

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

ÉTUDE DES EFFETS DE LA POSITION DE LA FRONTIÈRE  
SUPÉRIEURE SUR DES SIMULATIONS HÉMISPHÉRIQUES  
DU MODÈLE RÉGIONAL CANADIEN DU CLIMAT

MÉMOIRE  
PRÉSENTÉ  
COMME EXIGENCE PARTIELLE  
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE L'ATMOSPHÈRE

PAR  
JEAN-PHILIPPE PAQUIN

DÉCEMBRE 2007

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL  
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

## REMERCIEMENTS

Je désire premièrement remercier mon directeur, Daniel Caya, pour son soutien tout au long de ce projet et pour les discussions franches et directes dont j'avais besoin. Un mot pour remercier René Laprise, mon codirecteur, dont l'aide m'a été très précieuse pour ma compréhension des notions théoriques plus complexes particulièrement concernant la dynamique. Je dois aussi remercier mon codirecteur officieux, Richard Harvey, pour l'aide qu'il m'a apporté tout au long du projet, particulièrement lorsque «rien ne fonctionnait». Je n'aurais pu compléter ce projet sans le concours de ces trois personnes dont je suis redevable pour longtemps. Je dois aussi remercier les membres de l'équipe *Simulations climatiques* d'Ouranos : Anne, David, Michel, Dominique, Hélène, Sébastien et Ramon pour leur accueil et leur soutien. Leur aide m'a permis d'approfondir mes connaissances du modèle et de son fonctionnement au-delà de ce qui était prévu.

Une pensée aussi pour mes confrères et amis étudiants avec qui j'ai eu énormément de plaisir tant à l'université qu'à l'extérieur. Ces deux, presque trois, années furent fort agréables entre autres grâce à l'esprit d'équipe, l'entraide et les nombreuses célébrations. Je suis prêt n'importe quand à travailler avec un groupe comme vous !

Un remerciement à ma famille et mes amis extérieurs à l'UQÀM, qui ont toujours su me supporter sans nécessairement comprendre ce que je tenais, tant bien que mal, de leur expliquer. Des remerciements sincères et profonds à mon père, toujours curieux et prêt à me remonter le moral, à ma maman qui me rappelait que des vacances pouvaient exister quand je devenais vert et mon frère, qui se moquait gentiment de son petit frère le *nerd*.

Finalement, je dois en quelque sorte dédicacer ce mémoire à ma copine, qui a dû et su me supporter, dans tous les sens du terme. Je ne sais pas si j'aurais pu mener ce travail à terme sans ses encouragements, sa compréhension profonde de mon *humeur* et son aide au quotidien. Merci !!!

# TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	v
LISTE DES SYMBOLES.....	ix
LISTE DES ACRONYMES.....	xi
RÉSUMÉ .....	xiii
INTRODUCTION .....	1
CHAPITRE I NOTIONS THÉORIQUES.....	7
1.1    CLIMATOLOGIE DE LA STRATOSPHERE.....	7
1.2    INTRODUCTION À LA DYNAMIQUE STRATOSPHERIQUE .....	10
1.2.1 <i>Circulation zonale moyenne</i> .....	11
1.2.2 <i>Propagation verticale d'ondes atmosphériques</i> .....	15
1.2.3 <i>Oscillation Quasi-biennale</i> .....	20
CHAPITRE II MÉTHODOLOGIE.....	31
2.1    DESCRIPTION DU MRCC.....	31
2.1.1 <i>Description du modèle</i> .....	31
2.1.2 <i>Description des expériences</i> .....	32
2.1.3 <i>Paramétrage du GWD</i> .....	35
2.1.4 <i>Paramétrage du Roof Drag</i> .....	36
2.1.5 <i>Présentation des simulations analysées</i> .....	36
2.2    OUTILS D'ANALYSE .....	38
2.2.1 <i>Statistiques climatologiques</i> .....	38
2.2.2 <i>Statistiques zonales</i> .....	39
2.2.3 <i>Calcul approximatif de la position du toit du modèle</i> .....	41
CHAPITRE III ANALYSE DES RÉSULTATS .....	45
3.1    STATISTIQUES ZONALES .....	45
3.1.1 <i>Réanalyses ERA40</i> .....	46
3.1.2 <i>Simulation BAS</i> .....	53
3.1.3 <i>Simulation HAUT</i> .....	58
3.2    CYCLES ANNUELS .....	73
3.2.1 <i>Hautes latitudes</i> .....	73

3.2.2 <i>Latitudes tropicales</i> .....	77
3.3 CHAMP GÉOGRAPHIQUE DE LA PRESSION AU NIVEAU DE LA MER .....	78
<b>CONCLUSION</b> .....	<b>97</b>
<b>APPENDICE A Équations de la moyenne eulérienne conventionnelle</b> .....	<b>103</b>
<b>BIBLIOGRAPHIE</b> .....	<b>107</b>

## LISTE DES FIGURES

FIGURE 1.1 : SCHÉMATISATION DES SIMULATIONS <i>EN CASCADE</i> . ON UTILISE LES DONNÉES D'UN MODÈLE COUPLÉ DE CIRCULATION GÉNÉRALE (MCCG) OU DE RÉANALYSES AFIN DE FOURNIR LES CONDITIONS AUX FRONTIÈRES LATÉRALES ET INFÉRIEURES (FLÈCHES) AU MRCC-HÉMIS. LES RÉSULTATS DU MRCC-HÉMIS SONT ENSUITE UTILISÉS COMME CONDITIONS AUX FRONTIÈRES LATÉRALES POUR LE MRCC À HAUTE RÉOLUTION. LES CONDITIONS DE SURFACE SONT CELLES DU MCCG/RÉANALYSES AU-DESSUS DES OCÉANS ET LES RÉSULTATS DU MRCC-HÉMIS SUR LA TERRE. ....	6
FIGURE 1.2 : CIRCULATION MÉRIDIENNE DE L'ATMOSPHÈRE MOYENNE. LA LIGNE BLEUE REPRÉSENTE LA POSITION BASSE DU TOIT DU MODÈLE ET LA LIGNE ROUGE LA POSITION DE L'EXPÉRIENCE TOIT HAUT (MODIFIÉE DE WMO, 1985).....	6
FIGURE 1.1 : PROFIL VERTICAL DE LA TEMPÉRATURE ET DÉFINITION DES DIFFÉRENTES COUCHES ATMOSPHÉRIQUES (TIRÉE DE RANDEL, 2003).....	23
FIGURE 1.2 : DISTRIBUTION VERTICALE MOYENNE DU CHAUFFAGE RADIATIF SELON LES PRINCIPAUX CONSTITUANTS CHIMIQUES. LE REFROIDISSEMENT EST DOMINÉ PAR LES ÉMISSIONS DE RAYONNEMENT INFRAROUGE À GAUCHE ET LE RÉCHAUFFEMENT EST DOMINÉ PAR L'ABSORPTION DE RAYONNEMENT SOLAIRE INCIDENT À DROITE. (LONDON, J., 1980).....	23
FIGURE 1.3 : TEMPÉRATURE D'ÉQUILIBRE RADIATIF DE L'ATMOSPHÈRE MOYENNE CALCULÉE POUR LE MOIS DE JANVIER (TIRÉE DE HOLTON 2004, BASÉE SUR SHINE 1987) .....	24
FIGURE 1.5 : MOYENNES ZONALES CLIMATOLOGIQUES DE LA TEMPÉRATURE EN K (HAUT) ET DU VENT ZONAL EN $ms^{-1}$ (BAS) POUR JUILLET(TIRÉE DE HOLTON, 2004 ET BASÉE SUR FLEMMINGS ET AL., 1990) .....	25
FIGURE 1.4 : MOYENNES ZONALES CLIMATOLOGIQUES DE LA TEMPÉRATURE EN K (HAUT) ET DU VENT ZONAL EN $ms^{-1}$ (BAS) POUR JANVIER (TIRÉE DE HOLTON, 2004 ET BASÉE SUR FLEMMINGS <i>ET AL.</i> , 1990) .....	25
FIGURE 1.6 : SCHÉMATISATION DU TRANSPORT ZONAL MOYEN. LA ZONE GRISE REPRÉSENTE LA ZONE DE FORÇAGE $\bar{G}$ ALORS QUE LES LIGNES PLEINES REPRÉSENTENT LA CIRCULATION MÉRIDIENNE RÉSIDUELLE ( $\bar{v}$ , $\bar{w}$ ) (TIRÉE DE HOLTON, 2004) .....	26
FIGURE 1.7 : TEMPÉRATURES MENSUELLES MOYENNES À 30HPA ENTRE 20 ET 90°N. LES ISOTHERMES SONT À TOUS LES 5°C. (TIRÉE DE LABITZKE ET VAN LOON, 1999).....	27
FIGURE 1.8 : SÉRIE TEMPORELLE DES TEMPÉRATURES MOYENNES DE JANVIER-FÉVRIER À 30 hPa AU-DESSUS DU PÔLE NORD. (TIRÉE DE LABITZKE ET VAN LOON, 1999) .....	28
FIGURE 1.9 : ÉVOLUTION DU PROFIL DE TEMPÉRATURE LORS DU SSW DE L'HIVER 1991 AU-DESSUS DE L'ÎLE DE HEISS (81°N,58°E). LE PROFIL INITIAL DU 18 JANVIER EN BLEU, EN ROUGE PENDANT LE SSW LE 25 JANVIER ET EN VERT LE 27 JANVIER. (TIRÉE DE NAUJOKAT <i>ET AL.</i> , 1991) .....	28
FIGURE 1.10 SCHÉMATISATION DE LA PROPAGATION VERTICALE ESTIVALE D'ONDES DE GRAVITÉ TOPOGRAPHIQUE (VITESSE DE PHASE, $c=0$ ) ET CONVECTIVES ( $c<0$ , $c>0$ ) SELON LE PROFIL VERTICAL DU VENT. $c$ EST LA VITESSE DE PHASE DES ONDES. LES ONDES $c=0$ ET $c<0$ RENCONTRENT UN NIVEAU CRITIQUE ET LEUR PROPAGATION S'ARRÊTE ALORS QUE L'ONDE AYANT UNE GRANDE VITESSE DE PHASE POSITIVE PEUT SE PROPAGER EN ALTITUDE ET POSSIBLEMENT DEVENIR INSTABLE PAR L'EFFET DE DENSITÉ. (TIRÉE DE FRITTS, 2003) .....	29
FIGURE 1.11 : SÉRIE TEMPORELLE DES PROFILS VERTICAUX MENSUELS, OBTENUS PAR SONDAGES, DU VENT ZONAL ENTRE 70 ET 10 hPa. MOYENNES DE TROIS STATIONS SITUÉES PRÈS DE L'ÉQUATEUR : ÎLE CANTON (3°S,172°W) DE JANVIER 1953 À AOÛT 1967, GAN (1°S,73°E) ENTRE SEPTEMBRE 1976 ET DÉCEMBRE 1975 ET SINGAPOUR (1°N,1014°E) DEPUIS JANVIER 1976. LES VENTS D'OUEST SONT POSITIFS ET LES VENTS D'EST NÉGATIFS ET OMBRAGÉS. (TIRÉE DE LABITZKE ET VAN LOON, 1999) .....	30

FIGURE 2.1 : CHAMP DE TOPOGRAPHIE (EN M) DU DOMAINE HÉMISPHERIQUE DU MRCC À 180 KM DE RÉSOLUTION SUR GRILLE STÉRÉOGRAPHIQUE POLAIRE. LIGNE BLANCHE : LIMITE DE LA ZONE ÉPONGE DE DAVIES.....	42
FIGURE 2.2 : DISPOSITION DES NIVEAUX VERTICAUX DU MRCC. EN NOIR : NIVEAUX DE LA CONFIGURATION BASSE. EN ROUGE : CINQ (5) NIVEAUX AJOUTÉS POUR ATTEINDRE 45KM D'ALTITUDE.....	43
FIGURE 2.3 : MOYENNE ZONALE DE LA FORCE PAR UNITÉ DE MASSE PRODUITE PAR LE PARAMÉTRAGE DU DÉFERLEMENT DES ONDES DE GRAVITÉ OROGRAPHIQUES EN JANVIER PAR LE MCAM. LES CONTOURS SONT AU $2,5 \text{ ms}^{-1}\text{JOUR}^{-1}$ (TIRÉE DE MCFARLANE 2000).....	43
FIGURE 2.4 : MOYENNES ZONALES DU CHAMP DE GÉOPOTENTIEL DE LA SIMULATION BASSE BAS POUR JANVIER, AVRIL, JUILLET ET OCTOBRE. LES VALEURS DE GÉOPOTENTIEL SUPÉRIEUR À 2290 DAM SONT OMBRAGÉES EN ROUGE ET REPRÉSENTENT LA POSITION APPROXIMATIVE DE LA HAUTEUR DU TOIT (22904 M).....	44
FIGURE 2.5 : MOYENNES ZONALES DU CHAMP DE GÉOPOTENTIEL DE LA SIMULATION HAUTE HAUT POUR JANVIER, AVRIL, JUILLET ET OCTOBRE. LES VALEURS DE GÉOPOTENTIEL SUPÉRIEUR À 4430 DAM SONT OMBRAGÉES EN ROUGE ET REPRÉSENTENT LA POSITION APPROXIMATIVE DE LA HAUTEUR DU TOIT (44300 M).....	44
FIGURE 3.1 : MOYENNES ZONALES DE LA TEMPÉRATURE POUR LES RÉANALYSES ERA40 POUR JANVIER (HAUT À GAUCHE), AVRIL (HAUT À DROITE), JUILLET (BAS À GAUCHE) ET OCTOBRE (BAS À DROITE). LES ISOTHERMES SONT À TOUS LES $5^{\circ}\text{C}$ , LES TEMPÉRATURES AU-DESSUS DE $0^{\circ}\text{C}$ EN TRAIT PLEIN ET SOUS $0^{\circ}\text{C}$ EN POINTILLÉ.....	82
FIGURE 3.2 : MOYENNES ZONALES DES ÉCARTS-TYPE INTERANNUELS DE LA TEMPÉRATURE D'ERA40. LES CONTOURS SONT À TOUS LES DEGRÉS, LE VERT PÂLE MONTRE LES ZONES D'ÉCART-TYPE SITUÉS ENTRE 4 ET $8^{\circ}\text{C}$ ET LE VERT FONCÉ LES ÉCART-TYPES SUPÉRIEURS À $8^{\circ}\text{C}$ .....	82
FIGURE 3.3 : MOYENNES ZONALES DU VENT ZONAL MOYEN. LES CONTOURS SONT À TOUS LES $2 \text{ ms}^{-1}$ , LES VENTS D'OUEST POSITIFS EN TRAIT PLEIN ET D'EST NÉGATIF EN POINTILLÉ.....	83
FIGURE 3.4 : MOYENNES ZONALES DES ÉCART-TYPES INTERANNUELS MOYEN DU VENT ZONAL MOYEN D'ERA40. LES CONTOURS SONT AU $2 \text{ ms}^{-1}$ , LES TROIS NUANCES DE BLEU INDIQUENT RESPECTIVEMENT LES VALEURS SUPÉRIEURES À 10, 15 ET $20 \text{ ms}^{-1}$ .....	83
FIGURE 3.5 : MOYENNE ZONALE DU BIAIS MOYEN DE TEMPÉRATURE POUR LES MOIS DE JANVIER ENTRE 1992 ET 1997 ENTRE LES RÉANALYSES ERA40 ET LES ANALYSES STRATOSPHERIQUES DU CENTRE MÉTÉOROLOGIQUE DU ROYAUME-UNI. LES CONTOURS SONT À TOUS LES DEGRÉS, LES BIAIS CHAUDS EN TRAIT PLEIN ET LES FROIDS EN POINTILLÉ (TIRÉ DE LA FIGURE 1 DE SPARC 2002).....	84
FIGURE 3.6 : MOYENNES ZONALES DE LA TEMPÉRATURE POUR LA SIMULATION BAS. LES ISOTHERMES SONT À TOUS LES $5^{\circ}\text{C}$ , LES TEMPÉRATURES AU-DESSUS DE $0^{\circ}\text{C}$ EN TRAIT PLEIN ET SOUS $0^{\circ}\text{C}$ EN POINTILLÉ.....	84
FIGURE 3.7 : MOYENNES ZONALES DES ÉCARTS-TYPE INTERANNUELS DE LA TEMPÉRATURE DE LA SIMULATION BAS. LES CONTOURS SONT À TOUS LES DEGRÉS, LE VERT PÂLE MONTRE LES ZONES D'ÉCART-TYPE SITUÉS ENTRE 4 ET $8^{\circ}\text{C}$ ET LE VERT FONCÉ LES ÉCART-TYPES SUPÉRIEURS À $8^{\circ}\text{C}$ ..	85
FIGURE 3.8 : MOYENNES ZONALES DES BIAIS DE TEMPÉRATURE ENTRE BAS ET ERA40. LES COURBES SONT À TOUS LES $2,5^{\circ}\text{C}$ . LES NUANCES DE BLEU REPRÉSENTENT LES BIAIS DE $-5^{\circ}\text{C}$ , $-10^{\circ}\text{C}$ ET $-15^{\circ}\text{C}$ ET LES NUANCES DE ROUGE LES BIAIS DE $+5^{\circ}\text{C}$ ET $+10^{\circ}\text{C}$ .....	85
FIGURE 3.9 : MOYENNES ZONALES DU VENT ZONAL MOYEN DE LA SIMULATION BAS. LES CONTOURS SONT AU $2 \text{ ms}^{-1}$ , VENTS D'OUEST POSITIFS EN LIGNE PLEINE ET LES VENTS D'EST NÉGATIFS EN POINTILLÉ.....	86
FIGURE 3.10 : MOYENNES ZONALES DES ÉCART-TYPES INTERANNUELS MOYENS DU VENT ZONAL MOYEN DE LA SIMULATION BAS. LES CONTOURS SONT AU $2 \text{ ms}^{-1}$ , LES TROIS NUANCES DE BLEU INDIQUENT RESPECTIVEMENT LES VALEURS SUPÉRIEURES À 10, 15 ET $20 \text{ ms}^{-1}$ .....	86



