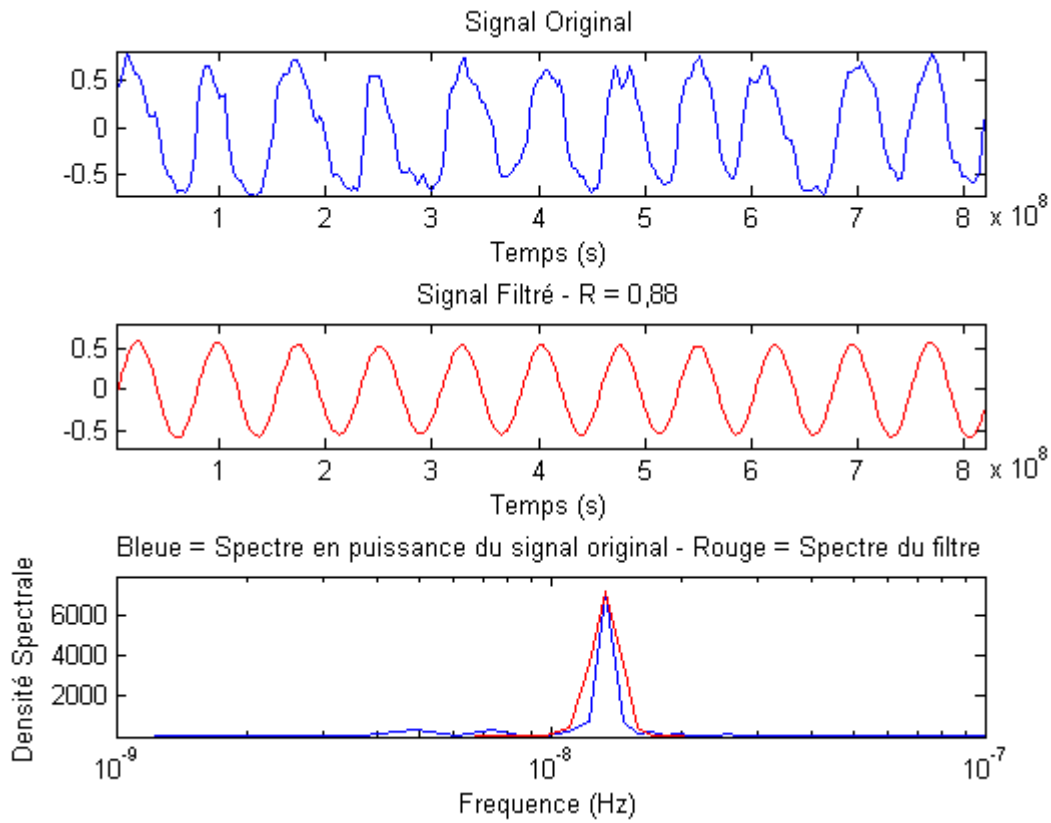


Figure B-5 : Représentation du signal de la QBO obtenue à l'aide de la série temporelle du champ de vent zonal ECMWF normalisé (figure du haut) filtré à l'aide d'un filtre passe bande centré sur 28 mois (figure du bas). La figure du milieu représente la reconstitution du signal filtré. Le coefficient de corrélation (R) calculé entre le signal filtré et le signal original est de 0,88.

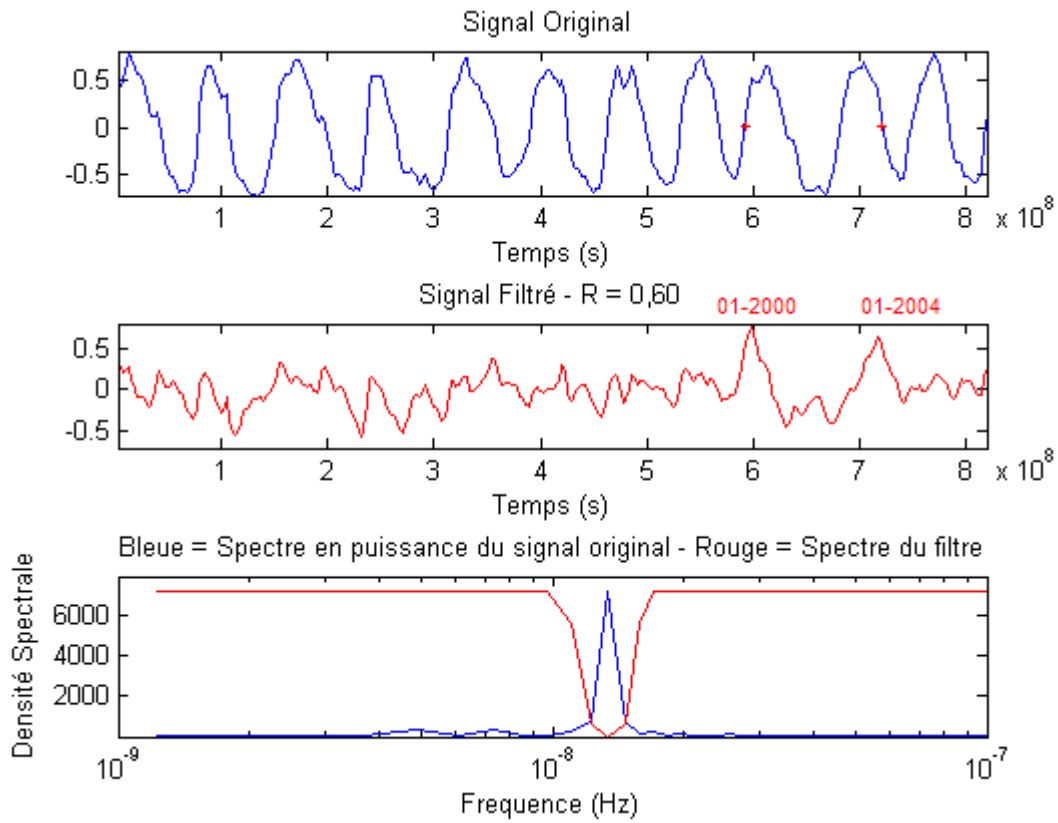


Figure B-6 : Représentation du signal de la QBO obtenue à l'aide de la série temporelle du champ de vent zonal ECMWF normalisé (figure du haut) filtré à l'aide d'un filtre coupe bande centré sur 28 mois (figure du bas). La figure du milieu représente la reconstitution du signal filtré. Le coefficient de corrélation (R) calculé entre le signal filtré et le signal original est de 0,60.