FIGURE 3.11 : MOYENNES ZONALES DE LA TEMPÉRATURE POUR LA SIMULATION HAUT. LES ISOTHERMES SONT À TOUS LES 5°C, LES TEMPÉRATURES AU-DESSUS DE 0°C EN TRAIT PLEIN ET SOUS 0°C EN POINTILLÉS.....	87
FIGURE 3.12 : MOYENNES ZONALES DES ÉCART-TYPE INTERANNUELS DE LA TEMPÉRATURE DE LA SIMULATION HAUT. LES CONTOURS SONT À TOUS LES DEGRÉS, LE VERT PÂLE MONTRE LES ZONES D'ÉCART-TYPE SITUÉS ENTRE 4 ET 8°C ET LE VERT FONCÉ LES ÉCART-TYPES SUPÉRIEURS À 8°C.....	87
FIGURE 3.13 MOYENNES ZONALES DES BIAIS DE TEMPÉRATURE ENTRE HAUT ET ERA40. LES COURBES SONT À TOUS LES 2,5°C. LES NUANCES DE BLEU REPRÉSENTENT LES BIAIS DE -5°C, -10°C ET -15°C ET LES NUANCES DE ROUGE LES BIAIS DE +5°C ET +10°C.....	88
FIGURE 3.14 : MOYENNES ZONALES DU VENT ZONAL MOYEN DE LA SIMULATION HAUT. LES CONTOURS SONT AU 2MS <sup>-1</sup> , VENTS D'OUEST POSITIFS EN LIGNES PLEINES ET LES VENTS D'EST NÉGATIFS EN POINTILLÉS.....	89
FIGURE 3.15 : MOYENNES ZONALES DES ÉCART-TYPES INTERANNUELS MOYEN DU VENT ZONAL MOYEN DE LA SIMULATION HAUT. LES CONTOURS SONT AU 2 MS <sup>-1</sup> , LES TROIS NUANCES DE BLEU INDIQUENT RESPECTIVEMENT LES VALEURS SUPÉRIEURES À 10, 15 ET 20 MS <sup>-1</sup> .....	89
FIGURE 3.16 : MOYENNE ZONALE DES DIFFÉRENCES ENTRE LA SIMULATION AVEC ET SANS L'INTRODUCTION DE LA ZONE DE FORÇAGE SUPPLÉMENTAIRE GWD (TIRÉE DE SHEPHERD <i>ET AL.</i> , 1996).....	90
FIGURE 3.17 : MOYENNE ZONALE DES DIFFÉRENCES ENTRE LA SIMULATION AVEC ET SANS L'INTRODUCTION DU GWD (TIRÉE DE MCFARLANE, 1987).....	90
FIGURE 3.18 : MOYENNES ZONALES DES TENDANCES CONJOINTES DU GWD ET DU <i>ROOF DRAG</i> SUR LES VENTS ZONAUX EN JANVIER DE 1991 À 1995. DROITE : SIMULATION BAS, GAUCHE : SIMULATION HAUT. LES CONTOURS SONT À TOUS LES 0,5 MS <sup>-1</sup> JOUR <sup>-1</sup> .....	90
FIGURE 3.19 : SÉRIES TEMPORELLES À 30 hPa DES MOYENNES MENSUELLES (HAUT) ET CYCLE ANNUEL MOYEN (BAS) SUR LE DISQUE COUVRANT LES LATITUDES DE 60 À 90°N ENTRE JANVIER 1991 ET DÉCEMBRE 1995. VARIABLES PRÉSENTÉES : VENT ZONAL (GAUCHE) ET TEMPÉRATURE (DROITE). LES RÉANALYSES ERA40 EN TIRÉTÉS NOIR, LES SIMULATIONS BASSES EN NOIR (BAS) ET ROUGE (BAS2), LES SIMULATIONS HAUTES EN BLEU (HAUT) ET VERT (HAUT2). SUR LE PANNEAU DU BAS, LES VALEURS DES ÉCART-TYPES INTERANNUELS D'ERA40 SONT PRÉSENTÉS EN LIGNE (TIRET-POINT-POINT-POINT) ALORS QUE LES SIMULATIONS SONT PRÉSENTÉES EN LIGNE POINTILLÉES AYANT LES COULEURS APPROPRIÉES.....	91
FIGURE 3.20 : SÉRIES TEMPORELLES À 100hPa DES MOYENNES MENSUELLES (HAUT) ET CYCLE ANNUEL MOYEN (BAS) SUR LE DISQUE COUVRANT LES LATITUDES DE 60 À 90°N ENTRE JANVIER 1991 ET DÉCEMBRE 1995. COURBES IDENTIQUES À LA FIGURE 3.20.....	91
FIGURE 3.21 : SÉRIES TEMPORELLES DES MOYENNES MENSUELLES SUR LE DISQUE COUVRANT LES LATITUDES DE 0 À 20°N ENTRE JANVIER 1991 ET DÉCEMBRE 1995. VARIABLES PRÉSENTÉES : VENT ZONAL (GAUCHE) ET TEMPÉRATURE (DROITE) POUR LES NIVEAUX 30hPa (HAUT) ET 100 hPa (BAS). LES RÉANALYSES ERA40 EN TIRÉTÉS NOIR, LES SIMULATIONS BASSES EN NOIR (BAS) ET ROUGE (BAS2), LES SIMULATIONS HAUTES EN BLEU (HAUT) ET VERT (HAUT2).....	92
FIGURE 3.22 : STATISTIQUES DES CHAMPS DE PRESSION AU NIVEAU MOYEN DE LA MER POUR ERA40 DE 1991 À 1995. DE GAUCHE À DROITE, JANVIER, AVRIL, JUILLET ET OCTOBRE. MOYENNES MENSUELLES (HAUT), ÉCART-TYPES INTERANNUELS (MILIEU) ET ÉCART-TYPES INTRA MENSUELS (BAS). LES ÉCHELLES SONT PRÉSENTÉES À DROITE ET SONT IDENTIQUES POUR CHACUN DES PANNEAUX DE LA LIGNE.....	93
FIGURE 3.23 : STATISTIQUES DES CHAMPS DE PRESSION AU NIVEAU MOYEN DE LA MER POUR BAS DE 1991 À 1995. DE GAUCHE À DROITE, JANVIER, AVRIL, JUILLET ET OCTOBRE. MOYENNES MENSUELLES (HAUT), ÉCART-TYPES INTERANNUELS (MILIEU) ET ÉCART-TYPES INTRA MENSUELS (BAS). LES ÉCHELLES SONT PRÉSENTÉES À DROITE ET SONT IDENTIQUES POUR CHACUN DES PANNEAUX DE LA LIGNE.....	94

FIGURE 3.24 : STATISTIQUES DES CHAMPS DE PRESSION AU NIVEAU MOYEN DE LA MER POUR HAUT DE 1991 À 1995. DE GAUCHE À DROITE, JANVIER, AVRIL, JUILLET ET OCTOBRE. MOYENNES MENSUELLES (HAUT), ÉCART-TYPES INTERANNUELS (MILIEU) ET ÉCART-TYPES INTRA MENSUELS (BAS). LES ÉCHELLES SONT PRÉSENTÉES À DROITE ET SONT IDENTIQUES POUR CHACUN DES PANNEAUX DE LA LIGNE. .... 95

## LISTE DES SYMBOLES

$c$	Vitesse de propagation
$c_p$	Chaleur spécifique de l'air sec
$f (f_0)$	Paramètre de Coriolis $f = 2 \Omega \sin \varphi$ (à latitude définie)
$\bar{F}$	Flux d'Eliassen-Palm
$\bar{G}$	Forçage zonal total $\bar{G} = \bar{\nabla} \cdot \bar{F} + \bar{X}$
$H$	Hauteur d'échelle ( <i>scale height</i> )
$\bar{J}$	Chauffage diabatique
$k, l$	Nombres d'ondes, zonal, méridien
$N^2$	Stabilité statique
$P, p$	Pression
$R$	Constante de l'air sec
$T, T_0, T_{\text{rad}}$	Température, de l'état de base, d'équilibre radiatif
$u, v$	Vent géostrophique zonal, méridien
$\overline{u'v'}$	Flux de momentum
$\overline{u'T'}$	Flux de chaleur
$\bar{V}$	Vecteur vent géostrophique
$U, V$	Vent sur la grille du modèle
$(\bar{v}, \bar{w})$	Circulation méridienne
$(\bar{v}^*, \bar{w}^*)$	Circulation méridienne résiduelle
$\bar{X}$	Sommation des forçages zonaux
$\alpha_r$	Taux de refroidissement newtonien
$\beta$	$\beta = \partial f / \partial y$
$\varphi$	Latitude
$\rho (\rho_0)$	Densité (densité de l'état de base)
$\Omega$	Taux de rotation de la Terre
$\Phi$	Géopotentiel

## LISTE DES ACRONYMES

AMIP II	Atmospheric Model Intercomparaison Project II
CMS	Circulation méridienne stratosphérique
ECMWF	European Center for Medium Range Weather Forecasts
ERA40	40 year European Reanalysis project
GFDL	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
GWD	Gravity wave drag
M(C)AM	Modèle (canadien) de l'atmosphère moyenne
MC2	Mesoscale Compressible Community Model
MCCG1,2,3	Modèle couplé de circulation générale de première, deuxième, troisième génération
MCG(A)	Modèle de circulation générale (atmosphérique)
MRC	Modèle régional de climat
MRCC (MRCC3)	Modèle régional canadien du climat (de 3 <sup>e</sup> génération)
MRCC-hémis	Configuration hémisphérique du MRCC
NCEP	National Center for Environmental Prediction
PRUDENCE	Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European Climate change risks and Effects
QBO	Quasi-biennial oscillation (oscillation quasi-biennale)
SAO	Semi annual oscillation (oscillation semi-annuelle)
SPARC	Stratospheric processes and their role in climate
SSW	Stratospheric sudden warming (réchauffements stratosphériques soudains)
UKMO	United Kingdom Meteorological Office (Bureau météorologique du Royaume-Uni)
WMO	World Meteorological Organization (Organisation météorologique mondiale)

## RÉSUMÉ

Le présent projet évalue la sensibilité du Modèle régional canadien du climat (MRCC) à la position de sa frontière supérieure. Les premières simulations en configuration hémisphérique ont montré que le MRCC simule mal la structure thermique de la haute troposphère et de la basse stratosphère, surtout en hiver au-dessus du pôle Nord. Ce projet teste l'hypothèse que la position de la frontière supérieure à 29 km gêne la simulation de la circulation méridienne stratosphérique (CMS). La CMS est responsable d'une subsidence au-dessus de la région polaire hivernale, réchauffant par compression adiabatique l'ensemble de la stratosphère et la haute troposphère. Afin de vérifier cette hypothèse, les résultats de deux groupes de simulations sont comparés, le premier ayant sa frontière supérieure à 29km et le second à 45km.

Les résultats montrent que le déplacement de la frontière supérieure de 29 à 45km permet de réduire localement certains biais pour la basse stratosphère, mais la structure thermique verticale comporte de nouveaux biais. Cette étude a permis d'identifier certains facteurs susceptibles d'influencer les résultats du modèle. Premièrement, les réanalyses ERA40 utilisées pour évaluer les résultats sont biaisées de plusieurs degrés dans la haute stratosphère. Deuxièmement, les paramétrages du déferlement des ondes de gravité et du *roof drag* qui ont été introduits directement à partir du Modèle canadien de circulation général semblent être inadéquats pour la configuration hémisphérique MRCC. Troisièmement, les concentrations d'ozone stratosphérique dans le MRCC sont vraisemblablement surestimées. Le MRCC ne comporte pas de module de chimie interactif, mais la radiation réagit aux concentrations des espèces chimiques prescrites. Finalement, le choix des années de simulations, de 1991 à 1995, complique d'avantage l'analyse des résultats puisque l'éruption du Pinatubo en 1991 modifie le climat observé des années subséquentes, modifications dont le MRCC ne peut tenir compte. Toutes ces hypothèses sont avancées suite à l'étude faite au cours de ce mémoire, mais leur vérification nécessitera le développement de nouveaux outils.

Mots clés : Modélisation climatique, simulations hémisphériques, sensibilité à la frontière supérieure

## INTRODUCTION

La question actuelle des changements climatiques favorise l'émergence de nombreux modèles numériques du climat dont l'utilisation provoque la multiplication d'études d'impacts et d'adaptation. La grande puissance de calcul nécessaire à l'utilisation de tels outils force la communauté scientifique à faire de nombreux compromis sur certains aspects des modèles. Parmi ceux-ci, la résolution spatiale et l'incorporation sous forme paramétrique de certains phénomènes physiques, tel la microphysique des nuages, dont la simulation explicite est très complexe.

Il existe deux principaux types de modèles climatiques, soit les modèles de circulation générale (MCG) et les modèles régionaux du climat (MRC). Les MCG simulent l'évolution des composantes du système climatique sur la totalité de la Terre. La majorité de ces modèles sont maintenant couplés avec des modèles océaniques, on les appelle alors des modèles couplés de circulation générale (MCCG, Flato *et al.*, 2000). La couverture de la totalité de la planète n'est actuellement possible qu'en maintenant une résolution horizontale relativement faible, se situant actuellement autour de 300 km. Il est impossible pour ces modèles de prendre en compte les phénomènes dont la dimension est inférieure à leur résolution horizontale ce qui pose problème pour les études d'impacts et d'adaptation puisque celles-ci nécessitent la prise en compte de phénomènes locaux dont l'étendue spatiale est de l'ordre de la dizaine de kilomètres. Une façon de pallier cette faible résolution est l'utilisation de MRC afin de permettre une mise à l'échelle dynamique (*dynamical downscaling*) des résultats des MCCG vers l'échelle régionale. Depuis les travaux originaux de Dickinson *et al.* (1989) et de Giorgi (1990), plusieurs MRC ont été développés à travers le monde dont ceux de Juang et Kanamitsu (1994), Jones *et al.* (1995), Dethloff *et al.* (1996), Jacob et Podzun (1997), Walsh et McGregor (1995), Caya et Laprise (1999) pour n'en citer que quelques uns. Les domaines des MRC, ne

couvrant qu'une partie limitée de la surface terrestre permettent d'affiner la résolution afin de prendre en compte les particularités locales du territoire couvert, telle une meilleure résolution de la topographie ou l'incorporation de lacs. Le modèle régional canadien du climat (MRCC; Caya et Laprise 1999) est utilisé en exploitation avec une résolution horizontale opérationnelle de 45 km. Puisque le domaine d'un MRC est limité, il est nécessaire de fournir au MRC des informations aux frontières latérales de son domaine. Ces informations proviennent habituellement d'un MCG ou de réanalyses<sup>1</sup>. Ce transfert d'information est appelé pilotage; on dit alors que le MRC est piloté par le MCG (MCCG) ou par les réanalyses.

Le pilotage aux frontières latérales tel qu'effectué lors de l'utilisation du MRCC provoque un saut de résolution horizontal important entre les données du pilote (MCG ou réanalyses) à 300 km et celle du modèle régional à 45 km. Il est difficile d'évaluer avec certitude l'impact de cette différence de résolution. Plusieurs études réalisées ces dernières années ont permis de soulever la complexité de ce type de problématique dont celles de Denis *et al.* (2002 et 2003). Le projet européen PRUDENCE (*Prediction of Regional Scenarios and Uncertainties for Defining European Climate Change Risks and Effects*; <http://www.cru.uea.ac.uk/projects/mps/html/prudence.html>) a adopté l'approche dite *en cascade* en utilisant un MCGA (uniquement atmosphérique) à résolution intermédiaire (~150 km) piloté par le MCCG à faible résolution et utilisé comme pilote pour les MRC à haute résolution. Cette cascade MCCG-MCGA-MRC permet de diminuer le saut en résolution entre le modèle pilote et le modèle piloté.

Pour le présent projet, nous analysons la performance du MRCC en tant que modèle atmosphérique de résolution intermédiaire par des simulations du MRCC effectuées sur un domaine couvrant l'ensemble de l'hémisphère nord à 180km de

---

<sup>1</sup> Les réanalyses (Kalnay *et al.*, 1996 ; Uppala *et al.*, 2005) forment une base de données physiquement cohérente puisque calculée à l'aide d'un modèle atmosphérique de prévision dont les champs sont influencés par l'assimilation de données provenant d'observations.

résolution horizontale (nommé MRCC-hémis). Cette résolution intermédiaire est quatre fois plus grossière que la résolution usuelle du MRCC, mais presque deux fois plus fine que celle d'un MCCG typique. L'analyse de la circulation générale simulée par le MRCC dans cette configuration hémisphérique permet d'évaluer le potentiel d'utilisation du MRCC-hémis comme modèle «intermédiaire». La figure I.1 schématise la procédure de simulations *en cascade* envisagée. De plus, on suppose que les contraintes imposées par le pilotage aux frontières latérales du domaine hémisphérique seront faibles puisque la circulation atmosphérique est en majeure partie parallèle aux frontières. Cette hypothèse est supportée par les conclusions de l'étude de Rinke et Dethloff (2000) qui ont utilisé un MRC sur un domaine centré au-dessus de l'Arctique. Cette étude a montré que les contraintes imposées par la circulation circumpolaire aux frontières latérales étaient plus faibles que pour un domaine de taille similaire aux latitudes moyennes où l'écoulement moyen traverse le domaine.

Certaines simulations ayant déjà été effectuées préalablement avec le MRCC-hémis ont permis de détecter un problème dans les résultats simulés. En effet, les simulations d'une durée de trois années ont montré des biais froids importants en hiver de l'ordre de  $-30^{\circ}\text{C}$  à  $-40^{\circ}\text{C}$  au-dessus de l'Arctique dans la haute troposphère et la basse stratosphère (surtout au-dessus de 50 hPa). Ce problème du « pôle froid » fut déjà observé dans certains MCCG et dans les modèles qui résolvent l'ensemble de l'atmosphère moyenne, soit la stratosphère et la mésosphère (Beagley *et al.*, 1997; Chaffey et Fyfe, 2001; Hamilton, 1995). Par contre, l'augmentation de l'altitude de la frontière supérieure du modèle couplé canadien de circulation générale de troisième génération (MCCG3; [www.cccma.ec.bc.gc.ca/models/cgcm3.shtml](http://www.cccma.ec.bc.gc.ca/models/cgcm3.shtml)) de 10 à 1 hPa a permis de réduire leurs biais froids en hiver au-dessus des régions polaires.

Des hypothèses ont été formulées pour tenter d'expliquer ces biais produits par le MRCC et le présent projet vise à étudier l'une d'elles. Il existe dans



l'atmosphère moyenne une circulation méridienne lente, la circulation méridienne stratosphérique (CMS), similaire à la cellule de Hadley, permettant un transport de masse des tropiques vers les pôles (figure I.2). L'effet net de cette circulation au-dessus du pôle d'hiver est de générer une vaste zone de subsidence sur l'ensemble de l'épaisseur de la stratosphère, provoquant un réchauffement de l'air par compression adiabatique. La ligne bleue sur la figure I.2 représente la position approximative de la frontière supérieure du MRCC lorsque utilisé selon la configuration usuelle. Cette frontière rigide est formulée de sorte qu'aucun échange n'est permis avec le reste de l'atmosphère située au-dessus. Autrement dit, pour le MRCC, rien n'existe au-dessus de sa frontière, ce qui se traduit entre autres par une condition à la frontière supérieure où le mouvement vertical est posé nul ( $w=0$ ). Le positionnement du toit du modèle dans la zone inférieure de la CMS pourrait interférer considérablement avec celle-ci et limiterait la reproduction des mouvements verticaux au-dessus des pôles. Nous testerons dans ce projet l'hypothèse que le repositionnement du toit de modèle à une altitude plus élevée (ligne rouge sur la figure I.2) permettra d'améliorer la fidélité de la circulation stratosphérique, diminuant ainsi le biais froid du modèle.

Afin de tester cette hypothèse, deux séries d'expériences sont effectuées. La première simule le climat avec la frontière située à sa position habituelle, soit à 29km d'altitude (toit bas) alors que le domaine vertical de la seconde série s'étire jusqu'à la position approximative de la stratopause, soit environ 45 km (toit haut), limite imposée par la disponibilité des données de pilotage. Chacune des séries est pilotée aux frontières par les réanalyses ERA40 du centre européen ECMWF. Par la suite, les climats générés par le MRCC sont non seulement comparés d'une série d'expérience à l'autre mais une comparaison directe avec les réanalyses est nécessaire afin d'évaluer les performances générales des deux versions du modèle.

Ce mémoire se divise en trois chapitres. Le premier présente les caractéristiques climatiques générales de la stratosphère, les bases théoriques

nécessaires à la bonne compréhension des phénomènes s'y déroulant ainsi qu'une brève revue de la littérature. Le second présente le MRCC, les différentes configurations expérimentales, certains paramétrages clés de cette étude ainsi qu'une description de la méthodologie d'analyse. Le troisième chapitre se concentre sur l'évaluation des performances du MRCC et la comparaison avec les réanalyses. Finalement, une conclusion résume les points principaux et présente des suggestions pour des modifications au protocole expérimental ainsi que des avenues de recherches futures.

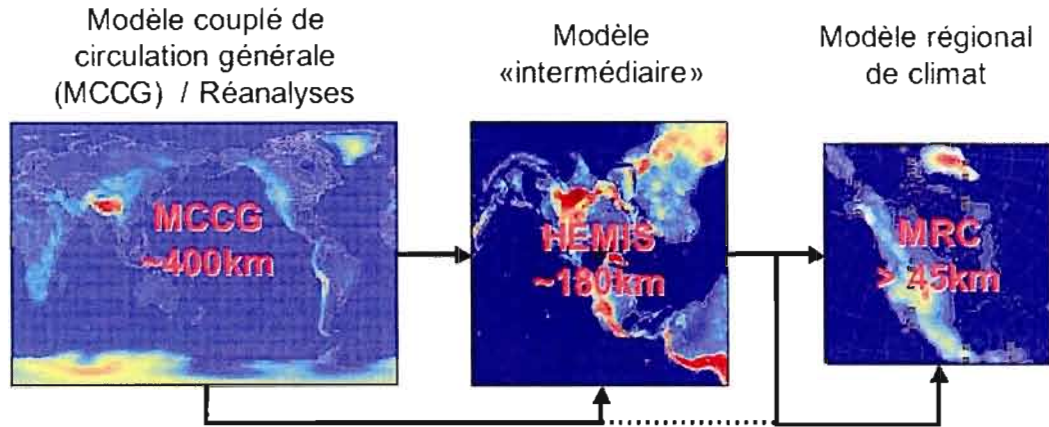


Figure I.1 : Schématisation des simulations *en cascade*. On utilise les données d'un modèle couplé de circulation générale (MCCG) ou de réanalyses afin de fournir les conditions aux frontières latérales et inférieures (flèches) au MRCC-hémis. Les résultats du MRCC-hémis sont ensuite utilisés comme conditions aux frontières latérales pour le MRCC à haute résolution. Les conditions de surface sont celles du MCCG/réanalyses au-dessus des océans et les résultats du MRCC-hémis sur la terre.

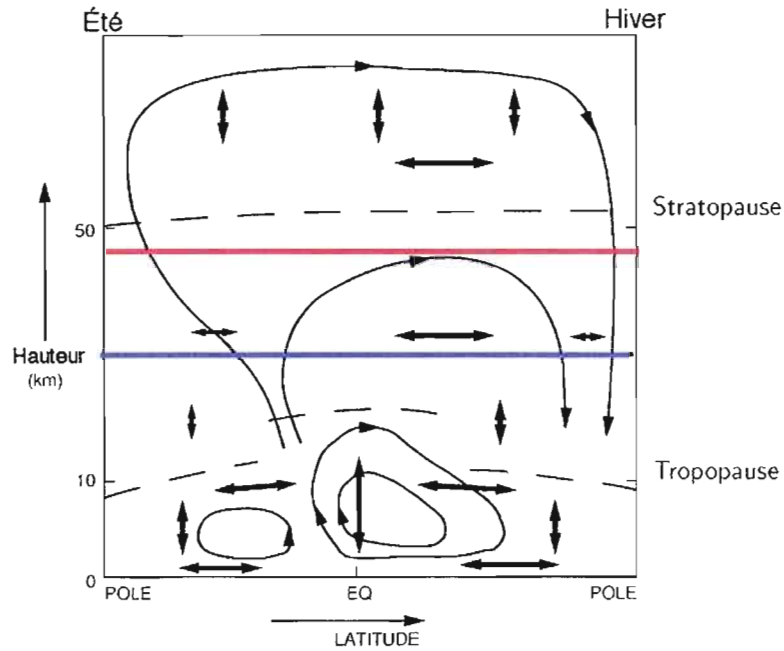


Figure I.2 : Circulation méridienne de l'atmosphère moyenne. La ligne bleue représente la position basse du toit du modèle et la ligne rouge la position de l'expérience toit haut (modifiée de WMO, 1985)

# CHAPITRE I

## NOTIONS THÉORIQUES

Le présent chapitre a pour but d'exposer brièvement les différentes notions nécessaires à la compréhension de l'étude faite dans le présent mémoire. La climatologie de la stratosphère est d'abord présentée, suivie d'une brève explication de la dynamique particulière s'y déroulant. Il est important de garder en mémoire les différences essentielles entre la troposphère, habituellement bien étudiée, et la stratosphère. Deux différences importantes sont les très faibles concentrations de vapeur d'eau de la stratosphère et la présence de la couche d'ozone, ce qui entraîne des comportements très différents dans la stratosphère de ceux observés dans la troposphère, tant pour la dynamique que pour les échanges radiatifs.

Ce chapitre est divisé en deux sections distinctes. La première présente la climatologie générale de la stratosphère. La seconde se veut une introduction et un résumé des connaissances théoriques permettant de mieux comprendre la dynamique stratosphérique et certains événements particuliers à cette couche.

### 1.1 Climatologie de la stratosphère

Les différentes couches atmosphériques sont définies à l'aide du profil thermique moyen présenté à la figure 1.1. La couche située près de la surface, la *troposphère*, est caractérisée par une diminution de sa température avec l'altitude. Le minimum de température de cette couche en constitue sa limite supérieure, la *tropopause*, qui est située à une altitude comprise entre 15 et 18km aux tropiques et descend progressivement pour atteindre entre 7 et 9 km au-dessus des pôles. La dynamique et les échanges radiatifs de cette couche sont caractérisés par le rôle déterminant de la vapeur d'eau et des échanges avec la surface terrestre.

Au-dessus de la tropopause s'étend la *stratosphère*, couche atmosphérique dont la particularité est une augmentation de la température moyenne avec l'altitude. Cette couche atmosphérique comprend approximativement 10% de la masse totale de l'atmosphère. La frontière supérieure de cette couche, la *stratopause*, est située approximativement à 50km (~1 hPa) et marque un maximum de température. Cette couche est caractérisée par la présence de la *couche d'ozone* qui est responsable du profil thermique suite au réchauffement causé l'absorption d'une partie du rayonnement solaire incident (Randel, 2003). Au-dessus de la stratosphère, la *mésosphère* s'étend entre la stratopause (~50 km) et la mésopause (~85 km) et est déterminée par une diminution de la température avec l'altitude. Cette couche, avec la stratosphère, forme ce qui est appelé communément l'atmosphère moyenne.

La figure 1.2 présente la distribution verticale de la contribution au bilan radiatif pour certaines espèces chimiques dominantes : dioxyde de carbone ( $\text{CO}_2$ ), l'oxygène moléculaire ( $\text{O}_2$ ), l'ozone ( $\text{O}_3$ ), le dioxyde d'azote ( $\text{NO}_2$ ), et la vapeur d'eau ( $\text{H}_2\text{O}$ ) de la surface jusqu'au sommet de l'atmosphère moyenne. Le panneau de gauche présente le refroidissement causé par l'émission de radiation infrarouge et celui de droite présente le réchauffement causé par l'absorption de rayonnement solaire. On peut voir que les deux termes du bilan radiatif troposphérique sont dominés par la contribution de la vapeur d'eau (pointillés). Cette contribution diminue rapidement dans la stratosphère simplement parce que la concentration de cette espèce chimique chute pour atteindre des concentrations très faibles, de 2 à 6 ppmv (Andrews *et al.*, 1987). Dans la stratosphère, la figure 1.2 montre que le réchauffement est presque exclusivement provoqué par l'ozone. Le refroidissement est dû principalement au dioxyde de carbone ( $\text{CO}_2$ ) mais la contribution de l'ozone est tout de même appréciable, surtout dans la haute stratosphère. Les concentrations d'ozone deviennent donc un facteur important pour la température de cette couche. Il est aussi important de souligner la forte dépendance des termes radiatifs avec

l'altitude. À titre d'exemple, le réchauffement causé par l'ozone passe d'environ 2 à 11 K/jour entre 30 et 45 km d'altitude.

À partir des propriétés radiatives de l'atmosphère moyenne, il est possible de calculer une *température d'équilibre radiatif*. Ce profil thermique est construit en supposant l'absence de tout forçage dynamique, de tout flux de momentum et de chaleur d'origine extérieure à l'atmosphère moyenne. Cette température hypothétique suit le cycle annuel de la radiation solaire, avec un décalage provoqué par l'inertie thermique. La figure 1.3 présente cette température calculée pour le mois de janvier, où l'on voit que la température maximale est située à environ 50 km d'altitude au-dessus du pôle Sud, alors soumis à un ensoleillement constant (jour polaire). À cette altitude, il y a un important gradient méridien de température et celle-ci atteint un minimum au-dessus du pôle d'hiver, alors privé totalement de radiation solaire (nuit polaire). Par contre, les températures observées ne correspondent pas à cette température d'équilibre radiatif. Les figures 1.4 et 1.5 présentent sur les panneaux du haut les températures, telles qu'observées par satellite, en janvier et juillet et sur les panneaux du bas les vents zonaux calculés à l'aide de la relation du vent thermique (équations 1.1 et 1.2) :

$$\vec{V} = \frac{1}{f\rho} \vec{k} \times \nabla_h p \quad (\text{éq. 1.1})$$

$$\frac{\partial u}{\partial p} = \frac{R}{f\rho} \left( \frac{\partial T}{\partial y} \right)_p \quad (\text{éq. 1.2})$$

où  $\vec{V}$  est le vent géostrophique,  $u$  la composante zonale du vent géostrophique,  $f = 2\Omega \sin\varphi$  le paramètre de Coriolis,  $\Omega$  le taux de rotation de la Terre,  $\varphi$  la latitude,  $p$  la pression,  $R$  la constante de l'air sec et  $T$  la température. On peut voir que les températures observées au-dessus du pôle d'hiver, tant en janvier qu'en juillet, sont approximativement 100°C plus chaudes que la température

d'équilibre radiatif. Les différences au-dessus des pôles d'été sont plus faibles, de l'ordre de 10°C. Les différences entre les températures observées et la température d'équilibre radiatif s'expliquent lorsque l'on tient compte de l'impact de différents forçages dynamiques, principalement d'origine troposphérique, que subit la stratosphère. La description du fonctionnement de la stratosphère est particulièrement bien résumée par la phrase suivante de Holton : «*Rather than **causing** the mean circulation, the radiative heating and cooling patterns observed in the middle atmosphere are a **result** of the eddies driving the flow away from a state of radiative balance.*» (Holton, 2004)

Les figures 1.4 et 1.5 nous renseignent aussi sur l'amplitude du cycle annuel de la température et des vents zonaux, tant pour la troposphère que la stratosphère. Aux hautes latitudes, la structure des gradients thermiques méridiens troposphériques demeure semblable quoique la température diminue de manière importante en hiver. La situation est fondamentalement différente pour la stratosphère, dont le signe des gradients thermiques s'inverse entre janvier et juillet. Cette modification entraîne une inversion de la direction des vents zonaux stratosphériques entre les deux saisons des vents d'ouest en hiver et d'est en été. Par contre, même si la direction des vents troposphériques demeure d'ouest pour toutes les saisons, il est intéressant à noter qu'entre Juillet et Janvier, le courant-jet troposphérique de l'hémisphère nord migre d'environ 15° vers le sud et s'intensifie de presque 20 ms<sup>-1</sup>.

## 1.2 Introduction à la dynamique stratosphérique

Cette section présente les notions essentielles de dynamique stratosphérique, divisée en trois sous-sections. La première présente la circulation zonale moyenne, le concept du *downward control* et la circulation méridienne résiduelle stratosphérique. La seconde section se concentre sur la propagation verticale des ondes planétaires, sur le théorème de Charney-Drazin et sur les réchauffements stratosphériques soudains, phénomènes stratosphériques causés par les interactions entre les ondes planétaires et

l'écoulement moyen. Finalement, la dynamique de la stratosphère équatoriale est effleurée par une explication simplifiée du fonctionnement de l'oscillation quasi-biennale.

### 1.2.1 Circulation zonale moyenne

L'étude de la circulation générale, tant pour la troposphère que la stratosphère, utilise des moyennes temporelles suffisamment longues pour filtrer les effets individuels des systèmes synoptiques afin de dégager les informations sur le comportement de cette circulation à des échelles temporelles mensuelles ou plus longue. Cette section présente très rapidement les équations habituellement utilisées pour l'étude de l'atmosphère moyenne, elle présente également le principe du *downward control* qui en découle. Certaines conclusions tirées des équations résultantes de ces manipulations sont essentielles à la compréhension physique du fonctionnement de la stratosphère et permettront la formulation d'hypothèses lors de l'analyse des résultats. Les explications présentées ici sont basées sur les études faites dans les ouvrages de référence d'Andrews *et al.* (1987) et de Holton (2004).

#### 1.2.1.1 La moyenne eulérienne transformée

Les équations de la moyenne eulérienne transformée (*Transformed Eulerian Mean*, TEM; Andrews et McIntyre, 1976) sont une version améliorée des équations eulériennes conventionnelles, présentées à l'Appendice A. Ces équations permettent de prendre en compte l'opposition des termes de flux de chaleur et adiabatiques de l'équation thermodynamique afin de dégager la composante diabatique de la circulation, principalement responsable du transport net de masse des tropiques vers les pôles (chap. 10; Holton, 2004). La principale modification se trouve dans la définition et l'utilisation de nouvelles composantes d'une circulation méridienne résiduelle  $\overline{v^*}$  et  $\overline{w^*}$  (éq. 1.3 et 1.4) incluant directement la divergence du flux de chaleur exprimées comme :



$$\overline{v^*} = \overline{v} - \frac{R}{\rho_0 H} \frac{\partial(\rho_0 N^{-2} \overline{v'T'})}{\partial z} \quad (\text{éq. 1.3})$$

et

$$\overline{w^*} = \overline{w} - \frac{R}{H} \frac{\partial(N^{-2} \overline{v'T'})}{\partial y}. \quad (\text{éq. 1.4})$$

L'incorporation de  $\overline{v^*}$  et  $\overline{w^*}$  dans les équations de momentum zonal, thermodynamique et de continuité de la masse donne :

$$\frac{\partial \overline{u}}{\partial t} - f_0 \overline{v^*} = \rho_0^{-1} \vec{\nabla} \cdot \vec{F} + \overline{X} \equiv \overline{G} \quad (\text{éq. 1.5})$$

$$\frac{\partial \overline{T}}{\partial t} + N^2 H R^{-1} \overline{w^*} = \frac{\overline{J}}{c_p} = -\alpha_r [\overline{T} - \overline{T}_{rad}] \quad (\text{éq. 1.6})$$

$$\frac{\partial \overline{v^*}}{\partial y} + \rho_0^{-1} \frac{\partial(\rho_0 \overline{w^*})}{\partial z} = 0 \quad (\text{éq. 1.7})$$

$$f_0 \frac{\partial \overline{u}}{\partial z} + R H^{-1} \frac{\partial \overline{T}}{\partial y} = 0 \quad (\text{éq. 1.8})$$

où  $\overline{u}$  est le vent zonal moyen,  $f_0$  le paramètre de Coriolis,  $\overline{v}$  le vent méridien moyen,  $\overline{\partial(u'v')}/\partial y$  le flux méridien de momentum et  $\overline{X}$  la sommation des forçages de traînée causés par les tourbillons de sous-échelles,  $\overline{T}$  la température moyenne,  $\overline{T}_{rad}$  la température d'équilibre radiatif,  $H$  la hauteur d'échelle,  $R$  la constante de l'air sec,  $\overline{\partial(v'T')}/\partial y$  le flux méridien de chaleur,  $\overline{J}$  le réchauffement diabatique et  $c_p$  la chaleur spécifique de l'air sec.  $N^2$  est la fréquence de flottabilité (éq. A10),  $\overline{G}$  est le forçage zonal total et  $\vec{F}$  est le flux d'Eliassen-Palm défini par :

$$\vec{F} \equiv (0, -\rho_0 \overline{u'v'}, \rho_0 f_0 R \overline{v'T'} / H N^2). \quad (\text{éq. 1.9})$$

Le flux d'Eliassen-Palm est défini comme une combinaison des flux de chaleur et de momentum produit par les systèmes synoptiques quasi-géostrophiques (*large-scale*

*quasi-geostrophic eddies*). Ce terme de divergence du flux d'Eliassen-Palm permet de constater que la principale contribution des flux de chaleur et de momentum est d'agir conjointement sur le vent zonal. L'analyse de la répartition latitudinale de la divergence montre que ce flux provoque la création de cellule directe pour chacun des hémisphères, provoquant une ascension aux tropiques accompagnée d'une subsidence aux pôles. Dans la stratosphère, on peut approximer le terme de forçage diabatique ( $\bar{J}$ ) de l'équation thermodynamique (éq. 1.6) par un terme d'écart entre la température et la température d'équilibre radiatif, où  $\alpha_r$  est un taux de refroidissement newtonien (v. section 2.5.2, Andrews *et al.*, 1987). Si on ajoute la relation du vent thermique (éq. 1.8) aux équations de la TEM, on obtient donc un système d'équations permettant de décrire le fonctionnement dynamique général de la stratosphère et les multiples liens entre l'état moyen et les forçages causés par la dynamique et la radiation, tant à l'échelle synoptique ( $\bar{F}$ ) qu'aux échelles inférieures ( $\bar{X}$ ).