Annexe C

Le cycle solaire de 11 ans

Pour étudier le cycle solaire de 11 ans (ou cycle de Schwabe), on utilise communément le flux solaire mesuré à la surface de la Terre, comme par exemple celui mesuré par la NOAA à Ottawa/Penticton. Ce flux solaire est émis par ondes radio et mesuré à 10,7 cm ou 2800 MHz. Dans le contexte de notre étude, nous avons préféré utilisé un index calculé au SIDC (Solar Influences Data Analysis Center) du Royal Observatory of Belgium. Cet indice a été préféré pour sa disponibilité et son utilisation dans la prévision de l'activité solaire (Hanslmeier et al., 1999 ; Sello, 2001 et Polygiannakis et al., 2003).

La figure C-1 représente une comparaison de l'index produit par le SIDC et le flux solaire à 10,7cm mesuré à Ottawa/Penticton par la NOAA. Comme on peut le voir sur cette figure, les transitions de phase (entre maxima et minima) dans l'activité solaire sont identiques quelque soit l'indice utilisé. Cette concordance nous permet d'être confiants quant à l'utilisation de cet indice.

L'analyse de Fourier (figure C-2) de ce signal normalisé permet de constater la forte présence d'un pic centré sur 104 mois soit une période de 9 ans (figure du milieu). Cette période de 9 ans apparaît inférieure à 11 ans car le nombre de cycle solaire (au nombre de 3) n'est pas assez suffisante pour qu'une analyse de Fourier révèle un cycle de 11 années. De plus, si l'on filtre ce signal à l'aide d'un filtre passe bande, centré sur 104 mois et large de 2 mois, on obtient un signal reconstitué corrélé à 0,97 (courbe rouge – figure C-2, en haut). La présence de pics secondaires, de faibles intensités (de l'ordre d'un coefficient 10), a entraîné le filtrage de ce signal par un filtre coupe bande de caractéristiques identiques au filtre passe bande utilisé pour la reconstitution précédente du signal. Trois périodes ont été retenues (en fonction de l'importance de leur intensité) et sont égales à 24, 35 et 44 mois. On retrouve alors la présence d'une oscillation biennale (24 mois) que Baldwin et Dunkerton (1998) avaient associée avec la QBO pour retrouver une période caractéristique de 128 mois (10,5 ans). Il semblerait que cette oscillation biennale soit déjà une des composantes du spectre du cycle solaire de 11 ans.

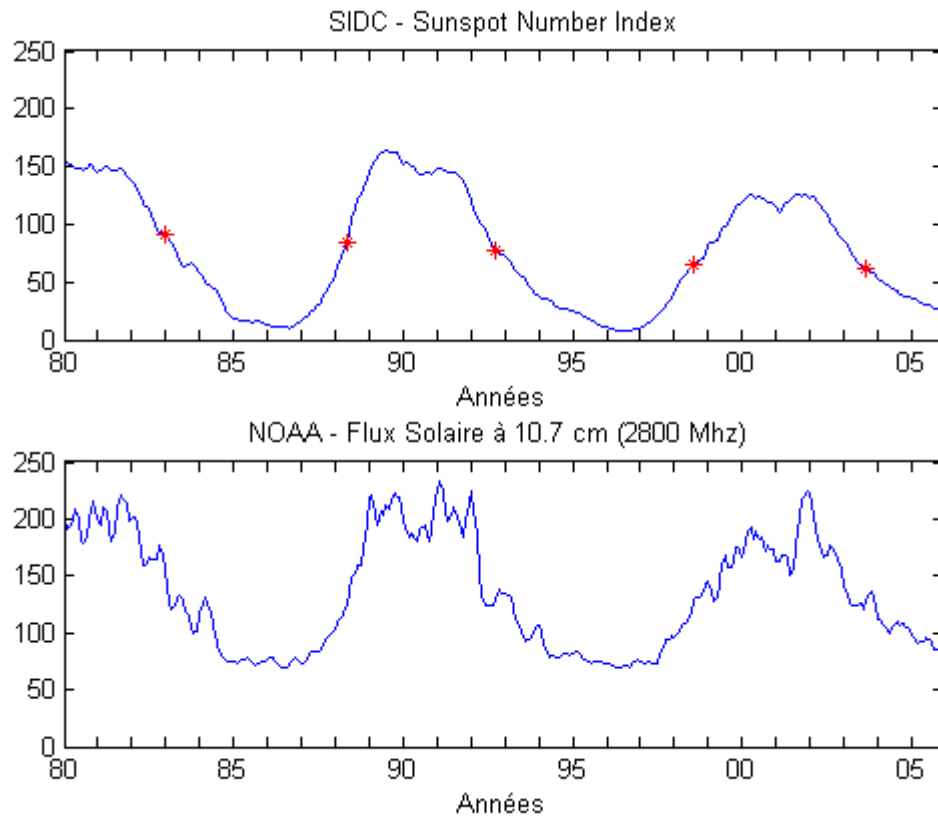


Figure C-1 : Représentation de l'activité solaire entre 1980 et 2005 à l'aide du « Sunspot Number Index » du SIDC (en haut). En rouge sont représentées les transitions entre maxima et minima d'activité utilisées pour notre étude. En bas, le flux solaire mesuré à 10,7 cm par la NOAA à Ottawa/Penticton.