### 1.2.1.2 Le principe du downward control

Si l'on considère une solution stationnaire, l'équation 1.5 devient simplement :

$$-f_0 \bar{v}^* = \bar{G} \quad (\text{éq. 1.10})$$

en remplaçant dans l'équation de continuité de la masse (éq. 1.7), on obtient :

$$\rho_0^{-1} \frac{\partial(\rho_0 \bar{w}^*)}{\partial z} = \frac{\partial(\bar{G}/f_0)}{\partial y} \quad (\text{éq. 1.11})$$

Si l'on impose la condition limite suivante :  $\lim_{z \rightarrow \infty} \rho_0 \bar{w}^* = 0$  et en intégrant entre deux niveaux verticaux invariants en  $y$ , on obtient :

$$\int_z^\infty \rho_0 \bar{w}^* dz = \int_z^\infty \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\rho_0 \bar{G}}{f_0} \right) dz$$

$$\rho_0 \bar{w}^*(\infty) - \rho_0 \bar{w}^*(z) = -\rho_0 \bar{w}^*(z) = \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{1}{f_0} \int_z^\infty \rho_0 \bar{G} dz \right)$$

$$\rho_0 \overline{w^*}(z) = -\frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{1}{f_0} \int_z^\infty \rho_0 \overline{G} dz \right) \quad (\text{éq. 1.12})$$

L'équation 1.12 indique que le mouvement vertical moyen pour un niveau de pression donné est proportionnel au gradient méridien de l'intégrale verticale des forçages zonaux ; il s'agit du principe du *downward control*. Des explications plus détaillées du *downward control* peuvent être trouvées dans l'article de Haynes *et al.* (1991). Conceptuellement, on peut illustrer le *downward control* à l'aide de la figure 1.6. Sur cette figure, on montre la réaction de la circulation méridienne résiduelle (les flèches épaisses) à la présence d'une vaste zone de forçage agissant sur le zonal (en gris). Prenons un niveau donné, soit 25 km, l'intégrale verticale du forçage zonal augmente de l'équateur vers 30°N puisque l'on passe d'une région où le forçage est inexistant (en blanc) vers une zone où il existe (en gris). Cette augmentation, par l'équation 1.12, génère un mouvement vertical ascendant. Inversement, entre 60°N et le pôle, on assiste à une diminution importante de l'intégrale des forçages, générant un mouvement descendant. Cette circulation a un impact important par compression adiabatique sur la température puisque les mouvements moyens ascendants (descendants) réchauffent (refroidissent) l'air. La circulation méridienne résiduelle permet aussi de suivre les mouvements de certains constituants chimiques dans l'atmosphère moyenne. Il s'agit donc d'un outil particulièrement utile pour l'ozone produit principalement aux latitudes tropicales et transporté vers les pôles. Par son impact important sur la température, cette circulation est principalement responsable de l'écart entre la température stratosphérique observée et la température d'équilibre radiatif. L'explication de la nature, des causes et de la position du forçage zonal est le sujet de la prochaine section.

## 1.2.2 Propagation verticale d'ondes atmosphériques

Les ondes, en se propageant, peuvent transporter momentum et énergie dans l'atmosphère. Deux facteurs sont extrêmement importants afin de comprendre comment les ondes troposphériques voyageant verticalement influencent l'atmosphère moyenne. Premièrement, la propagation des ondes troposphériques est fonction de l'état de la troposphère et des profils verticaux de température et de vent horizontal. Deuxièmement, la diminution de la densité de l'atmosphère avec l'altitude entraîne une augmentation de l'amplitude des ondes, pouvant aller jusqu'au déferlement de celles-ci, moment où il y a dépôt du momentum transporté. Cette section est séparée en trois sous-sections, la première expose les résultats des recherches de Charney et Drazin sur la propagation verticale d'ondes de Rossby linéaires, la seconde expose les réchauffements stratosphériques soudains, conséquence de ces ondes sur la structure de l'atmosphère moyenne alors que la troisième présente l'impact des ondes de gravité sur les écoulements stratosphériques.

### 1.2.1.1 Théorème de Charney-Drazin

Le théorème de Charney-Drazin permet de comprendre pourquoi certaines ondes de Rossby linéaires peuvent se propager verticalement et dans quelles conditions. La présentation ici est simplifiée le plus possible afin de conserver le minimum nécessaire à la compréhension de la physique du phénomène et restreinte au cas des ondes troposphériques d'origine orographique. La généralisation de ce théorème se trouve dans l'article original de Charney et Drazin (1961). On effectue les approximations quasi-géostrophique et du plan  $\beta$ . Les équations de tourbillon, thermodynamique et de l'équilibre géostrophique sont ensuite linéarisées autour d'un état de base stationnaire où la relation du vent thermique est respectée. Par la suite, on résout l'équation aux dérivées partielles pour le géopotential à l'aide des approximations d'une stabilité statique constante ainsi qu'un profil constant du vent de l'état de base. La forme de la solution de l'équation aux dérivées partielles

résultante dépend alors du nombre d'onde de l'onde considérée ainsi que de la vitesse du vent de l'état de base. Si la solution est sinusoïdale, l'onde peut se propager verticalement alors que si la solution est exponentielle, l'onde est évanescence et se dissipe avec une ascension à la verticale. L'équation 1.13 exprime le critère obtenu permettant une solution sinusoïdale selon la méthodologie expliquée :

$$0 \leq u_0 \leq \frac{\beta}{k^2 + l^2} \quad (\text{éq. 1.13})$$

où  $k^2$  et  $l^2$  sont respectivement les nombres d'ondes zonaux et méridiens et  $u_0$  le vent de l'état de base. Les implications de ce résultat sont multiples. Premièrement, ces ondes ne peuvent se propager dans un milieu où les vents sont d'est. Deuxièmement, les ondes possédant de grands nombres d'onde (petites longueurs d'ondes), générées par de petites perturbations voient leur propagation restreinte à des valeurs de vents d'ouest très faibles. La généralisation de ce résultat à des conditions atmosphériques plus réalistes est possible. Dans l'atmosphère réelle, l'accélération des vents zonaux d'ouest avec l'altitude en hiver permet de comprendre que les ondes de petites longueurs d'ondes, nécessitant des vents d'ouest faibles, sont progressivement dissipées. Conséquemment, seules les très grandes ondes, les ondes planétaires, atteignent et influencent la stratosphère. La figure 1.7 montre l'évolution sur un cycle annuel des températures moyennes observées à 30 hPa pour une période de 30 ans (1965-1995). Le patron des isothermes du mois de janvier montre clairement la signature d'une onde 1 avec la présence d'une crête et d'un creux autour d'un cercle de latitude. Par contre, le mois de juillet montre des isothermes concentriques centrées sur le pôle, résultats de l'incapacité des ondes de se propager et d'influencer l'atmosphère à cette altitude. Les autres mois montrent la transition entre les deux régimes, hivernal et estival.

La variabilité des profils troposphériques induit une forte variabilité sur la propagation des ondes stratosphériques vers la stratosphère. Par des interactions entre ces ondes et l'écoulement moyen, elles provoquent une variabilité interannuelle

importante dans le comportement des champs moyens de température, de géopotentiel et de vent zonal. La figure 1.8 montre une série temporelle des températures moyennes de janvier et février de 1956 à 1998 à 30 hPa au-dessus du pôle Nord. Cette série temporelle indique que la température moyenne de la stratosphère peut varier de 25°C, ce qui est beaucoup plus important que la variabilité qui caractérise la troposphère.

La distribution spatiale de ces ondes est aussi un facteur important dans la compréhension de l'ensemble de la dynamique stratosphérique. Les ondes 1 et 2, les plus importantes sont généralement engendrées par le contraste Terre-mer et par les grands massifs montagneux de l'hémisphère nord. Elles entraînent une variabilité maximale autour de 60°N à 1 hPa due à l'augmentation de l'amplitude de ces ondes par l'effet de densité (Smith, 2003). Le déferlement de ces ondes se produit lorsque les effets non linéaires ne peuvent plus être négligés et que la structure de l'onde subit une déformation irréversible. Le déferlement génère de la turbulence ayant comme effet net la création d'une force de freinage agissant contre le mouvement. Une fois que cette force existe, l'argumentation développée à la section 1.2.2. peut s'appliquer.

#### *1.2.2.2 Ondes planétaires et réchauffements stratosphériques soudains*

Les réchauffements stratosphériques soudains (*Stratospheric Sudden Warmings*; SSW) sont des modifications violentes de l'état de la stratosphère extratropicale en hiver. Ce sont des phénomènes dynamiques non linéaires ayant des conséquences tant sur la température que sur les vents de l'ensemble de la stratosphère. Pendant un SSW, le vortex polaire hivernal, caractérisé par de forts vents d'ouest et un gradient méridien de température important, peut être grandement affaibli et même disparaître, remplacé par des vents d'est et un gradient inversé de température (plus chaud au-dessus du pôle qu'aux latitudes moyennes). Ce réchauffement est causé par une importante subsidence au-dessus du pôle. La figure 1.9, montre l'évolution du profil vertical de température pendant le SSW observé à

l'hiver de 1991. Le profil en bleu montre la structure thermique avant l'événement. La courbe rouge, pendant le SSW, montre une diminution de l'altitude de la stratopause, de presque 10 km et un important réchauffement (+33°C), et ce en seulement 7 jours. Deux jours plus tard, la stratopause devient mal définie (courbe verte) avec la rupture du vortex et le réchauffement de la basse stratosphère. Les SSW sont causés par la propagation verticale d'ondes planétaires d'origine troposphérique et de leurs interactions non linéaires entre elles et avec l'écoulement moyen. (O'Neil, 2003)

Il existe quatre type de SSW : majeurs, mineurs, canadiens et finaux. Les SSW majeurs se produisent environ une fois à tous les trois ou quatre ans, habituellement en janvier ou en février, et sont la manifestation la plus violente des quatre types. Ils sont caractérisés par une inversion du gradient méridien de température et par un changement de l'orientation des vents à 10 hPa et 60°N (O'Neil, 2003). Il en existe deux variétés, la première provoque un déplacement du vortex alors que la seconde engendre une scission du vortex polaire. Les SSW majeurs se produisent uniquement au-dessus de l'hémisphère nord, les forçages troposphériques responsables (orographie et contraste Terre-Mer) étant trop faibles au-dessus de l'hémisphère sud. Les SSW mineurs provoquent aussi une augmentation de la température et un affaiblissement des vents d'ouest sans toutefois provoquer une rupture complète du vortex. Leur fréquence est beaucoup plus grande, jusqu'à plusieurs par année et ils ont été observés au-dessus de l'hémisphère sud. Les SSW canadiens sont caractérisés par un déplacement vers l'est du maximum de température des Aléoutiennes au-dessus du Canada, ce qui provoque un déplacement du vortex polaire au-dessus de la Sibérie. Ce type de réchauffement se produit au début de la saison hivernale, il est de faible amplitude et la situation thermique normale se rétablit au cours de l'hiver. Le dernier type, les SSW finaux, sera d'un intérêt particulier pour ce projet. Ils marquent la transition dynamique brusque entre le régime hivernal et estival, donc le passage des vents d'ouest aux vents d'est et

l'inversion du gradient méridien de température. Ils se produisent en moyenne en mars, mais la date de l'événement montre une forte variabilité interannuelle, de la mi-février à la fin avril (Labitzke *et al.*, 2002).

La variabilité interannuelle de la fréquence des SSW (surtout pour les majeurs) est principalement causée par la variabilité de la circulation troposphérique, ce qui induit une variabilité dans la quantité et l'amplitude des ondes qui atteignent la stratosphère. D'autres facteurs, comme la phase de l'oscillation quasi-biennale (QBO; v. section 1.2.3) ainsi que l'activité solaire pourraient avoir un impact sur le nombre et l'amplitude des SSW, mais les recherches doivent maintenant identifier des causes théoriques dynamiques afin d'expliquer les fortes relations statistiques observées. (O'Neil, 2003)

#### *1.2.2.3 Rôle des ondes de gravité*

En plus des ondes planétaires, d'autres ondes ont une influence sur l'écoulement stratosphérique. Par un raisonnement similaire à celui de la section précédente, les ondes de gravité peuvent aussi se propager verticalement et déferler dans la stratosphère. Les sources des ondes de gravité sont principalement l'écoulement au-dessus du relief, la convection, ainsi que le processus d'ajustement géostrophique (Fritts, 2003). Tout comme les ondes planétaires, les ondes de gravité nécessitent certaines conditions afin de pouvoir se propager (telle une stratification thermique stable) et leur déferlement provoque aussi un débalancement de l'équilibre géostrophique. Puisque le spectre de longueur d'onde des ondes de gravité est très large dans l'atmosphère, elles se dissipent ou déferlent à des altitudes différentes selon les profils verticaux des vents et de la température. Leur déferlement permet une redistribution verticale de l'énergie. La figure 1.10 schématise ce concept à l'aide de trois ondes de gravité ayant des vitesses de phase ( $c$ ) différentes, une d'origine topographique ( $c=0$ ) et deux ondes de nature convective ( $c<0$  et  $c>0$ ) avec la présence d'un profil de vent estival typique. Les ondes  $c<0$  et  $c=0$  rencontrent



leurs niveaux critiques<sup>2</sup>, à des altitudes différentes. Ces ondes, en devenant évanescentes, sont dissipées et filtrées. Les ondes avec des propriétés leur permettant de se propager à de très hautes altitudes verront leur amplitude augmenter jusqu'à l'instabilité et alors déferleront en déposant momentum et énergie localement. La modélisation des effets des ondes est difficile par la grande diversité de leurs sources et de leur spectre. L'utilisation de paramétrages dans les modèles numériques devient alors essentielle pour la prise en compte de ce type de phénomène.

### 1.2.3 Oscillation Quasi-biennale

L'oscillation quasi-biennale (*quasi-biennial oscillation*; QBO) est une oscillation quasi-périodique des vents zonaux stratosphériques aux tropiques. La figure 1.11 montre la série temporelle du profil vertical, entre 70 et 10 hPa, du vent zonal moyen au-dessus de trois stations à l'équateur. Le vent zonal au-dessus des tropiques change régulièrement de direction selon une période se situant entre 24 et 30 mois. L'amplitude maximale est d'environ de  $23 \text{ ms}^{-1}$  à l'équateur entre 30 et 10 hPa et est atténuée sous 40 hPa pour atteindre zéro à la tropopause ( $\sim 17 \text{ km}$ ). Le changement de direction se produit autour de 10 hPa ( $\sim 30 \text{ km}$ ) pour se propager vers le bas à une vitesse moyenne d'environ 1 km par mois. La propagation de la nouvelle phase est souvent retardée entre 30 et 50 hPa ( $\sim 24$  et  $21 \text{ km}$ ). Cette oscillation est presque symétrique par rapport à l'équateur et de forme gaussienne dont l'influence est limitée entre  $20^\circ\text{S}$  et  $20^\circ\text{N}$  (SPARC, 2002). L'amplitude des phases diffère avec des valeurs maximales de vents d'environ  $15 \text{ ms}^{-1}$  ( $\sim 30 \text{ ms}^{-1}$ ) pour la phase ouest (est). La QBO est modulée par le cycle annuel mais n'est pas synchronisée avec celui-ci (Dunkerton, 2003 ; Hamilton, 1998).

Des études récentes montrent que la dynamique de la QBO est régie par la propagation verticale d'ondes provenant de la troposphère (Hamilton, 1999;

---

<sup>2</sup> Niveau auquel la vitesse de phase de l'onde est égale au vent moyen; la solution de l'équation aux dérivées partielles est alors exponentielle à la vertical et où l'onde devient évanescence.

Dunkerton, 2003). Les bases dynamiques de l'explication du phénomène de la QBO ont été publiées par Lindzen et Holton (1968) et Holton et Lindzen (1972). Ce phénomène est le résultat d'interactions entre l'écoulement moyen et des ondes de gravité et planétaires d'origine troposphérique se propageant verticalement dans la stratosphère. Pendant chacune des phases de la QBO, certaines ondes peuvent se propager verticalement à travers la stratosphère et déferlent au sommet de celle-ci. Les ondes en déferlant provoquent un forçage sur l'écoulement moyen dans le sens opposé au mouvement existant. L'écoulement ralentit avec le temps et finit par s'inverser. Il existe une relation entre le type d'onde pouvant se propager et la phase de la QBO. Pendant la phase où les vents se dirigent vers l'ouest (phase est), les ondes déferlant en altitude exercent un forçage vers l'est alors que ce sont les ondes générant un forçage vers l'ouest qui sont actives pendant la phase où les vents se dirigent vers l'est (phase ouest). Ce système résultant d'interactions dynamiques non linéaires entre des ondes et l'écoulement moyen permet l'alternance des phases de la QBO. Plumb (1977) a démontré à l'aide d'un modèle simplifié à deux ondes qu'une oscillation semblable à la QBO pouvait être reproduite.

Aux latitudes tropicales, la QBO entraîne des anomalies de la circulation méridienne moyenne, ce qui entraîne des anomalies dans les champs de température ( $\sim 4^{\circ}\text{C}$ ) et dans la concentration de certains constituants chimiques. Aux latitudes extratropicales, la phase de la QBO influence la vitesse du vortex polaire stratosphérique, surtout pour l'hémisphère nord. Il semble aussi que les SSW soient plus fréquents lorsque la QBO est dans sa phase est. Par contre, les causes de ces corrélations et l'impact d'autres facteurs tel que le cycle solaire de 11 ans demeurent des sujets actuels de recherche (Dunkerton, 2003).

La simulation à l'aide de modèles numériques de la QBO est très complexe par sa nature ondulatoire et des interactions non linéaires qui en sont la cause. Selon une étude de Hamilton *et al.* (1999), la simulation d'une oscillation tropicale *similaire* à la QBO nécessite l'utilisation de modèles possédant une très haute résolution

verticale et horizontale. Pour leurs expériences, ils ont utilisé un GCM, le modèle SKYHI comportant 160 niveaux entre la surface et 85 km avec une résolution verticale moyenne de 1,5 km pour la stratosphère ainsi qu'une résolution horizontale d'environ 35 km.

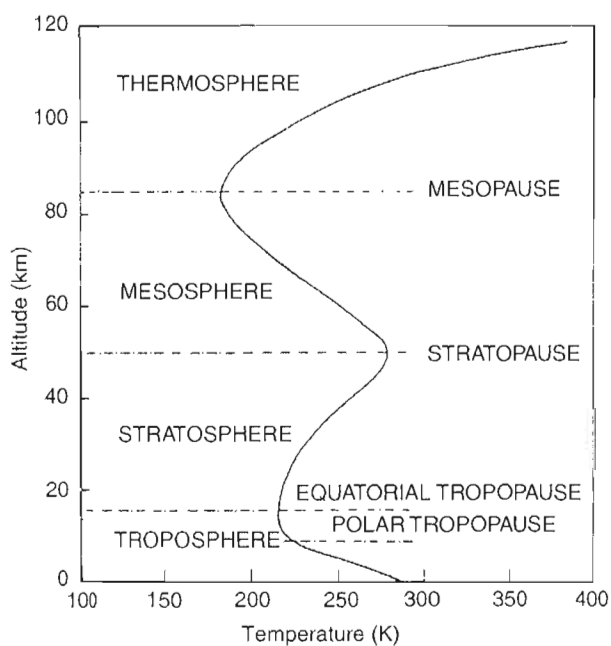


Figure 1.1 : Profil vertical de la température et définition des différentes couches atmosphériques (Tirée de Randel, 2003)

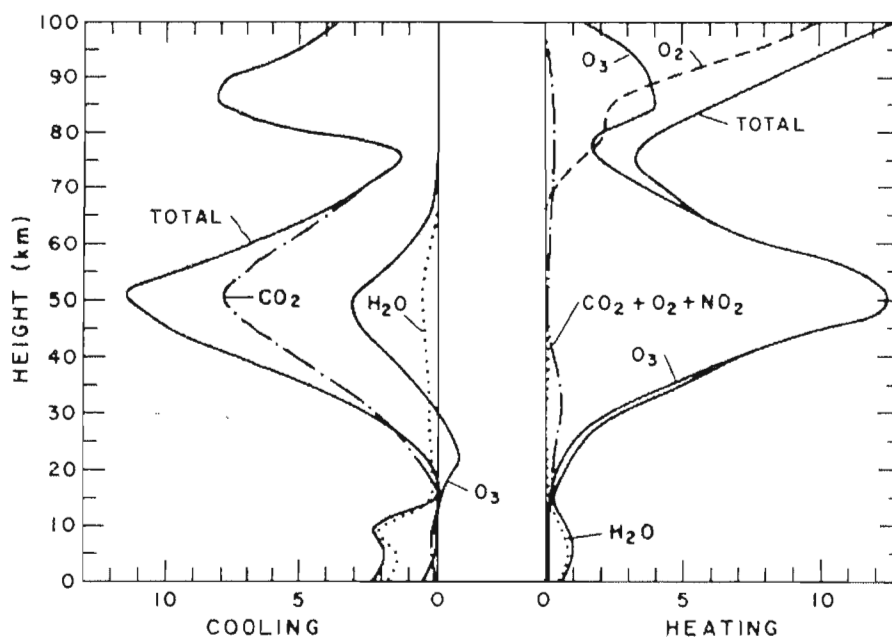


Figure 1.2 : Distribution verticale moyenne du chauffage radiatif selon les principaux constituants chimiques. Le refroidissement est dominé par les émissions de rayonnement infrarouge à gauche et le réchauffement est dominé par l'absorption de rayonnement solaire incident à droite. (London, J., 1980)

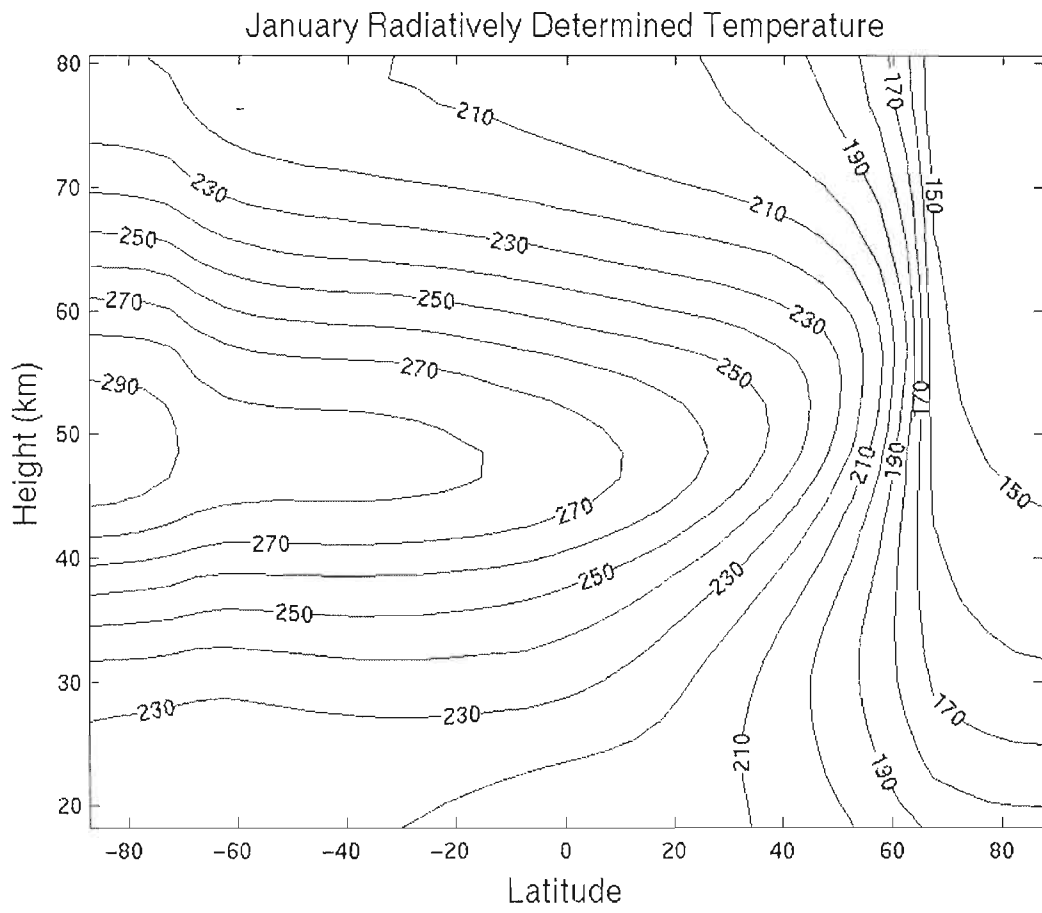


Figure 1.3 : Température d'équilibre radiatif de l'atmosphère moyenne calculée pour le mois de janvier (Tirée de Holton 2004, basée sur Shine 1987)

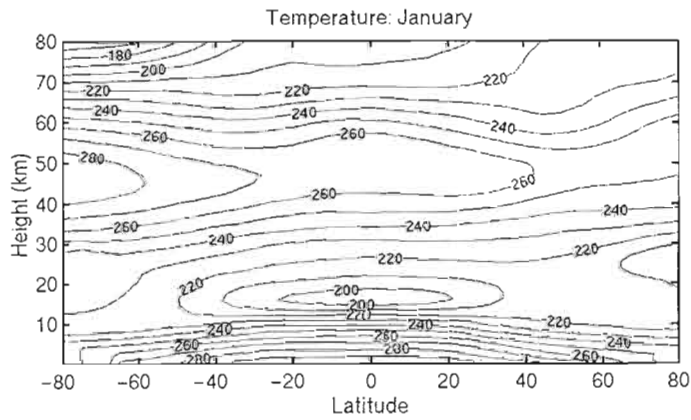


Figure 1.4 : Moyennes zonales climatologiques de la température en K (haut) et du vent zonal en  $\text{ms}^{-1}$  (bas) pour janvier (Tirée de Holton, 2004 et basée sur Flemmings *et al.*, 1990)

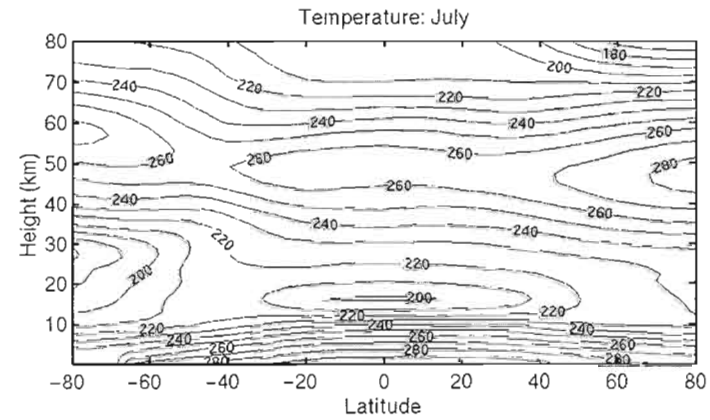


Figure 1.5 : Moyennes zonales climatologiques de la température en K (haut) et du vent zonal en  $\text{ms}^{-1}$  (bas) pour juillet (Tirée de Holton, 2004 et basée sur Flemmings *et al.*, 1990)

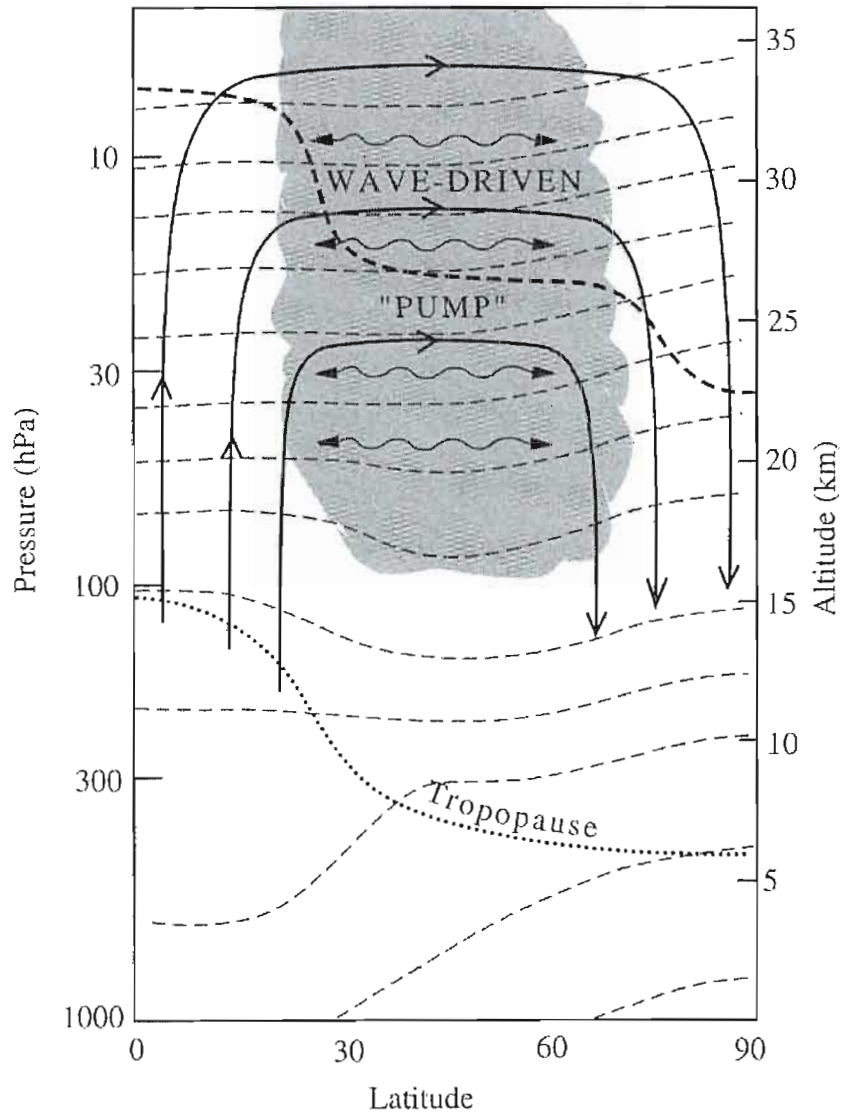


Figure 1.6 : Schématisation du transport zonal moyen. La zone grise représente la zone de forçage  $\bar{G}$  alors que les lignes pleines représentent la circulation méridienne résiduelle  $(\bar{v}', \bar{w}')$  (Tirée de Holton, 2004)

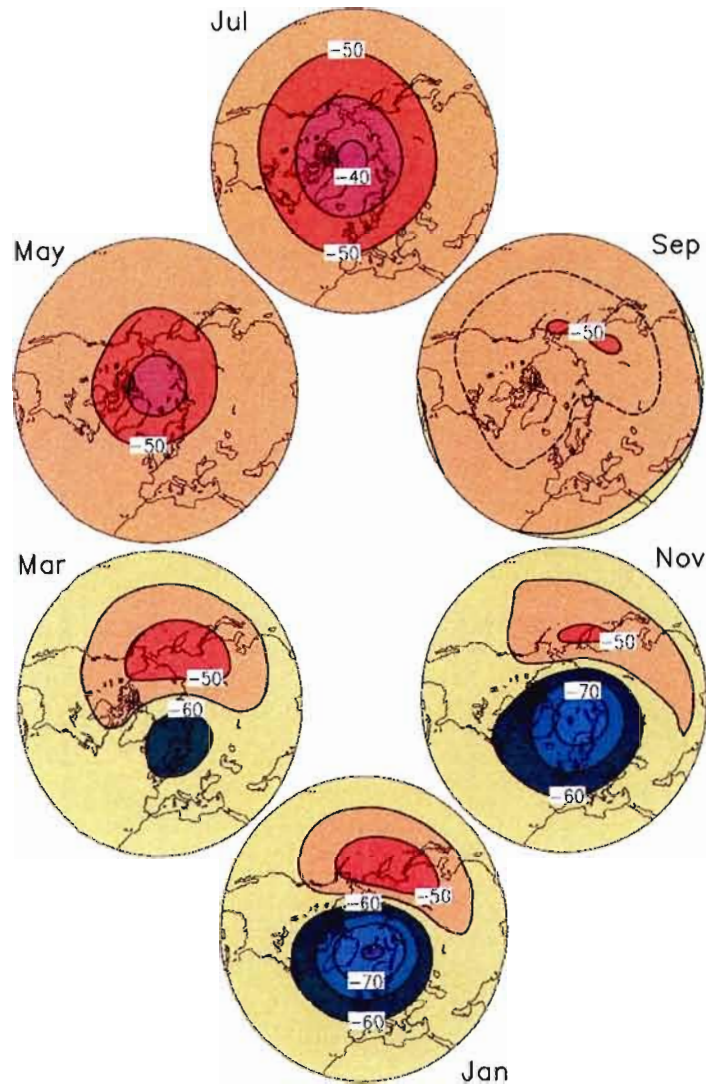


Figure 1.7 : Températures mensuelles moyennes à 30hPa entre 20 et 90°N. Les isothermes sont à tous les 5°C. (Tirée de Labitzke et van Loon, 1999)



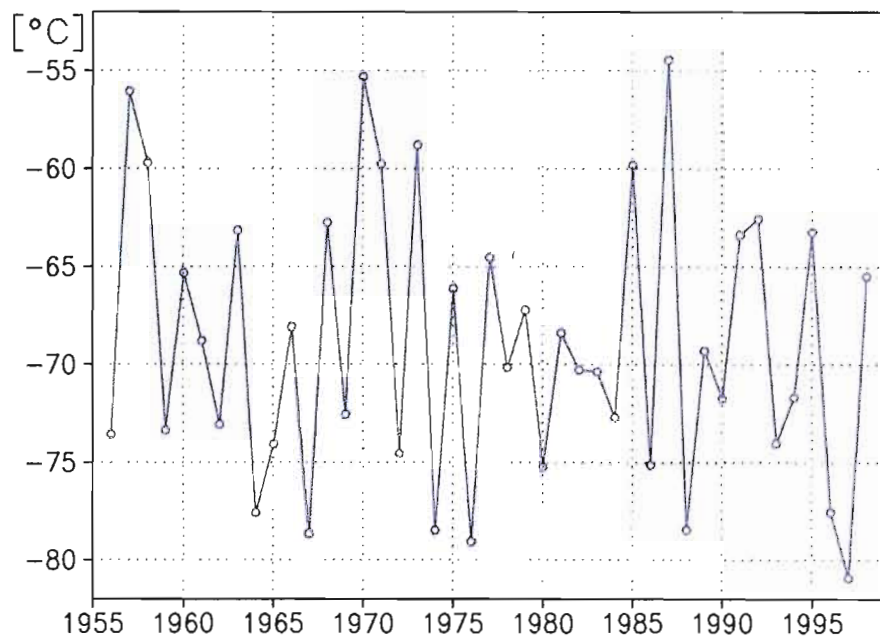


Figure 1.8 : Série temporelle des températures moyennes de janvier-février à 30 hPa au-dessus du pôle Nord. (Tirée de Labitzke et van Loon, 1999)

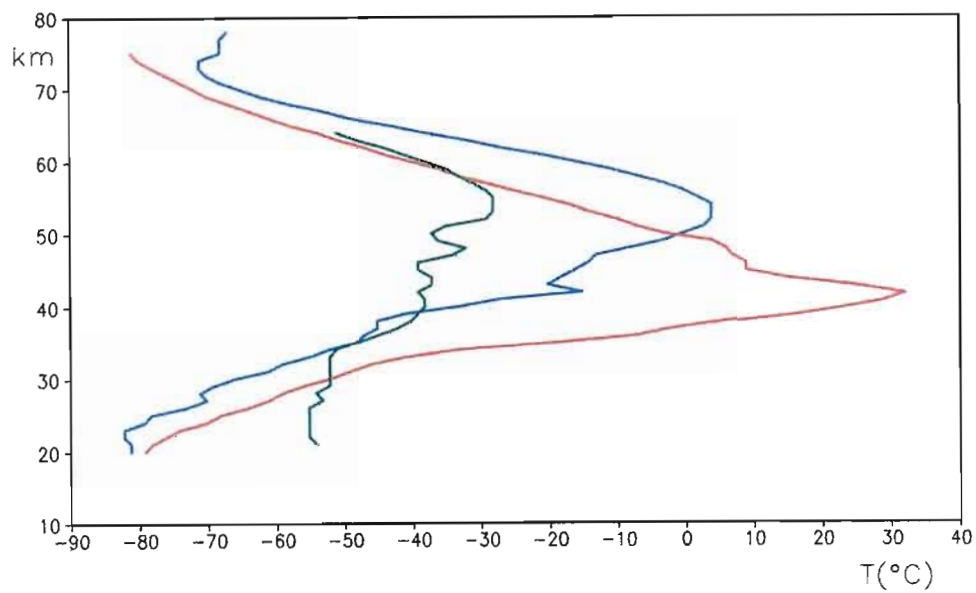


Figure 1.9 : Évolution du profil de température lors du SSW de l'hiver 1991 au-dessus de l'île de Heiss (81°N, 58°E). Le profil initial du 18 janvier en bleu, en rouge pendant le SSW le 25 janvier et en vert le 27 janvier. (Tirée de Naujokat *et al.*, 1991)