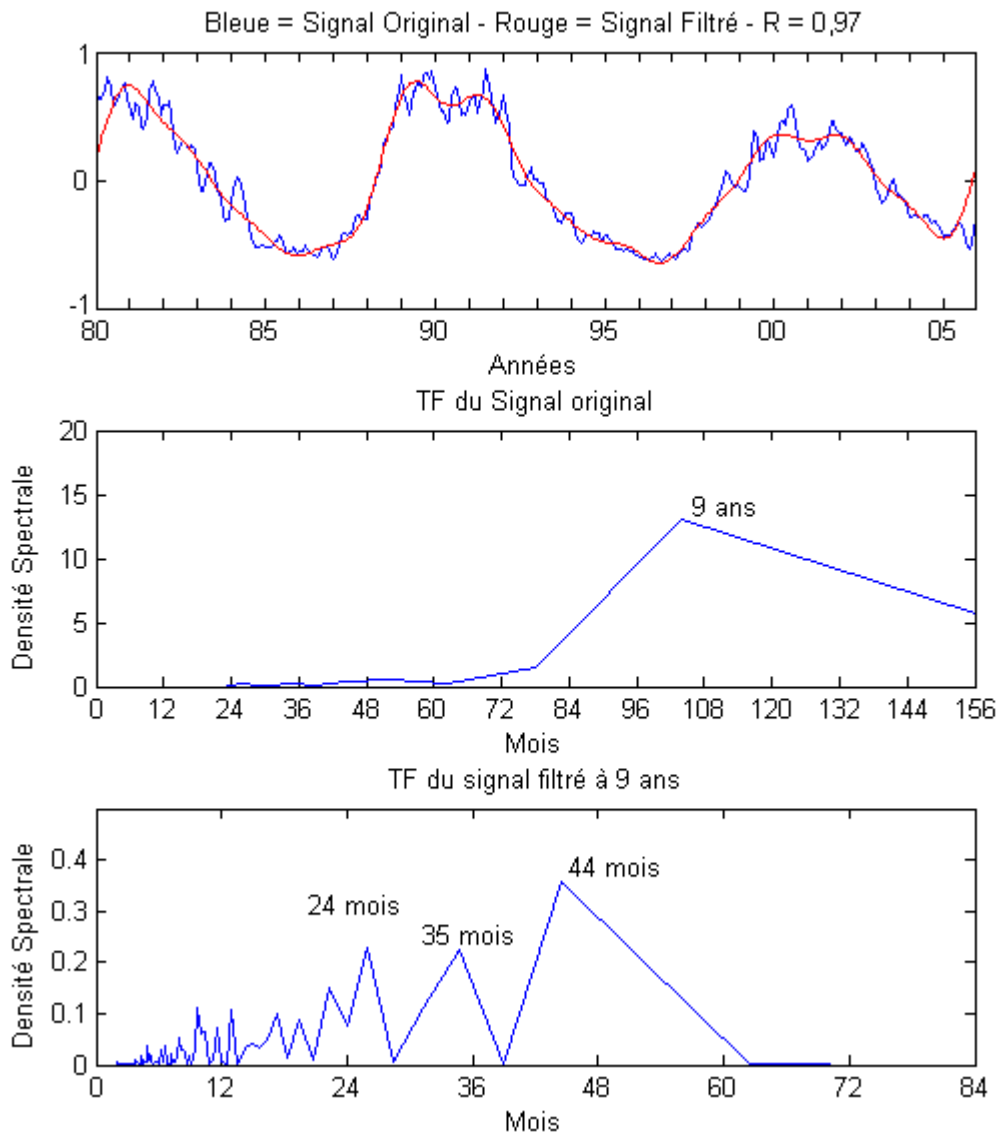


Figure C-2 : En haut : La courbe bleue représente le signal original de l'index de l'activité solaire (SIDC) et la courbe rouge représente le signal filtré par un filtre passe bande centré sur 104 mois et large de 2 mois. Le coefficient de corrélation obtenu entre les deux courbes est égal à 0,97. Au milieu : périodogramme du signal original. En bas : périodogramme du signal filtré par un filtre coupe bande centré sur 104 mois et large de 2 mois.

Liste des figures

LISTE DES FIGURES

- Figure 0-1** : Structure thermique des couches atmosphériques. D'après Brasseur et Solomon (2005). 5
- Figure 0-2** : Représentation schématique de l'évolution temporelle de l'ozone global au cours du 20^e et du 21^e siècle. La période pre-1980 représente les quantités d'ozone avant leur chute due à l'émission anthropogénique de substances destructrices d'ozone (ODSs : Ozone-Depleting Substances). La ligne rouge représente la variation de la quantité d'ozone global et les trois étapes de son retour aux quantités d'ozone pré-1980. La région délimitée en rouge autour de cette courbe représente la variabilité observée et modélisée correspondante. La région délimitée en bleu représente le retour à des concentrations de EESC (Equivalent Effective Stratospheric Chlorine) observables avant les années 1980. D'après WMO (2006). ... 7
- Figure 0-3** : Champ assimilés d'ozone obtenus à partir des données GOMOS sur l'isentrope 550K à l'aide du modèle de transport à haute résolution MIMOSA. D'après Fierli et al., 2004.. 8
- Figure 0-4** : Représentation schématique des principales régions de la stratosphère et des deux composantes du transport qui s'y opèrent. La tropopause est indiquée en trait gras. Les traits fins représentent les surfaces isentropes (en degré Kelvin). La région en-dessous de la surface isentrope 380K représente la « stratosphère inférieure » (« middle world »). Dans cette région, où les surfaces isentropes coupent la tropopause, des échanges isentropiques induits par les foliations de la tropopause peuvent se produire. Dans la région au-dessus de la surface isentrope 380K (« overworld »), les surfaces isentropes sont situées entièrement dans la stratosphère. La région en gris clair correspond à celle où les ondes planétaires de Rossby (en trait magenta), en déferlant, exercent une action de « pompage gyroscopique ». Les larges flèches tiretées représentent la circulation à grande échelle ('circulation de Brewer-Dobson) contrainte par cette action de pompage. Les doubles flèches sinueuses indiquent le transport isentropique induit par le phénomène de déferlement d'ondes de Rossby. D'après Morel (2004). 9
- Figure 0-5** : Distributions moyennes mensuelles de protoxyde d'azote N₂O et de méthane CH₄ (en partie par million par volume (ppmv)) en fonction de l'altitude et de la latitude équivalente, pour le mois de septembre, calculées à partir des observations UARS pour SPARC. Source : http://www.sparc.sunysb.edu/html/uars_index.html. 11
- Figure I-1** : Distribution verticale du chauffage radiatif solaire induit par l'absorption du rayonnement solaire aux courtes longueurs d'ondes par l'O₃, O₂, NO₂, H₂O, CO₂ (à droite sur la figure), du refroidissement de la surface terrestre par émission aux grandes longueurs d'ondes induites par CO₂, O₃ et H₂O (à gauche de la figure). D'après London (1980). 18
- Figure I-2** : Moyenne zonale des champs de vent et de température en fonction de l'altitude pour les mois de janvier moyennés de 1979 à 1998. L'échelle de couleur ainsi que les contours noirs (par 20 K) représentent les valeurs de la temperature. Les contours blancs en pointillés (resp. pleins) représentent les valeurs du vent zonal négatives (resp. positives) par 20 m.s⁻¹. De Cordero et al., Stratospheric Ozone Textbook, chapter 6. 19
- Figure I-3** : Moyenne zonale des champs de méthane (CH₄) pour les mois de janvier (a), mars (b), juillet (c) et octobre (d) (ppmv). Les flèches blanches matérialisent le transport du constituant et donc la circulation de Brewer-Dobson. De Cordero et al., Stratospheric Ozone Textbook, chapter 6. 22
- Figure I-4** : Représentation schématique du transport induit par les ondes dans la stratosphère hivernale. Les lignes tiretées représentent les surfaces isentropes. Les lignes en tirets gras montrent les lignes iso-rapport de mélange d'un traceur à longue durée de vie et la ligne pointillée représente la tropopause. D'après Holton et Alexander (2000). 23
- Figure I-5** : Répartition verticale de la concentration d'ozone dans la stratosphère mesurée en mars 2004 par l'instrument OSIRIS porté par satellite. Les flèches superposées montrent la circulation de Brewer-Dobson (en noir) et la montée des ondes planétaires troposphériques (en orange). De Shaw et Shepherd (2008). 25
- Figure I-6** : Distribution méridienne de l'âge stratosphérique moyen de l'air (représentation schématique des moyennes annuelles exprimées en années). De Hall et al., 1999. 27