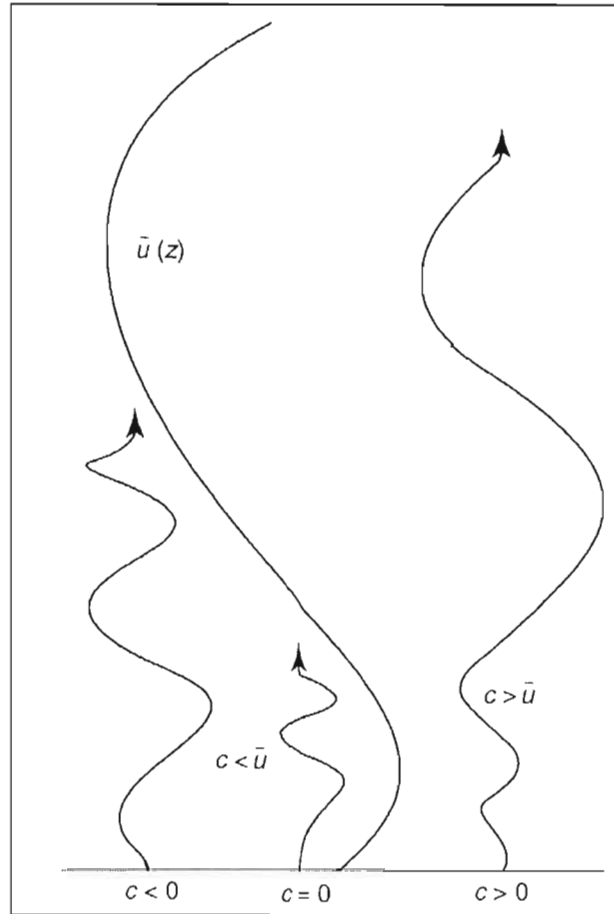


Figure 1.10 Schématisation de la propagation verticale estivale d'ondes de gravité topographique (vitesse de phase,  $c=0$ ) et convectives ( $c<0$ ,  $c>0$ ) selon le profil vertical du vent.  $c$  est la vitesse de phase des ondes. Les ondes  $c=0$  et  $c<0$  rencontrent un niveau critique et leur propagation s'arrête alors que l'onde ayant une grande vitesse de phase positive peut se propager en altitude et possiblement devenir instable par l'effet de densité. (Tirée de Fritts, 2003)

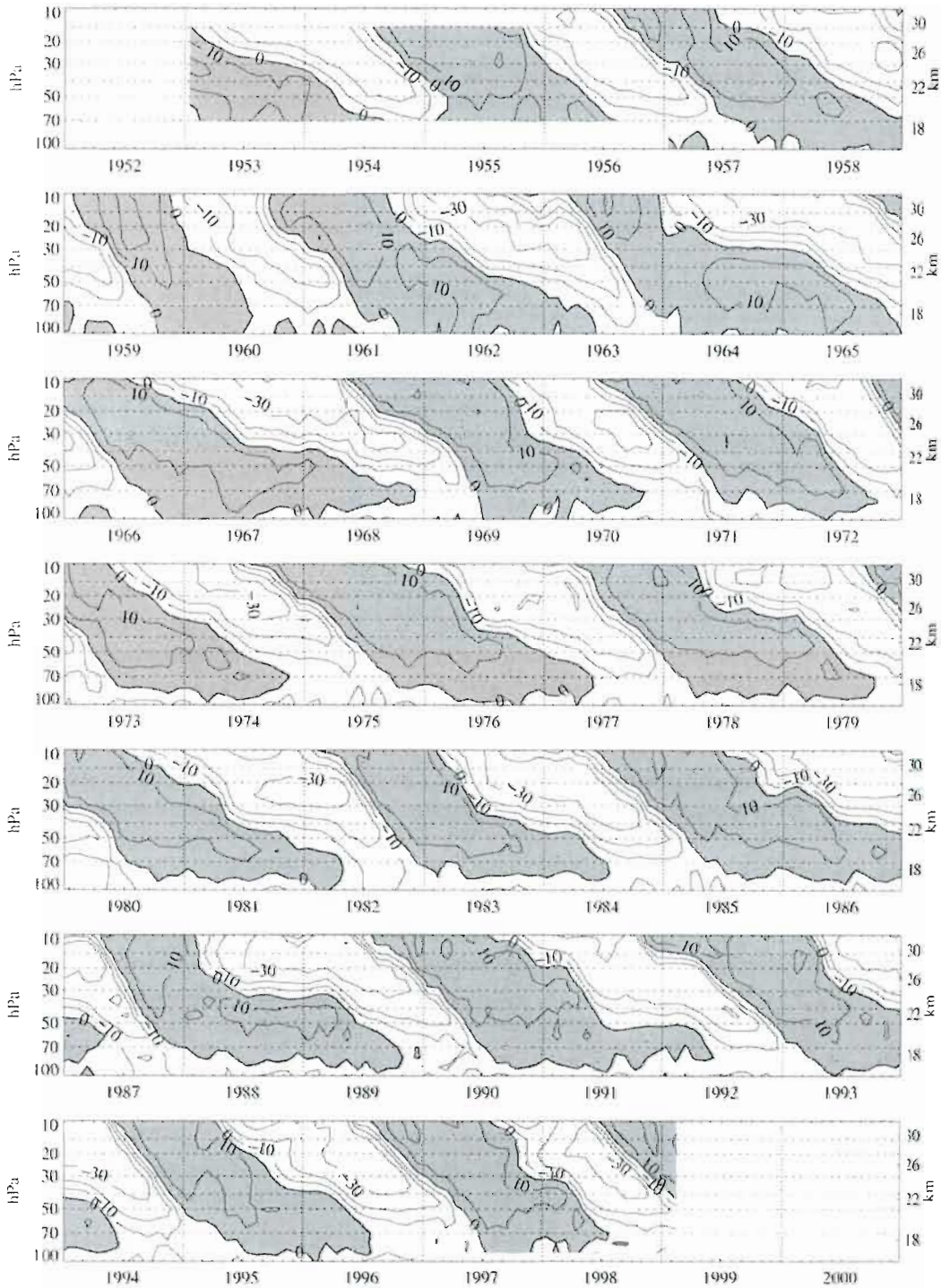


Figure 1.11 : Série temporelle des profils verticaux mensuels, obtenus par sondages, du vent zonal entre 70 et 10 hPa. Moyennes de trois stations situées près de l'équateur : Ile Canton ( $3^{\circ}\text{S}, 172^{\circ}\text{W}$ ) de janvier 1953 à août 1967, Gan ( $1^{\circ}\text{S}, 73^{\circ}\text{E}$ ) entre Septembre 1976 et décembre 1975 et Singapour ( $1^{\circ}\text{N}, 1014^{\circ}\text{E}$ ) depuis janvier 1976. Les vents d'ouest sont positifs et les vents d'Est négatifs et ombragés. (Tirée de Labitzke et van Loon, 1999)

## CHAPITRE II

### MÉTHODOLOGIE

#### 2.1 Description du MRCC

##### 2.1.1. Description du modèle

Le modèle régional canadien du climat (MRCC) est composé de deux modules différents et essentiels à la simulation du climat. Le premier est le noyau dynamique, ou autrement dit le schéma d'intégration numérique des équations différentielles partielles de la mécanique des fluides. Ce schéma est basé sur le schéma semi-implicite et semi-lagrangien du modèle MC2 (Bergeron *et al.*, 1994 ; Laprise *et al.*, 1997) et permet de résoudre efficacement les équations d'Euler élastiques et non hydrostatiques. Le MRCC utilise le pilotage aux frontières latérales de type Davies (1976). Ce pilotage utilise une zone de transition de neuf (9) points de grille sur la périphérie du domaine afin de faire tendre les valeurs des vents horizontaux et du champ de topographie vers celles des données de pilotage. Le vent vertical est piloté vers des valeurs nulles au dernier point de grille latéral. La coordonnée verticale utilisée par le MRCC est de type Gal-Chen (Gal-Chen et Sommerville, 1975). Les niveaux Gal-Chen sont des coordonnées de hauteurs géométriques hybrides « suivant le terrain » (*terrain-following*). Afin de résoudre les équations dynamiques, le MRCC utilise une grille décalée de type Arakawa-C autant à l'horizontale qu'à la verticale (Arakawa et Lamb, 1977). Une des particularités de cette grille est la présence de niveaux verticaux et de points de grille dynamiques, où sont calculées les variables de vent horizontal et de la pression ainsi que des niveaux

thermodynamiques où sont calculées les variables de température, mouvement vertical ainsi que l'humidité (Bergeron *et al.*, 1994).

L'ensemble des paramétrages physiques sous maille utilisés par le MRCC proviennent du modèle canadien de circulation générale de seconde génération (MCCG2) décrit par McFarlane *et al.* (1992). La version 3.7 du MRCC, utilisée pour ce projet, est détaillée dans Plummer *et al.* (2006), dont une description du paramétrage de la convection. Par contre, certaines particularités ont été inactivées, dont le pilotage des grandes échelles (*pilotage spectral*) ainsi que le module des lacs. Le pilotage spectral est utilisé dans les expériences où les MRC servent d'outils de mise à l'échelle dynamique (*dynamical downscaling*; von Storch *et al.*, 2000 ; Riette et Caya, 2002). Puisque la présente étude a comme objectif d'évaluer la qualité de la circulation générale simulée par le MRCC-hémis, il est nécessaire d'inactiver ce paramétrage.

### **2.1.2 Description des expériences**

Les simulations ont été effectuées sur un domaine horizontal couvrant l'ensemble de l'hémisphère nord tel que présenté à la figure 2.1. D'importants compromis sur la résolution spatiale durent être faits afin de pouvoir exécuter le MRCC sur un domaine géographiquement aussi vaste. Ainsi, le MRCC est intégré sur une grille stéréographique polaire dont la résolution horizontale est de 180 km vraie à 60°N, une résolution quatre (4) fois plus grossière que la résolution opérationnelle de 45 km. Le domaine hémisphérique comporte 150x150 points de grille. Le MRCC utilise les données du projet AMIP II comme conditions de surface pour la température de la surface de la mer ainsi que la couverture de glace de mer.

Puisque le présent projet vise à vérifier l'impact de l'ajout d'une importante partie de la stratosphère sur le climat simulé par le MRCC sur le domaine hémisphérique, une attention particulière a été portée à la manière d'ajouter ces

niveaux. La figure 2.2 présente l'organisation des niveaux à la verticale pour la configuration basse ainsi que les niveaux ajoutés pour atteindre 45 km d'altitude. Le toit de la configuration basse (en noir sur la fig. 2.2) est situé à 29 km d'altitude et comporte 30 niveaux situés entre la surface et le toit. Certaines contraintes devaient être respectées afin d'assurer le bon fonctionnement du MRCC lors de l'ajout de niveaux. Une étude interne de l'équipe MRCC a démontré que l'espacement entre les niveaux doit rester constant ou augmenter graduellement lorsqu'on ajoute des niveaux en altitude. Nous avons ajouté autant de niveaux que possible entre 29 et 45 km. Le résultat concret a été l'ajout de cinq (5) niveaux supplémentaires afin d'atteindre 45 km, la position du toit haut (en rouge sur la figure 2.2).

Une autre contrainte importante à l'élaboration de la méthodologie concerne les données disponibles pour le pilotage aux frontières latérales. En effet, il est nécessaire que la totalité du domaine vertical du modèle soit incluse dans le domaine des données de pilotage. Si cette condition n'est pas respectée, les données du pilote sont reportées (extrapolation constante) vers les niveaux du modèle situés au-dessus. Il en résulterait un transfert aux frontières du modèle à tous les pas de temps de données physiquement erronées ne respectant pas la réalité physique, entre autre, la relation du vent thermique. L'expansion verticale du MRCC dans cette étude a donc été limitée par la hauteur des données de pilotage des réanalyses ERA40. Ces données sont définies sur des niveaux de pression dont le plus haut se situe à 1 hPa, ce qui correspond approximativement à la position de la stratopause. Il a été nécessaire de s'assurer que le niveau supérieur d'ERA40 soit toujours situé au-dessus de la hauteur géométrique du dernier niveau du MRCC. Pour ce faire, une étude de la variabilité de la hauteur du géopotential à 1 hPa sur un cycle annuel a été effectuée (non montrée). Le résultat de cette étude montre que la position moyenne du dernier niveau des réanalyses 1 hPa à l'équateur est d'environ 47 km et ne varie pas beaucoup avec les saisons (~1 km). Il est alors sécuritaire de placer le dernier niveau modèle à 45 km puisque l'on se trouve à libérer une marge suffisante pour que le

dernier niveau du modèle soit toujours inclus dans les données ERA40. La situation au pôle est très différente, le niveau 1hPa d'ERA peut descendre aussi bas que 43 km d'altitude mais cette situation n'affecte pas les simulations puisque le MRCC n'est pas piloté hors de la zone éponge Davies et que le pilotage spectral des grandes échelles est désactivé pour ces expériences. Seules les conditions initiales sont problématiques puisque les simulations débutent en janvier, mais le MRCC subit un réajustement des profils thermiques dans les 72 premières heures de la simulation.

Le pilotage de l'humidité a été modifié pour ces expériences pour pallier un problème potentiel dans la stratosphère. La configuration usuelle du MRCC utilise, pour la condition aux frontières de l'humidité, l'extrapolation en  $T-T_d$ , où  $T$  est la température et  $T_d$  la température du point de rosée. L'extrapolation verticale fonctionne comme suit : pour tous les niveaux où la pression est inférieure à 300 hPa, la valeur de  $T-T_d$  à 300 hPa est propagée et l'on évalue l'humidité spécifique à partir du profil de température. Cette approche a été développée pour contourner une lacune présente dans les champs d'humidité des réanalyses du centre national de prédiction environnemental des États-Unis (NCEP; National Centers for Environmental Prediction) dont les valeurs sont nulles au-dessus de 300 hPa (Kalnay *et al.*, 1996). Lorsque le gradient vertical de température devient positif, on exécute une extrapolation constante de l'humidité spécifique à partir du dernier niveau défini. Lorsque le MRCC est piloté par les réanalyses ERA40, qui fournissent des données d'humidité spécifique jusqu'au dernier niveau, on remplace l'extrapolation en  $T-T_d$  par l'interpolation directe des données d'humidité des niveaux de pression du pilote vers les niveaux Gal-Chen du modèle. On doit cependant se fier à la qualité de ces données qui proviennent de l'intégration du modèle sous-jacent aux réanalyses puisque aucune donnée n'est assimilée pour l'humidité stratosphérique. L'analyse des résultats d'ERA40 montre que ces données sont légèrement trop sèches par rapport à la réalité (Uppala *et al.*, 2005).

### 2.1.3 Paramétrage du GWD

Le paramétrage du déferlement des ondes de gravité (*gravity wave drag*, GWD) pourrait être un facteur important dans la sensibilité du climat simulé par le MRCC selon la configuration verticale. Ce paramétrage permet d'introduire l'effet de la convergence du flux de momentum causée par le déferlement d'ondes de gravité non résolues par la dynamique du modèle. Lorsqu'il y a déposition de momentum, celui-ci exerce une force sur l'écoulement moyen. Les ondes paramétrées sont des ondes stationnaires d'origine topographique. Le paramétrage utilisé par le MRCC est décrit en détail dans l'article de McFarlane (1987) et utilise comme paramètre clé la variance sous maille de la topographie. Ce paramétrage se base sur l'hypothèse de saturation de Lindzen (1981) qui suppose qu'avec une propagation vers le haut, l'instabilité de l'onde de gravité provoque localement une dissipation turbulente, ce qui permet de réduire l'amplitude de l'onde et de stabiliser sa structure. Le paramétrage permet donc une répartition verticale de l'impact du déferlement des ondes de gravité. La force est exercée uniquement sur le vent horizontal dans le cas du paramétrage de McFarlane. Les zones d'activité du paramétrage du GWD pour une simulation de trois (3) années du Modèle canadien de l'atmosphère moyenne (MCAM ; Beagley *et al.*, 1996) sont présentées à la figure 2.3. Le GWD est actif pour deux zones bien distinctes. La première zone est située aux latitudes moyennes ( $\sim 40^\circ\text{N}$ ) et centrée à 100 hPa et impose un forçage moyen sur les vents horizontaux d'environ  $-2,5 \text{ ms}^{-1}\text{jour}^{-1}$  en janvier. La seconde zone est maximale dans la mésosphère mais possède une extension dans la haute stratosphère centrée à  $50^\circ\text{N}$  et atteignant les  $-7,5 \text{ ms}^{-1}\text{jour}^{-1}$ . Ce second maximum, s'il est adéquatement simulé par les expériences avec le toit haut, pourrait favoriser la formation de la circulation méridienne stratosphérique par le principe du *downward control* tel qu'expliqué à la section précédente.



### 2.1.4 Paramétrage du *Roof Drag*

Le second paramétrage essentiel à ce projet est celui du *roof drag*. Il s'agit en réalité d'une traînée de type Rayleigh (*Rayleigh Drag*). Le but de ce paramétrage est double : il tente en effet de prévenir la réflexion artificielle d'ondes se propageant à la verticale par la présence de la frontière rigide du toit en plus d'exercer un contrôle sur la vitesse des vents horizontaux afin d'assurer la stabilité numérique du modèle (McFarlane, 1987 et Beagly *et al.*, 1997). Sa formulation est telle qu'il s'active uniquement si le module des vents horizontaux dépasse la valeur seuil de 110 m/s (*excess velocity drag*) et a comme effet d'imposer une accélération négative au vent horizontal. Cette valeur seuil arbitraire correspond à la valeur utilisée dans le MCG2. Habituellement, ce paramétrage s'applique à tous les niveaux au-dessus de 10 hPa ou au dernier niveau du domaine vertical si celui-ci est situé sous les 10 hPa. McFarlane (1987) suggère que ce paramétrage n'a d'impact que sur les deux niveaux supérieurs lors de simulations du GCMII.

### 2.1.5 Présentation des simulations analysées

Ce projet comporte quatre (4) simulations distinctes effectuées couvrant une période de six (6) années de 1990 à 1995. Ces années ont été choisies en fonction de trois critères principaux : premièrement, il était souhaitable d'effectuer les simulations sur une période récente afin de maximiser la quantité et la qualité des observations stratosphériques, principalement disponibles depuis le lancement de satellites météorologiques, soit après 1979. Deuxièmement, il était aussi souhaitable d'éviter les événements importants El Niño (*El Niño Southern Oscillation*; ENSO) des dernières décennies soit les années de 1982 à 1984 et de 1997 à 1999 ([www.cdc.noaa.gov](http://www.cdc.noaa.gov)) puisqu'ils ont un impact sur la circulation stratosphérique (Labitzke et van Loon, 1999). Troisièmement, il était aussi souhaitable d'éviter les années de forte activité dynamique stratosphérique, c'est-à-dire les années consécutives où des réchauffements stratosphériques majeurs se sont produits

(Labitzke *et al.*, 2002) puisque de nombreuses études à l'aide de GCM incluant l'atmosphère moyenne ont montré la difficulté de reproduire ces événements et leur fréquence (Charlton *et al.*, 2006). De plus, vu l'impact de ces événements sur les températures et les vents moyens et la taille restreinte de la période de simulation, l'absence de ces événements dans le MRCC provoquerait d'importants biais par rapport aux réanalyses ERA40 qui, par l'assimilation de donnée, perçoivent les effets de ceux-ci. Par contre, une lacune importante de cette période, comme il le sera montré lors de l'analyse des résultats, est l'éruption du volcan Pinatubo en juin 1991 qui perturbe l'atmosphère par ses rejets pour une période approximative de deux années.

La première année est utilisée comme période de stabilisation des champs géophysiques du modèle (*spinup*). L'initialisation de ces champs est imposée au modèle et les valeurs ne représentent pas nécessairement l'équilibre simulé par le modèle. Alors que les champs atmosphériques possèdent un temps de stabilisation relativement faible, de l'ordre d'un mois, le temps nécessaire pour atteindre l'équilibre des champs de surface peut prendre quelques années. La durée d'une année de *spinup* est donc un compromis afin d'éliminer le plus possible les régimes transitoires suite à l'initialisation, sans trop allonger la période de simulation. L'analyse est donc effectuée sur les cinq dernières années (1991-1995) simulées. Des quatre simulations, deux utilisent la configuration basse, avec 30 niveaux et un toit à 29 km (BAS et BAS2), alors que les deux autres utilisent la configuration haute avec 35 niveaux et un toit à 45 km (HAUT et HAUT2). Il existe des différences dans la formulation du MRCC entre chaque simulation composant les deux groupes. Les deux simulations basses diffèrent pour le pilotage des données d'humidité, la BAS (ainsi que les deux simulations hautes) utilisant les données d'humidité spécifique directement d'ERA40 alors que la BAS2 utilise la formulation du  $T-T_d$ . Les deux simulations hautes diffèrent dans l'application du *roof drag*, la simulation HAUT2 l'utilise pour tous les niveaux supérieurs à 10 hPa alors que les autres simulations

l'appliquent uniquement au dernier niveau, la simulation. L'analyse est surtout concentrée sur la comparaison des simulations BAS et HAUT, possédant des configurations expérimentales identiques hormis l'ajout des niveaux à la verticale. Les deuxièmes simulations de chaque groupe (BAS2 et HAUT2) seront utilisées afin de vérifier la robustesse du signal provoqué par l'ajout des niveaux sur les simulations du MRCC-hémis.

## 2.2 Outils d'analyse

La présente section vise à établir la méthodologie d'analyse utilisée afin d'évaluer la qualité du climat simulé ainsi que l'effet de l'ajout des cinq niveaux verticaux sur les résultats du MRCC. Cette section est séparée en trois parties : la première présente le calcul des statistiques climatologiques, la seconde le calcul des moyennes zonales et la troisième l'évaluation de la position du toit.

### 2.2.1 Statistiques climatologiques

La première étape dans l'analyse des résultats est la synthèse des données afin de rendre gérable l'analyse des cinq (5) années de données produites par chaque simulation. L'analyse des résultats du MRCC et la comparaison avec ERA40 portent sur trois statistiques mensuelles différentes, illustrées ici pour un champ atmosphérique quelconque  $\psi$ . La moyenne mensuelle climatologique :

$$\overline{\psi}_m = \frac{1}{A \cdot I} \sum_{a=1}^A \sum_{i=1}^I (\psi_{i,m,a}); \quad (\text{éq. 2.1})$$

l'écart-type interannuel des moyennes mensuelles

$$\overline{\psi_{m,a}}^A = \left[ \frac{1}{A} \sum_{a=1}^A (\overline{\psi}_{m,a} - \overline{\psi}_m)^2 \right]^{1/2}; \quad (\text{éq. 2.2})$$

et, finalement, l'écart-type intra mensuel des perturbations transitoires

$$\overline{\psi'_m} = \left[ \frac{1}{A \cdot I} \sum_{a=1}^A \sum_{i=1}^I (\psi_{i,m,a} - \overline{\psi_{m,a}})^2 \right]^{1/2}. \quad (\text{éq. 2.3})$$

Ces équations suivent la représentation de Côté (1998, 2001) où l'indice  $i$  représente les archives aux six (6) heures,  $m$  l'indice mensuel et le  $a$  l'indice annuel. La moyenne mensuelle climatologique (éq. 2.1) n'est autre que la moyenne des archives d'un mois  $m$  donné sur l'ensemble des années. L'écart-type interannuel des moyennes mensuelles est obtenu à partir de l'anomalie entre la moyenne d'un mois  $m$  et la moyenne climatologique de ce même mois. Cette statistique permet de quantifier la similitude des moyennes mensuelles d'un mois  $m$  pour les différentes années de simulation. L'écart-type intra mensuel (éq. 2.3) calcule la moyenne des anomalies entre chacune des archives  $i$  par rapport à la moyenne climatologique de ce même mois. On obtient donc une idée de la variabilité moyenne du champ à l'intérieur d'un seul mois pour l'ensemble de la durée de la simulation.

### 2.2.2 Statistiques zonales

L'atmosphère possède deux axes de variabilités principaux, soit la latitude et l'altitude, tous deux caractérisés par de forts gradients thermiques. Les moyennes zonales permettent de représenter les résultats selon ces deux axes et facilite ainsi l'évaluation de la structure de grande échelle des champs simulés. Les effets des phénomènes provoquant les principales différences longitudinales des variables atmosphériques, tels que l'influence de la topographie et le contraste Terre-mer s'amenuisent en s'éloignant de la surface. De plus, le domaine hémisphérique (fig. 2.1) a été conçu afin d'inclure l'équateur dans le domaine libre du modèle, soit hors de la zone éponge identifiée par la ligne blanche sur la fig. 2.1. Le domaine libre couvre donc l'ensemble des cercles de latitudes entre l'équateur et le pôle est propice à l'utilisation de telles moyennes contrairement aux configurations habituelles d'un modèle régional sur une région très limitée de la planète.

La construction des moyennes zonales à partir des champs du MRCC sur la grille polaire stéréographique est relativement simple pour l'ensemble des champs scalaires. La méthodologie comporte trois étapes distinctes. La première effectue l'interpolation des champs de la grille du modèle vers une grille latitude-longitude de résolution  $2^\circ \times 2^\circ$ <sup>3</sup>. Cette résolution correspond approximativement à la résolution du MRCC-hémis à  $45^\circ\text{N}$  ( $\sim 156$  km). La seconde étape constitue en une réflexion des données de l'hémisphère nord sur l'hémisphère sud. Cette étape est nécessaire afin d'assurer une périodicité du domaine selon la direction latitudinale (Nord-Sud), condition nécessaire à la bonne exécution de certains programmes de diagnostics. Cette étape permet aussi d'éliminer toutes les latitudes où le domaine libre du MRCC ne couvre pas l'ensemble des 360 degrés de longitudes et donc où une moyenne zonale serait incomplète. Il faut toutefois garder à l'esprit que l'équateur est, en certains endroits, très près de la zone éponge et que celle-ci doit exercer une influence sur les résultats. La troisième et dernière étape effectue les moyennes zonales sur la grille latitude-longitude.

Les champs vectoriels, tels les vents horizontaux nécessitent une étape initiale supplémentaire. Les vents du MRCC sont calculés selon les coordonnées de la grille, soit le vent U positif vers la droite de la grille (fig. 2.1) et le vent V positif vers le haut de la grille. Les conventions habituelles pour le vent horizontal sont les vents u positifs vers l'est et les v positifs vers le nord. Hors, si l'on suit un cercle de latitude sur le domaine de simulation, on remarque que l'orientation du référentiel géographique change en tout point le long du parcours. Il est alors nécessaire de transformer les vents U et V du modèle vers les vents u et v géographiques. Il est impératif d'effectuer ce changement de référentiel sur les séries aux six (6) heures archivées par le modèle afin de ne pas introduire d'erreurs dans le calcul des différentes statistiques, surtout pour les deux écarts-types, interannuels et intra

---

<sup>3</sup> Les réanalyses ERA40 sont aussi interpolées de leur grille originale vers la même grille latitude-longitude à  $2^\circ \times 2^\circ$ .

mensuels. On transforme donc les vents modèles vers les vents géographiques, ainsi la suite du traitement s'effectue de manière identique aux champs scalaires.

### **2.2.3 Calcul approximatif de la position du toit du modèle**

L'analyse des résultats du MRCC est présentée sur des niveaux de pression afin de faciliter la comparaison avec les réanalyses ainsi que pour éviter les ambiguïtés que pourrait causer l'utilisation des niveaux hybrides Gal-Chen. Lorsque l'on s'éloigne de la surface, ces coordonnées verticales sont équivalentes à des hauteurs géométriques et sont invariantes dans le temps et l'espace. Par contre, la hauteur géométrique des niveaux de pression est fonction de la température et donc soumise au cycle saisonnier ainsi qu'à la position latitudinale. Il est donc nécessaire de vérifier la position du toit du modèle par rapport aux niveaux de pression afin d'éviter une contamination de l'analyse par des données issues d'extrapolation des champs du modèle vers des niveaux de pression situés au-dessus du toit, données alors dénuées de tout sens physique. Afin de calculer la position approximative du toit des simulations, une analyse des valeurs des moyennes zonales ainsi que des variabilités interannuelles des champs de géopotential pour chacune des expériences a été effectuée. Les valeurs situées au-dessus de la position du toit seront par la suite masquées sur l'ensemble des figures utilisées pour l'analyse. Les figures 2.4 et 2.5 présentent les moyennes zonales obtenues pour les champs moyens de géopotential calculés sur l'ensemble de la période d'analyse (1991-1995) et pour les quatre (4) mois cardinaux (janvier, avril, juillet et octobre). Afin de situer le toit, toutes les valeurs de géopotential supérieures à la hauteur du toit sont ombragées en rouge. Il est alors possible de discerner quels niveaux de pression sont susceptibles de résulter d'extrapolation au-dessus du toit. Pour tenir compte de la variabilité interannuelle, des graphiques similaires ont été générés et montrent que la variabilité maximale est inférieure à 900 m en hiver au-dessus du pôle. Afin de conserver une limite de sécurité, la valeur de géopotential à partir duquel les valeurs seront masquées sera

d'un kilomètre sous la valeur du géopotential du toit, donc 28 km pour le toit bas et de 42 km pour le toit haut.

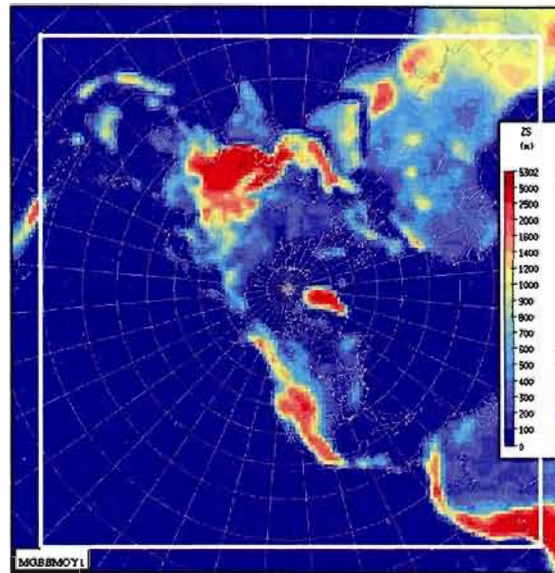


Figure 2.1 : Champ de topographie (en m) du domaine hémisphérique du MRCC à 180 km de résolution sur grille stéréographique polaire. Ligne blanche : Limite de la zone éponge de Davies

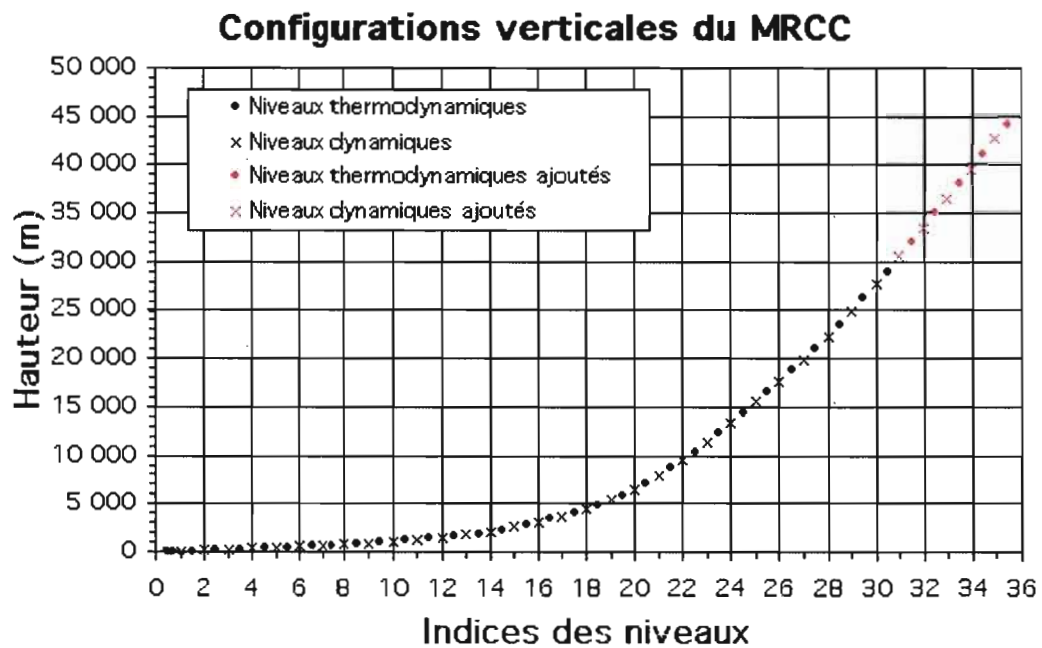


Figure 2.2 : Disposition des niveaux verticaux du MRCC. En noir : niveaux de la configuration basse. En rouge : cinq (5) niveaux ajoutés pour atteindre 45km d'altitude.

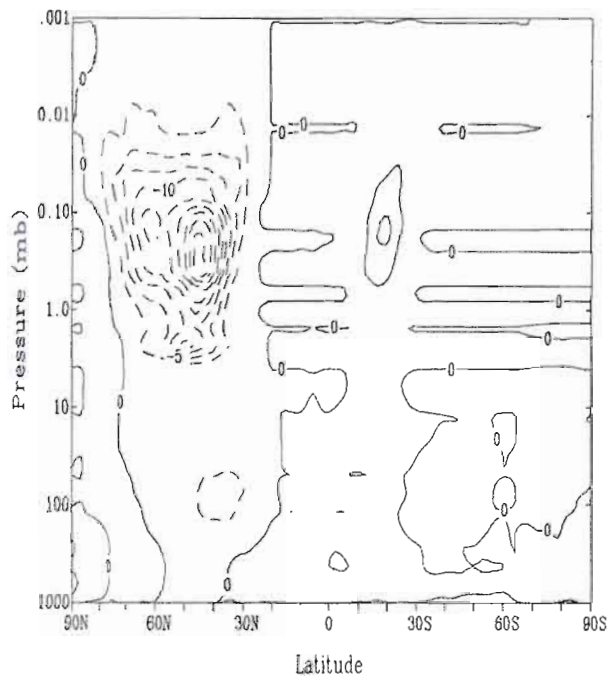


Figure 2.3 : Moyenne zonale de la force par unité de masse produite par le paramétrage du déferlement des ondes de gravité orographiques en janvier par le MCAM. Les contours sont au  $2,5 \text{ ms}^{-1}\text{jour}^{-1}$  (tirée de McFarlane 2000)



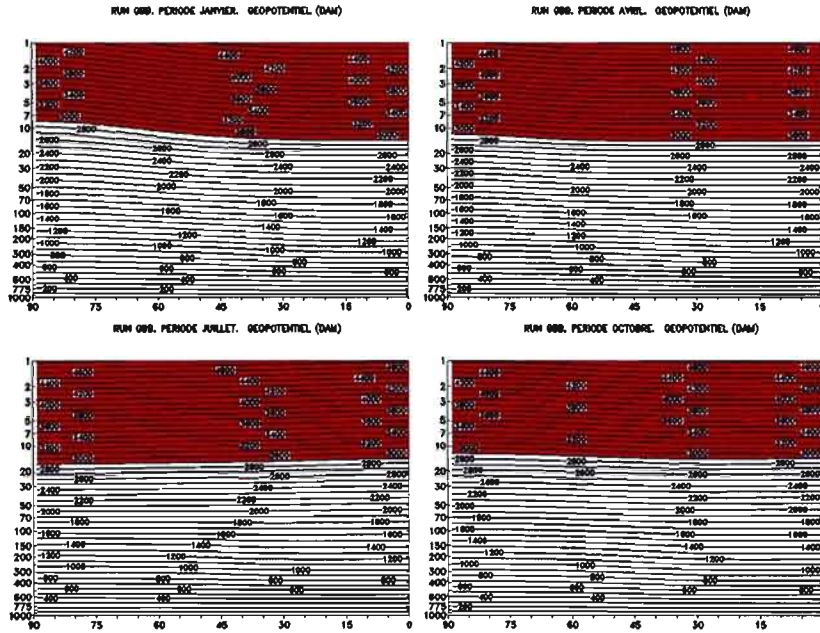


Figure 2.4 : Moyennes zonales du champ de géopotiel de la simulation basse BAS pour Janvier, Avril, Juillet et Octobre. Les valeurs de géopotiel supérieur à 2290 dam sont ombragées en rouge et représentent la position approximative de la hauteur du toit (22904 m)

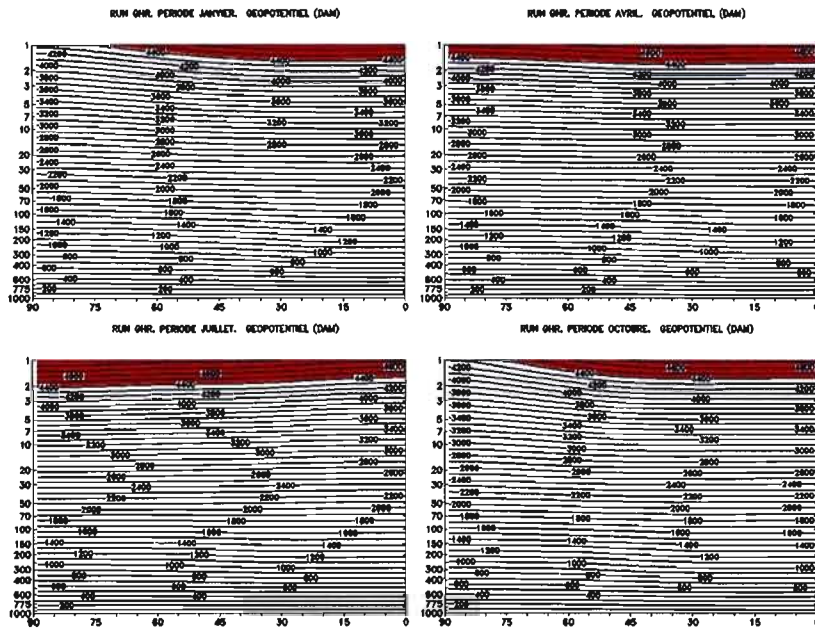


Figure 2.5 : Moyennes zonales du champ de géopotiel de la simulation haute HAUT pour Janvier, Avril, Juillet et Octobre. Les valeurs de géopotiel supérieur à 4430 dam sont ombragées en rouge et représentent la position approximative de la hauteur du toit (44300 m)

## CHAPITRE III

### ANALYSE DES RÉSULTATS

Le présent chapitre présente l'évaluation de l'effet de la modification de la hauteur du toit sur les simulations du MRCC-hémis. Les réanalyses ERA40 du centre européen (ECMWF), dégradées sur une grille latitude-longitude de 2,5 x 2,5 degrés de résolution horizontale, sont utilisées comme base de données de référence pour l'évaluation des simulations ainsi que pour le pilotage aux frontières latérales des simulations.