LISTE DES FIGURES

- Figure I-7 :** Résultat au 30^{ième} jour du calcul d'advection de particules sur la surface isentrope 1000K (environ 35 km d'altitude). Ce calcul s'appuie sur des champs de vent issus du modèle canadien de moyenne atmosphère (CMAM) pour le mois de juillet. De Shepherd (2000)..... 28
- Figure I-8 :** Profils climatologiques de concentration d'ozone en fonction de la température potentielle pour différentes latitudes. Le profil en trait plein gras représente l'île de la Réunion (21°S), le profil en pointillé représente les moyennes latitudes (40°S) et le profil en trait plein fin représente les tropiques (10°S). D'après Portafaix et al. (2003). 29
- Figure I-9 :** a) Représentation du vortex à l'aide des contours de vorticité potentielle sur isentropes le 2 janvier 1992. b) L'évolution du vortex 10 jours plus tard et la formation d'un filament au-dessus de 600K. c) Projection orthographique de la figure b) sur les différents niveaux séparément. D'après Schoeberl et Newman (1995). 31
- Figure I-10 :** Vorticité potentielle sur la surface isentrope 850 K (proche de 10 hPa) pour l'hémisphère sud aux dates indiquées durant le mois de Septembre 2002. Le vortex polaire correspond aux valeurs de vorticité potentielle représentée en bleue. De Baldwin et al. (2003). 33
- Figure I-11 :** (a) Climatologie établie sur 32 ans pour la surface isentrope 600K à l'aide des données de vorticité potentielle (PV) pour l'hémisphère nord. Les lignes tiretées (A, B et C) représentent mes maxima et minima locaux. (b) Illustration schématique d'un contour de vorticité potentielle représentant les moyennes latitudes. La courbe tiretée décrit un hypothétique cycle saisonnier en l'absence de l'activité ondulatoire. D'après Baldwin et Dunkerton (1998). 35
- Figure I-12 :** Représentation schématique des principales régions de la stratosphère hivernale et des deux composantes du transport qui s'y opèrent. La tropopause est indiquée en trait gras et les traits fins représentent les surfaces isentropes (en degré Kelvin). WMO (1999). 36
- Figure I-13 :** Périodogramme établi à l'aide des séries temporelles de vorticité potentielle (a) et de vorticité potentielle désaisonnalisées (b) pour des latitudes équivalentes comprises entre 21°N et 90°N. Les lignes verticales indiquent les périodes mensuelles remarquables. D'après Baldwin et Dunkerton (1998). 37
- Figure I-14 :** Coupes latitudes-surfaces isentropes réalisées à partir du champ de vent zonal ERA-40 (cf. II.E) mensuel moyenné mensuellement pour les mois de juillet 1997 (en haut) et 1998 (en bas). L'échelle de couleur représente l'intensité du vent en m.s⁻¹. 39
- Figure I-15 :** Représentation schématique de l'évolution de la circulation moyenne engendrant la QBO. Les 4 étapes d'un cycle complet de la QBO y sont représentées. Les doubles flèches correspondent à l'accélération provoquée par les ondes qui se propagent verticalement. Les flèches simples indiquent la circulation générée par la viscosité du fluide. Les flèches ondulées montrent la pénétration relative des ondes d'est et d'ouest. De Baldwin et al. (2001), d'après Plumb (1984). 41
- Figure I-16 :** Représentation schématique, en coupe altitude-latitude, de la circulation engendrée par l'anomalie de température équatorial induite par la QBO. En contour plein, on peut voir les isothermes de l'anomalie de température et en contours pointillés les isopleths du vent zonal. Les signes plus et moins désignent l'accélération du vent zonal induit par la circulation méridienne. De Baldwin et al. (2001). 41
- Figure I-17 :** Vision schématique de la QBO au cours de l'hiver boréal. La propagation des ondes équatoriales est représentée par les flèches orange et celle des ondes planétaires par les flèches magenta. Les contours noirs indiquent la position de la « ligne de vent zéro » indiquant la différence entre deux phases de la QBO où la phase de la QBO est définie par le champ de vent équatorial à 40hPa. Les anomalies d'est et d'ouest du champ de vent sont respectivement en bleue et en rose. D'après Baldwin et al., 2001. 42
- Figure I-18 :** Evolution temporelle des nombres de Wolf mensuel (bleu) et moyennés (rouge) pour les cinq derniers cycles. <http://www.sidc.be> 44
- Figure II-1 :** Représentation des stations d'études et de leurs réseaux d'appartenance. 52

LISTE DES FIGURES

Figure II-2 : Coupe climatologique saisonnière latitude-altitude représentant les surfaces isentropes 400, 600 et 800 K.	54
Figure II-3 : Représentation des profils moyens des concentrations d'ozone (mol/cm^3) pour chaque station.	56
Figure II-4 : Nombre de profils disponibles par station entre 1998 et 2004 (2003 pour Lauder).	58
Figure II-5 : Nombre de profils disponibles par station en fonction de chaque mois.	58
Figure II-6 : Pourcentages du nombre profils utilisés par rapport au nombre de profils écartés pour chaque station.	60
Figure II-7 : Nombre de profils par mois climatologique pour chaque station.	61
Figure II-8 : Evolution de la forme d'un ensemble de particules fluides marquées et formant initialement un damier (à droite, diagrammes a à e) sous l'effet d'un champ de déformation bidimensionnel (à gauche). En pratique, la déformation peut être considérée comme irréversible. D'Andrews et al. (1987).	63
Figure II-9 : Carte de APV à 600 K, pour le 11 septembre 2001, obtenue à partir du modèle d'advection à haute résolution MIMOSA. Les données utilisées à l'entrée du modèle sont les ré-analyses ERA-40 ECMWF.	64
Figure II-10 : Représentation de la APV pour le 12 juillet 2000, pour chaque station en fonction du nombre de jours d'advection à partir du jour de lancement du code MIMOSA.	65
Figure II-11 : Valeurs du biais calculées à partir des valeurs de $APV_{\text{ERA-40}}$ et APV_{NCEP} de 1980 à 2005 pour chaque station d'étude.	69
Figure II-12 : Comparaison du biais calculé entre les valeurs de APV_{NCEP} , de $APV_{\text{ERA-40}}$ et de APV_{NILU} pour l'hiver 2000. Le code couleur pour distinguer les stations d'études est identique à celui de la figure II-10.	70
Figure II-13 : Champ d'APV obtenu pour le 12 juillet 2000 à l'aide des champs ERA-40, NCEP et ECMWF Opérationnel.	72
Figure II-14 : Représentation de A sur la sphère terrestre.	74
Figure II-15 : Construction de la coordonnée de surface. Pour un champ de traceur bidimensionnel donné en (a), et pour ce même champ de traceur fortement mélangé (b), on obtient dans le cas où les processus de mélange sont conservatifs, des profils du champ de traceur en coordonnée de surface identique (c). D'après Nakamura (1996).	75
Figure II-16 : Représentation schématique de la variation de la longueur de mélange en fonction de la complexité du contour du traceur.	76
Figure II-17 : Evolution des vecteurs $APV(\varphi_e)$, $(\partial APV(\varphi_e) \partial \varphi_e)$ et $L_e^2(\varphi_e)$. Les croix rouges représentent les détections de barrières obtenues par DYBAL. Les intervalles grisés désignent les zones de barrières.	78
Figure II-18 : Carte de APV pour le 12 juillet 2000. Les contours de barrières détectés par DYBAL sont représentés en noir.	78
Figure II-19 : Longueur des iso-contours désignés par DYBAL pour le 12 juillet 2000 en fonction de la latitude. La longueur du contour est normalisée par la longueur d'un contour suivant la résolution originelle. Ici, la carte de APV a une résolution de $1 \times 1^\circ$	80
Figure II-20 : Contour de l'iso-APV déterminée à partir du maximum détecté par la longueur de contour pour le 12 juillet 2000.	80
Figure II-21 : Schématisation des coupures de la 2 PVU continue dans l'hémisphère Sud (à gauche) et dans l'hémisphère Nord (à droite). D'après Barlan et al., 2004.	81
Figure II-22 : Les deux grandes familles de méthodes : à gauche, les méthodes factorielles et à droite, les méthodes de classification.	82

LISTE DES FIGURES

Figure II-23 : Décomposition de l'inertie selon la relation de Huygens.	85
Figure II-24 : Qualité globale d'une partition.	86
Figure II-25 : Etapes de l'algorithme de la classification autour de centres mobiles.	88
Figure II-26 : Représentation schématique des quatre étapes de l'algorithme des k-moyennes dans la version directe. Les ronds représentent les centroïdes, les carrés les observations et les trois couleurs les trois classes définies par l'algorithme.	90
Figure II-27 : Principe de réaffectation des centroïdes et son impact sur la classification finale.	91
Figure II-28 : Contours des lignes iso-APV (de -140 APV à 0 APV par intervalle de -20 APV) pour le cas du 12 juillet 2000. Les positions des barrières détectées par les trois méthodes (k-moyennes en vert, gradient de APV en bleu et longueur de mélange en rouge) ont été superposées.	94
Figure II-29 : Evolution temporelle de la localisation de la barrière subtropicale et du vortex polaire du 1 ^{er} janvier 1980 au 31 décembre 2005 sur l'isentrope 600K. Les trois méthodes de détection sont représentées en différentes couleurs suivant la légende.	95
Figure II-30 : Climatologie des positions de barrières sur l'isentrope 600K. Les trois méthodes de détection sont représentées en différentes couleurs suivant la légende.	96
Figure II-31 : Contours des lignes iso-APV climatologiques de 1980 à 2005 (de -140 APVU à 0 APVU par intervalle de -20 APVU) pour le mois d'avril. Les positions climatologiques des barrières détectées par les trois méthodes (k-moyennes en vert, gradient de APV en bleu et longueur de mélange en rouge) ont été superposées.	97
Figure II-32 : Représentation des trois réservoirs stratosphériques sous forme de classes détectées par la méthode des k-moyennes et matérialisés par trois couleurs : bleu pour le TSR, jaune pour la surf zone et orange pour le vortex polaire.....	98
Figure II-33 : Représentation unidimensionnelle d'un vecteur de APV sur l'isentrope 600K pour le 12 juillet 2000 à droite et pour le 13 janvier 2000 à gauche (en valeur absolue).....	99
Figure II-34 : Valeurs des centroïdes calculées par chaque méthode de classification (k-moyennes incrémental, méthode divisive et k-moyennes direct) pour le 12 juillet 2000 à gauche, et pour le 13 janvier 2000 à droite.	100
Figure II-35 : A gauche : Représentation unidimensionnelle des classifications effectuées par la méthode divisive (a), la méthode des k-moyennes direct (b) et la méthode des k-moyennes incrémental (c) pour le 12 juillet 2000. Les valeurs de APV sont représentées en valeur absolue. A droite : Reconstitution des cartes de APV correspondantes aux classifications obtenues.	101
Figure II-36 : A gauche : Représentation unidimensionnelle des classifications effectuées par la méthode divisive (a), la méthode des k-moyennes direct (b) et la méthode des k-moyennes incrémental (c) pour le 13 janvier 2000. Les valeurs de APV sont représentées en valeur absolue. A droite : Reconstitution des cartes de APV correspondantes aux classifications obtenues.	102
Figure II-37 : Evolution temporelle journalière de la position des trois centroïdes déterminée par les différentes méthodes utilisées, pour les trois centroïdes.	103
Figure II-38 : A gauche : Cartes de APV obtenues pour les 22 juin et 22 juillet 1987. Les valeurs de APV sont représentées en valeur absolue. A droite : Reconstitution des cartes de APV correspondantes obtenues par la version incrémentale des k-moyennes.	104
Figure II-39 : A gauche : Cartes de APV obtenues pour les 22 aout et 15 septembre 1987. Les valeurs de APV sont représentées en valeur absolue. A droite : Reconstitution des cartes de APV correspondantes obtenues par la version incrémentale des k-moyennes.	105

LISTE DES FIGURES

- Figure II-40** : Carte composite représentant la comparaison de la position climatologique des barrières dynamiques détectées pour le mois de juillet 2000 (en noir) et d'une carte d'APV reconstituée pour le 12 juillet 2000..... 107
- Figure II-41** : Représentation des structures filamentaires s'étirant du TSR vers la surf zone (en bleu) pour le 11 et le 12 juillet 2000. 109
- Figure II-42** : Représentation du nombre de changement de classe entre le 11 et le 12 juillet 2000. Les valeurs positives (+1) représentent les pixels changeant de la « classe TSR » vers la « classe surf zone ». Les valeurs négatives (-1) représentent les pixels changeant de la « classe surf zone » vers la « classe TSR ». 109
- Figure II-43** : Représentation du nombre de changements de classe réalisé, pour chaque pixel, au cours du mois de juillet 2000..... 110
- Figure II-44** : Représentation du nombre de changements de classe réalisé, pour chaque pixel, au cours du mois de janvier 2000. 110
- Figure II-45** : Répartition zonale (à gauche) et méridienne (à droite) du nombre de changements de classe pour les mois de janvier (en bleu) et de juillet (en rouge) 2000. OI : Océan Indien, PS : Pacifique Sud. 111
- Figure III-1** : Coupe latitude-altitude du flux d'Eliassen-Palm F (vecteurs) et de la force zonale par unité de masse DF en $m.s^{-1}.jour^{-1}$ (contours), pour le 12 juillet 2000. La partie bleue (resp. rouge) représente les valeurs négatives (resp. positives) de DF . L'intervalle est de $2 m.s^{-1}.jour^{-1}$. Les vecteurs F ont été agrandis, afin de pouvoir les visualiser clairement..... 119
- Figure III-2** : Représentation de l'intensité de l'activité ondulatoire par la norme du vecteur F en fonction de la latitude pour le 12 juillet 2000 (courbe bleue) et pour le mois de juillet 2000 complet (courbe rouge). 120
- Figure III-3** : Coupes latitude-altitude du flux d'Eliassen-Palm F (vecteurs) et de la force zonale DF par unité de masse en $m.s^{-1}.jour^{-1}$ (contours colorés) moyennés mensuellement sur 26 ans. La partie bleue (resp. rouge) représente les valeurs négatives (resp. positives) de DF . Les intervalles représentés sont espacés de $2 m.s^{-1}.jour^{-1}$ 122
- Figure III-4** : Evolution temporelle des échéances quotidiennes de F moyennée mensuellement de 1980 à 2005 pour l'hémisphère sud pour l'isobare 30 hPa..... 123
- Figure III-5** : Climatologie mensuelle en fonction de la latitude des échéances quotidiennes de F obtenue de 1980 à 2005 à 30 hPa..... 124
- Figure III-6** : Différents profils mensuels de F en fonction de la latitude (courbes grises) et comparés avec 4 profils climatologiques du mois considéré correspondant aux deux phases de la QBO décomposées en deux phases du cycle solaire. Les années correspondants aux profils contenant les maxima de F ont été spécifiées à l'aide des couleurs utilisées pour les profils climatologiques des différents forçages. L'abréviation Sc11 correspond au cycle solaire de 11 ans pour les phases minimum (min) et maximum (max). 126
- Figure III-7** : Evolution des moyennes mensuelles, calculées à partir des échéances journalières, pour la force zonale par unité de masse en fonction de la latitude de 1980 à 2005 à 30 hPa. Les zones d'accélération (resp. décélération) sont visibles en haut (resp. bas) par des valeurs positives (resp. négatives). 128
- Figure III-8** : Climatologies mensuelles réalisées à partir des échéances journalières calculées pour la force zonale de 1980 à 2005 à 30 hPa. 128
- Figure III-9** : Composites climatologiques réalisés, pour chaque phase de la QBO, à partir des échéances journalières de la force zonale à 30 hPa. 130
- Figure III-10** : Composites climatologiques réalisés, pour les phases de la QBO et pour les phases d'activité solaire, à partir des échéances journalières de la force zonale. Représentation des valeurs négatives de la force zonale à 30 hPa..... 132

LISTE DES FIGURES

- Figure III-11** : Composites climatologiques réalisés, pour les phases de la QBO et pour les phases d'activité solaire, à partir des échéances journalières de la force zonale. Représentation des valeurs positives de la force zonale à 30 hPa. 133
- Figure III-12** : Représentation sous forme de moyennes mensuelles du gradient de vorticité potentielle en fonction de la latitude équivalente et des années d'étude..... 134
- Figure III-13** : Contours représentant les valeurs du gradient de vorticité potentielle (échelle de couleurs, en PVU.(latitude équivalente)⁻¹) en fonction du temps et de la latitude équivalente comprise entre 40°eq-S et 60°eq-S. 135
- Figure III-14** : Climatologie mensuelle sur 25 ans pour des échéances journalières du gradient de vorticité potentielle en fonction de la latitude équivalente comprise entre 40°eq-S et 80°eq-S. 136
- Figure III-15** : En haut : représentation, en bleu, de la série temporelle des anomalies journalières du gradient de vorticité potentielle, à 60°eq-S, moyennées mensuellement de 1980 à 2005. En rouge, le signal filtré à l'aide d'un filtre passe-bande centrée sur 12 mois entre 11 mois et 13 mois. En bas : densité spectrale du signal filtré et notification des différentes périodes caractéristiques. 137
- Figure III-16** : Représentation de la position du maximum d'intensité du gradient de vorticité (en bleu) et du nombre de Wolf (en rouge). Les deux courbes étant normalisées, elles sont centrées sur zéro et varient entre -1 et 1. 138
- Figure III-17** : Contours représentant les valeurs du gradient de vorticité potentielle (échelle de couleurs) en fonction du temps et de la latitude équivalente entre 10eq-S et 40eq-S. 138
- Figure III-18** : Climatologie mensuelle sur 25 ans pour des échéances journalières du gradient de vorticité potentielle en fonction de la latitude équivalente comprise entre 10°eq-S et 40°eq-S. 139
- Figure III-19** : En haut : en bleue, série temporelle des anomalies journalières du gradient de vorticité potentielle, à 20°eq-S, moyennées mensuellement de 1980 à 2005. En noir, le signal filtré à l'aide d'un filtre passe-bande centrée sur 12 mois entre 11 mois et 13 mois. En rouge, le signal filtré à l'aide de deux filtres passe bande larges de 2 mois centrés sur 21 et 28 mois. Au milieu : densité spectrale du signal représenté en noir sur le graphique du haut. En bas : densité spectrale du signal représenté en rouge sur le graphique du haut. Pour chaque analyse spectrale (milieu et bas) les différentes périodes caractéristiques ont été notifiées..... 140
- Figure III-20** : Représentation de la variation des anomalies au gradient de vorticité à 20°eq-S (en bleu) et de la QBO (en rouge). Les deux courbes étant normalisées, elles sont centrées sur zéro et varient entre -1 et 1. 141
- Figure III-21** : Représentation colorée sous forme de moyennes mensuelles de la longueur de mélange en fonction de la latitude équivalente et des années d'étude. 142
- Figure III-22** : Contours représentant les valeurs de la longueur de mélange (échelle de couleurs) en fonction du temps et de la latitude équivalente entre 80eq-S et l'équateur. 142
- Figure III-23** : Climatologie mensuelle sur 25 ans pour des échéances journalières de la longueur de mélange en fonction de la latitude équivalente comprise entre 80°eq-S et 0°eq-S. 143
- Figure III-24** : En haut : représentation, en bleu, de la série temporelle des anomalies journalières de la longueur de mélange, à 40°eq-S, moyennées mensuellement de 1980 à 2005. En rouge, le signal filtré à l'aide d'un filtre passe-bande centrée sur 12 mois entre 11 mois et 13 mois. En bas : densité spectrale du signal filtré et notification des différentes périodes caractéristiques. 144
- Figure III-25** : Séries temporelles des valeurs mensuelles de l'EM (en degré de latitude) calculée pour le TSR de l'hémisphère sud. En rouge, la tendance linéaire et en noir la valeur moyenne..... 147

LISTE DES FIGURES

Figure III-26 : Climatologies mensuelles (en bleue) et écart-type associé (en rouge) de l'EM (en degré de latitude) calculée pour le TSR de l'hémisphère sud.	148
Figure III-27 : Périodogrammes des densités spectrales (DS) calculées à partir des transformées de Fourier des séries temporelles de chaque niveau isentrope (cf. figure III-25).	149
Figure III-28 : Séries temporelles des valeurs mensuelles de l'EM (en degré de latitude) calculée pour la surf zone (SZ) de l'hémisphère sud.	151
Figure III-29 : Climatologies mensuelles (en jaune) et écart-type associé (en rouge) de l'EM (en degré de latitude) calculée pour la surf zone de l'hémisphère sud.	152
Figure III-30 : Périodogrammes représentant les densités spectrales (DS) calculées à partir des transformées de Fourier des séries temporelles de chaque niveau isentrope (figure III-28). .	153
Figure III-31 : Séries temporelles des valeurs mensuelles de l'EM (en degré de latitude) calculée pour le vortex polaire (VX) de l'hémisphère sud.	155
Figure III-32 : Climatologies mensuelles (en marron) et écart-type associé (en rouge) de l'EM (en degré de latitude) calculée pour le vortex polaire de l'hémisphère sud.	156
Figure III-33 : Périodogrammes représentant les densités spectrales (DS) calculées à partir des transformées de Fourier des séries temporelles de chaque niveau isentrope (figure III-31). .	157
Figure IV-1 : A gauche : Carte de APV obtenue pour le 22 juin 1987 à 600K. Les valeurs de APV sont représentées en valeur absolue. A droite : Reconstitution des cartes de APV correspondantes obtenues par la version incrémentale des k-moyennes.	164
Figure IV-2 : En bleu : évolution temporelle du trafic à travers la barrière subtropicale à 600K. En rouge : tendance linéaire dont la pente est indiquée en pourcentage d'hémisphère par décennie. En noir : erreur estimée.	166
Figure IV-3 : En bleu : évolution temporelle du nombre de pixels passant du réservoir tropical à la surf zone (SZi) à travers la barrière subtropicale à 600K. En rouge : tendance linéaire dont la pente est indiquée en nombre de pixels par décennie. En noir : erreur estimée.	167
Figure IV-4 : Evolution mensuelle climatologique du trafic (en noir) et de l'écart-type associé (en pointillé rouge) à travers la barrière subtropicale sur l'isentrope 600 K.	168
Figure IV-5 : Climatologie mensuelle du trafic au-dessus de chaque bassin océanique de l'hémisphère sud.	168
Figure IV-6 : En bleu : évolution temporelle du trafic à travers la barrière subtropicale au-dessus de chaque bassin de l'hémisphère sud à 600 K. En rouge : tendance linéaire dont la pente est indiquée en pourcentage d'hémisphère par décennie. En noir : erreur estimée.	169
Figure IV-7 : Climatologies mensuelles des valeurs du trafic à travers la barrière subtropicale de 1980 à 2005 (en noir), des valeurs du trafic obtenues pour une phase d'est (en bleu) et des valeurs du trafic obtenues pour une phase d'ouest (en rouge).	170
Figure IV-8 : Climatologies mensuelles des valeurs du trafic à travers la barrière subtropicale de 1980 à 2005 (en noir), des valeurs du trafic obtenues pour une phase d'est (en bleu), des valeurs du trafic obtenues pour une phase de maximum d'activité solaire (en magenta) et pour une phase de minimum d'activité solaire (en cyan).	171
Figure IV-9 : Similaire à IV-8 mais pour une phase d'ouest de la QBO.	171
Figure IV-10 : Evolution temporelle du nombre de changements de classe entre le réservoir tropical et les moyennes latitudes en fonction de la latitude.	173
Figure IV-11 : Représentation pour chaque mois des profils mensuels du nombre de changements de classe, entre le réservoir tropical (TSR) et les moyennes latitudes, en fonction de la latitude pour les mois compris entre 1980 et 2005 (en gris). Le profil moyen climatologique a été ajouté en rouge.	174

LISTE DES FIGURES

- Figure IV-12** : Représentation de l'évolution mensuelle climatologique du maximum du nombre de changements de classe, de la position de ce maximum et de la largeur à mi-hauteur de la courbe moyenne mensuelle (en rouge sur la figure IV-11). Les courbes noires représentent les valeurs moyennes calculées et les courbes rouges les écarts type associés. 176
- Figure IV-13** : Composites réalisés pour chaque mois climatologique en séparant les profils du nombre de changements de classe par latitude par phase de la QBO et par phase du cycle solaire comme indiqué par la légende. Les courbes rouges correspondent aux moyennes mensuelles présentées par la figure IV-11. 177
- Figure IV-14** : Représentation de l'évolution mensuelle climatologique du maximum du nombre de changements de classe, de la position de ce maximum et de la largeur à mi-hauteur de la courbe pour chaque phase de la QBO séparée en deux phases du cycle solaire. 179
- Figure IV-15** : Evolution temporelle du nombre de changements de classe entre le réservoir tropical et les moyennes latitudes en fonction de la longitude. 180
- Figure IV-16** : Représentation pour chaque mois des profils mensuels du nombre de changements de classe, entre le réservoir tropical (TSR) et les moyennes latitudes, en fonction de la longitude pour les mois compris entre 1980 et 2005 (en gris). Le profil moyen climatologique a été ajouté en rouge. 182
- Figure IV-17** : Représentation de la valeur moyenne mensuelle climatologique et de l'écart type associé du maximum du nombre de changements de classe (en haut), de la position de ce maximum (au milieu) des courbes représentées en rouge sur la figure IV-16 .et d'une carte de l'hémisphère sud pour localiser la position du maximum (en bas).OI : Océan Indien. 183
- Figure IV-18** : Composites réalisés pour chaque mois climatologique en séparant les profils du nombre de changements de classe par longitude, par phase de la QBO et par phase du cycle solaire comme indiqué par la légende. Les courbes rouges correspondent aux moyennes mensuelles présentées par la figure IV-16. 184
- Figure IV-19** : Représentation de la valeur moyenne mensuelle climatologique et de l'écart type associé du maximum du nombre de changements de classe (en haut), de la position de ce maximum (au milieu) et d'une carte de l'hémisphère sud pour localiser la position du maximum (en bas). Ces composites ont été réalisé pour séparer chaque phase de la QBO par chaque phase du cycle solaire. 186
- Figure IV-20** : Localisation des stations en fonction de leur réseau de diffusion. 187
- Figure IV-21** : Représentation des régimes dynamiques de chaque station en fonction de la valeur de la classe affectée à chaque station sur l'isentrope 600 K. 188
- Figure IV-22** : Moyennes mensuelles climatologiques des valeurs de classes détectées pour chaque station sur l'isentrope 600 K. Les écarts type associés sont représentés de la même couleur que les courbes moyennes mais en trait pointillés. 189
- Figure IV-23** : Courbes climatologiques mensuelles composites représentant chaque phase de la QBO divisée en phase du cycle solaire de 11 ans sur l'isentrope 600 K. 191
- Figure IV-24** : Profils moyens de concentration d'ozone obtenus pour les trois réservoirs stratosphériques et projetés sur les surfaces isentropes. 192
- Figure IV-25** : Climatologies mensuelles de la concentration d'ozone obtenues sur l'isentrope 600 K pour la Réunion (en haut), Irène (au milieu) et Lauder (en bas). 193
- Figure IV-26** : Anomalies d'ozone (en pourcentage) calculées sur l'isentrope 600 K par rapport aux valeurs moyennes calculées pour chaque mois entre 1998 et 2004. 194
- Figure IV-27** : Evolution temporelle des séries contenant les valeurs mensuelles du trafic (en bleu) et des anomalies de concentration d'ozone (en rouge) pour les trois stations sur l'isentrope 600 K. Ces séries ont été normalisées pour une meilleure interprétation des résultats. 196

LISTE DES FIGURES

Figure V-1 : En haut : Carte de APV produite par MIMOSA pour le 20 septembre 2003 sur l'isentrope 550K. En bas : Carte de vapeur d'eau assimilée (ppmv) par le modèle REPROBUS pour la même journée sur l'isentrope 560K. D'après Hoareau (2008)..... 204

Liste des tableaux

LISTE DES TABLEAUX

Tableau II-1 : Caractéristiques des données issues d'un radiosondage.....	59
Tableau II-2 : Synthèse des caractéristiques des modèles du système de prévision européen (ECMWF) et américain (NCEP/NCAR).	67
Tableau II-3 : Résumé des outils diagnostiques et description de l'investigation qu'ils caractérisent.	73
Tableau II-4 : Résumé et détails du calcul du « trafic » pour différentes journées de notre étude à 600 K.	108
Tableau III-5 : Variation de la circulation zonale sous l'influence de la propagation des ondes dans la stratosphère, en fonction des phases de la QBO, pour l'isobare 30 hPa.	129

Evaluation du transport isentropique à travers la barrière dynamique stratosphérique subtropicale de l'hémisphère sud

RESUME

Cette thèse est consacrée à l'évaluation des échanges entre le réservoir tropical et les moyennes latitudes au travers de la barrière dynamique stratosphérique subtropicale de l'hémisphère sud. La stratégie consiste à reconstituer le transport sur des surfaces isentropes avec le modèle d'advection de contours à haute résolution MIMOSA. Ce modèle a été alimenté par les champs de vorticité potentielle calculé sur 26 années cons cutes (1980-2005)   partir des champs de vents et de température du modèle européen ERA-40. L'algorithme DYBAL a calculé l'intensité des barrières dynamiques (barrière subtropicale et vortex polaire) et du mélange. Couplé à l'algorithme des *k-moyennes*, il a permis la détection en coordonnées géographiques de la position des barrières et donc le calcul de l'extension méridienne des réservoirs stratosphériques. Cet algorithme a également été utilisé pour reconstituer les épisodes filamentaires caractéristiques du transport isentrope. Enfin, la perméabilité de la barrière subtropicale a été évaluée par le suivi des échanges et les routes privilégiées de ces échanges ont été mises en évidence. L'implication de ces événements sur le transport de l'ozone a été estimée ainsi que l'influence de l'oscillation quasi-biennale (QBO) et du cycle solaire de 11 ans. Les résultats présentent la variabilité dynamique de la stratosphère sur l'isentrope 600 K et montrent une augmentation de la taille du réservoir tropical et des moyennes latitudes en correspondance avec le rétrécissement du vortex polaire. Une diminution de l'intensité des échanges à travers la barrière dynamique subtropicale depuis les années 1980 est également mise en évidence.

MOTS-CLE

stratosphère ; barrières dynamiques ; transport isentropique ; réservoir tropical ; ondes planétaires ; algorithme des *k-moyennes* ; advection de contours ; QBO ; cycle solaire de 11 ans

An evaluation of isentropic transport across the subtropical stratospheric dynamical barrier of the southern hemisphere

ABSTRACT

This thesis focuses on an evaluation of isentropic transport across the subtropical stratospheric dynamical barrier of the southern hemisphere. Our strategy consists in isentropic transport events reconstitution using MIMOSA high-resolution model to advect potential vorticity (PV) fields. This model was initialized by the European model ERA-40 winds and temperature fields computed over 26 years (1980-2005). DYBAL algorithm has calculated dynamical barrier and mixing intensity. Also the k-means algorithm was applied on PV field to reconstitute *laminae* which is the characteristic form of isentropic transport events. Finally, subtropical barrier permeability was evaluated by following exchanges across this barrier and the distribution of lateral routes determined. Impact of these events on ozone distribution was estimated as the influence of quasi-biennial oscillation and 11-years solar cycle. Results shows on isentrope 600 K an increase of the tropical reservoir and the mid-latitude size with the diminution of the polar vortex. The results indicate also the reduction of exchange intensity across subtropical barrier since the 1980's.

KEYWORDS

stratosphere ; dynamical barrier ; isentropic transport ; tropical reservoir ; planetary-scale waves ; k-means algorithm ; contour advection ; QBO ; 11-years solar cycle