Ce chapitre est subdivisé en trois sections. La première présente une analyse comparative des statistiques zonales, la seconde explore les cycles annuels de certains champs atmosphériques représentatifs, alors que la dernière illustre la distribution géographique du champ de pression au niveau de la mer sur le domaine hémisphérique.

#### 3.1 Statistiques zonales

Les champs atmosphériques possèdent deux axes principaux de variabilité dans les directions méridienne et verticale. Puisqu'elles illustrent les champs atmosphériques selon ces deux axes, les moyennes zonales permettent donc de saisir l'essentiel de la variabilité des champs atmosphériques. Les variations longitudinales sont importantes près de la surface, mais leur importance tend à diminuer à la verticale dans l'atmosphère.

Deux statistiques sont présentées de manière complémentaire, soit les moyennes et les écarts-types interannuels. Les simulations, d'une durée de cinq années, sont trop courtes afin de pouvoir effectuer des épreuves de significations

statistiques classiques. Malgré cette restriction, il est possible de relativiser les résultats simulés en utilisant, prudemment, les écarts-types interannuels (approximant la variabilité interannuelle des simulations). Pour les mêmes raisons de petite taille des échantillons, les écarts-types interannuels simulés ne serviront pas à évaluer les patrons de variabilité interannuelle du modèle par rapport à ERA40, mais serviront à mettre en contexte les moyennes mensuelles et leurs biais. Cette analyse se concentre sur deux champs atmosphériques, la température et les vents zonaux. Malgré la relation directe entre les deux variables, celles-ci permettent d'avoir une perspective globale du comportement de la stratosphère.

Cette section est développée en trois sous-sections. D'abord la référence, ERA40, pour ensuite analyser les résultats du MRCC-hémis avec le toit bas (expérience BAS), pour terminer par l'expérience HAUT, comportant les niveaux supplémentaires (v. section 2.1.5).

### **3.1.1 Réanalyses ERA40**

Une présentation des climatologies mensuelles sous forme de moyennes zonales et des écarts-types interannuels est faite pour la température et pour le vent zonal. La présentation des deux statistiques permet d'avoir une idée de la variabilité autour des valeurs moyennes. Finalement, une analyse de la qualité d'ERA40 est présentée afin de relativiser les résultats du MRCC.

#### *3.1.1.1 Température*

La figure 3.1 présente les moyennes zonales des températures pour la période 1991 à 1995 pour l'hémisphère nord tel que définies par ERA40. Les quatre panneaux présentent les résultats des mois dits *cardinaux* : janvier, avril, juillet et octobre. La figure 3.2 présente l'écart-type interannuel du champ de température suivant le même format.

Certaines caractéristiques générales de la structure thermique moyenne de l'atmosphère et de sa variabilité interannuelle sont évidentes. On constate une diminution de la température moyenne avec l'altitude dans la troposphère. Par contre, le gradient thermique méridien varie selon la position latitudinale, l'altitude et le mois. La troposphère, située approximativement entre 1000 et 100 hPa, est dominée une diminution de la température de l'équateur vers le pôle. Malgré le cycle annuel des températures troposphériques, le signe du gradient méridien troposphérique demeure inchangé tout au long de l'année. Aux tropiques, la température et la position de la tropopause, située autour de 100hPa, varient peu selon le mois.

La situation est différente dans la stratosphère. Les patrons de température ainsi que les gradients méridiens sont sensibles à la présence du soleil ce qui se traduit par un cycle annuel important. La variabilité interannuelle est généralement plus importante dans la stratosphère que la troposphère, exception faite de la période estivale. En janvier, alors que le soleil est absent des hautes latitudes nordiques, la température atteint un minimum de  $-70^{\circ}\text{C}$  au-dessus du pôle entre 100 et 30 hPa pour ensuite augmenter verticalement vers les couches supérieures de la stratosphère. La figure 3.2 montre aussi des valeurs d'écart-types interannuels maximales pour la stratosphère, découlant de la propagation verticale des ondes et de leurs interactions avec l'écoulement moyen et la température (tel que discuté à la section 1.2.2). La zone de forte variabilité ( $\sigma > 4^{\circ}\text{C}$ ) s'étend sur la presque totalité de la stratosphère entre 70 et 1 hPa pour les moyennes et hautes latitudes. La zone de variabilité maximale se situe au-dessus du pôle ( $\sim 8^{\circ}\text{C}$ ).

Le soleil apparaît entre janvier et avril dans les hautes latitudes nordiques ce qui provoque une augmentation importante de la température surtout pour la haute stratosphère au-dessus de la région polaire où l'ozone est particulièrement efficace pour absorber le rayonnement solaire. Au-dessus du pôle, entre 200 et 20 hPa,

l'augmentation de la température est causée par le *réchauffement final* (section 1.2.2.2). Cet événement dynamique provoque aussi une diminution importante des gradients thermiques horizontaux de la basse stratosphère. La variabilité interannuelle demeure importante pour les niveaux supérieurs mais est, en général, plus faible qu'en janvier puisque le *réchauffement final* se produit en moyenne en mars et les vents d'est qui s'en suivent inhibent la propagation verticale des ondes troposphériques habituellement responsables de la variabilité stratosphérique.

En juillet, le soleil est constamment présent au-dessus du pôle Nord. L'absorption du rayonnement solaire par l'ozone génère un maximum de température stratosphérique au pôle et la température diminue progressivement vers les tropiques. La variabilité interannuelle en juillet est presque nulle sur l'ensemble de la stratosphère, conformément à la théorie de propagation verticale des ondes.

Le mois d'octobre montre une diminution rapide de la température pour la haute stratosphère polaire, soit entre 10 et 1 hPa, causée par la réduction importante de l'ensoleillement. La variabilité interannuelle de la température augmente pour l'ensemble de la stratosphère et plus particulièrement au nord de 60°N. L'augmentation de l'activité ondulatoire, favorisée par le retour des vents d'ouest, explique cette augmentation.

### 3.1.1.2 Vent zonal

La figure 3.3 présente les moyennes zonales du vent zonal d'ERA40 pour les quatre mois cardinaux de 1991 à 1995 et la figure 3.4 présente les moyennes zonales des écart-types interannuels du vent zonal.

Pour l'ensemble de la troposphère, la relation du vent thermique (éq. 1.2) explique les vents dominants d'ouest à partir de la diminution de la température avec la latitude (fig. 3.1). Seules les régions équatoriales échappent à cette règle avec la présence des alizés. Le courant jet est situé autour de 200 hPa à la verticale. Son

intensité varie d'une saison à l'autre par un facteur deux entre les mois de janvier et juillet. En janvier, il est situé le plus au sud avec une intensité d'environ  $42 \text{ ms}^{-1}$  à  $30^\circ\text{N}$ . Son intensité diminue en avril ( $\sim 34 \text{ ms}^{-1}$ ) pour atteindre un minimum en juillet ( $\sim 22 \text{ ms}^{-1}$ ), alors qu'il remonte autour de  $45^\circ\text{N}$ . Dès le mois d'octobre, l'intensité est en augmentation ( $\sim 24 \text{ ms}^{-1}$ ). La position du maximum de variabilité interannuelle troposphérique est directement liée à la position du courant-jet (fig. 3.4) et les valeurs maximales ne varient pas beaucoup au cours du cycle annuel.

La situation est complètement différente pour la stratosphère. Aux latitudes extratropicales, les vents zonaux stratosphériques d'ERA40 sont cohérents avec la relation du vent thermique et l'inversion du gradient thermique entre l'hiver et l'été provoque une inversion de la direction des vents passants de l'ouest en janvier à l'est en juillet.

En janvier, la zone de relâchement du gradient thermique entre  $40^\circ\text{N}$  et  $65^\circ\text{N}$  pour la basse stratosphère (de 150 à 30 hPa) modifie la structure verticale des vents zonaux et provoque la séparation entre les jets troposphérique et stratosphérique. On peut aussi remarquer la structure presque fermée du jet stratosphérique en altitude ( $p < 10 \text{ hPa}$ ) à  $65^\circ\text{N}$ .

Le mois d'avril illustre la transition entre le régime d'hiver et d'été. Suite au *réchauffement final* (section 1.2.2.2) provoquant la rupture définitive du vortex polaire hivernal, le gradient thermique moyen s'inverse dans la basse stratosphère polaire (fig. 3.1) ce qui génère des vents d'est au-dessus du pôle, alors que les latitudes moyennes sont toujours soumises à des vents d'ouest. Le *réchauffement final* se produit en moyenne en mars mais son arrivée est très variable; il peut se produire entre la fin février et la fin avril (Labitzke *et al.*; 2002).

En juillet, la stratosphère est soumise à des vents d'est suivant le gradient thermique, plus chaud au pôle qu'aux latitudes moyennes. Les données d'ERA40 se

conforment donc bien à la théorie et à la climatologie présentées à la figure 1.5 tant pour la position du vent maximal ( $\sim 20^\circ\text{N}$ ) à 45 km qu'à sa vitesse ( $\sim 40 \text{ ms}^{-1}$ ). L'incapacité des ondes troposphériques à se propager dans un milieu où les vents sont d'est (v. section 1.2.2) explique l'absence de variabilité interannuelle pour l'ensemble de la stratosphère hors des tropiques.

Les vents en octobre redeviennent d'ouest suite au refroidissement rapide des hautes latitudes qui rétablit les gradients thermiques horizontaux stratosphériques du régime hivernal. Comme il a déjà été mentionné pour les champs de température, l'activité ondulatoire, conjointement à la diminution des températures, sont responsables de l'augmentation de la variabilité interannuelle observée pour la haute stratosphère au nord de  $30^\circ\text{N}$ .

Au-dessus des tropiques, la signature de la QBO est visible dans la variabilité des vents pour chacune des saisons entre 0 et  $20^\circ\text{N}$  au-dessus de 50 hPa (fig. 3.4). Puisque cette oscillation possède une période entre 27 et 30 mois (Labitzke et van Loon, 1999), on assiste pendant la période de janvier 1991 à décembre 1995 à un peu plus de deux cycles complets de cette oscillation. On peut alors se retrouver à un certain niveau, pour une latitude donnée, avec des moyennes composées de deux années où les vents moyens étaient d'ouest alors que les trois autres années avaient des vents d'est. Il s'en trouve une moyenne presque nulle et une très forte variabilité interannuelle autour de celle-ci.

### 3.1.1.3 *Qualité des réanalyses ERA40*

Cette section vise à présenter certaines limites importantes des réanalyses ERA40 dans le contexte de cette étude, entre autres les problèmes et biais connus de cette base de données afin de relativiser les résultats des comparaisons avec les simulations du MRCC-hemis.

Randel *et al.*(2004), dans le cadre du projet *Stratospheric Processes and their Role in Climate* (SPARC), ont comparés onze (11) bases de données, dont ERA40, provenant de sources variées telles que des données satellitaires, des ballons-sondes, des fusées et différentes analyses et réanalyses, particulièrement pour les années de 1992 à 1997. La couverture temporelle de leur étude a l'avantage d'être presque totalement inscrite dans les années simulées par le MRCC-hémis (1991-1995). Malgré les incertitudes de chacune des sources de données comparées par Randel *et al.*(2004), ils ont montrés que les réanalyses ERA40 se distinguent par la présence d'importants biais froids, de l'ordre de 5°C entre 5 et 2 hPa. Le troisième rapport de SPARC(2002), sous jacent à l'article de Randel *et al.*(2004), fournit de multiples détails sur les comparaisons effectuées. La figure 3.5 reproduit une partie de la figure 1 de ce rapport où l'on peut observer les biais moyens du mois de janvier entre ERA40 et les données d'analyses stratosphériques du centre météorologique du Royaume-Uni (UKMO), utilisées comme référence<sup>4</sup> pour cette étude. On constate que le biais froid de la haute stratosphère atteint des maximums de -5 à -6°C entre 10 et 2 hPa. Le rapport SPARC(2002) et l'article de Randel *et al.*(2004) démontrent que les températures stratosphériques d'ERA40 sont significativement différentes des autres sources de données pour l'ensemble des latitudes et sans discernement de saison.

Grâce à l'étude de Randel *et al.*(2004), Uppala *et al.*(2005) ont pu identifier d'autres problèmes d'ERA40. Les réanalyses ERA40 ont été effectuées parallèlement pour trois périodes différentes : la première de 1957 à 1972, la seconde de 1972 à 1988 et la troisième de 1989 à 2002. Quoique le schéma d'assimilation soit identique, d'importantes différences sont provoquées par le nombre et la qualité des observations disponibles, surtout pour les champs stratosphériques. En effet, ils ont constaté que les trois différentes périodes décrites plus haut possèdent chacune

---

<sup>4</sup> Le choix des données UKMO comme référence n'est pas justifié et semble arbitraire, ces données ne sont donc pas supposées être meilleure qualité.



leurs problèmes particuliers. La première période, de 1957 à 1972 présentent un biais chaud stratosphérique de l'ordre de plusieurs degrés. Cette période est antérieure aux satellites météorologiques et il n'y a pratiquement pas d'observations disponibles pour la moyenne et haute stratosphère (sauf quelques fusées). Le champ de température de la haute stratosphère ( $p < 20$  hPa) est donc presque uniquement généré par le modèle atmosphérique. La seconde période, de 1972 à 1989, correspond au début de l'ère des satellites alors que peu d'entre eux sont opérationnels et leur couverture spatiale est faible. Pendant cette période, la température présente une oscillation non-physique due aux modifications de la disponibilité des observations. La troisième période, de 1989 à 2002, présente le biais froid décrit auparavant pour la stratosphère. De plus, selon une étude interne, les statistiques des champs de température d'ERA40, particulièrement les écart-types interannuels, sont très variables lorsque calculées sur des années chevauchant deux périodes d'ERA40 (non montré).

Afin de limiter la contamination de notre analyse par les problèmes d'ERA40 présentés plus hauts, il a été convenu d'utiliser les statistiques calculées sur la période de cinq années simulées, soit de janvier 1991 à décembre 1995 comme période de référence. La quantification de certains biais entre 1992 et 1996 par l'étude de Randel *et al.* (2004) et le rapport SPARC (2002) permet une meilleure mise en contexte des résultats du MRCC, impossible pour d'autres tranches temporelles. Malgré les imperfections d'ERA40, il est tout de même possible d'évaluer les performances générales du MRCC-hémis et de formuler hypothèses et suggestions pour son amélioration. Par contre, il serait fort utile d'utiliser d'autres sources de données stratosphériques, telles que les autres bases de données utilisées par les études de Randel *et al.* (2004) et de SPARC (2002) afin d'effectuer une étude comparative plus complète.

Finalement, la validation d'ERA40 faite par Uppala *et al.*(2005) a permis d'identifier d'autres imperfections d'ERA40 dont un biais froid au-dessus des océans couverts par la glace de mer de 1989 à 1996, période incluant notre période d'étude. Ces biais sont provoqués par l'assimilation erronée des données de radiance d'un satellite. L'amplitude et le cycle annuel du biais ne sont cependant pas spécifiés.

### 3.1.2 Simulation BAS

Cette section présente les statistiques zonales de la simulation BAS ainsi que les biais de celle-ci par rapport à ERA40. Elle expose en détail les comportements problématiques notés initialement avec la configuration hémisphérique du modèle que ce projet vise à analyser. Sur l'ensemble des figures de cette section, les niveaux de pressions situés au-dessus du toit sont masqués selon la méthodologie expliquée à la section 2.2.3.

#### 3.1.2.1 Température

Les figures 3.6 et 3.7 présentent les moyennes zonales des températures et de la variabilité interannuelle de la simulation BAS. Certaines caractéristiques générales de la structure thermique de l'atmosphère sont bien simulées. La position du minimum de température équatorial situé autour de 100 hPa est bien simulé et sa valeur se rapproche de celle d'ERA40 (fig. 3.1). Il faut par contre se rappeler que la frontière latérale du domaine de simulation (fig 2.1) se trouve à proximité de l'équateur, ce minimum est donc influencé par ERA40. Par contre, en s'éloignant des tropiques, on peut remarquer des différences importantes entre BAS et ERA40.

En janvier, le MRCC ne parvient pas à reproduire correctement la structure thermique de la basse stratosphère au-dessus du pôle. La température diminue toujours avec une ascension à la verticale. Cette mauvaise représentation de la basse stratosphère est accompagnée par une très forte variabilité interannuelle. Il s'agit du problème initial identifié avec les premières simulations hémisphériques que ce projet

tente de corriger. Au mois d'avril, le MRCC ne simule pas non plus le réchauffement maximal situé dans les réanalyses autour de 50 hPa et la variabilité interannuelle est très forte au-dessus de cette zone, laissant supposer une sensibilité du vortex polaire au *réchauffement final*. En juillet, l'augmentation verticale de la température près du sommet du domaine est bien simulée et la variabilité interannuelle est presque nulle. On peut donc conclure que la simulation BAS réussit à simuler les deux *états* de variabilité de la stratosphère, soit dynamiquement très active en hiver et très peu variable en été. Le mois d'octobre montre une température plus froide pour les moyennes et hautes latitudes par rapport à ERA40 suggérant un refroidissement plus important et plus rapide près du toit du modèle.

La figure 3.8 présente les biais moyens de température entre BAS et ERA40 de 1991 à 1995. En général, la simulation basse a tendance à sous-estimer la température stratosphérique pour tous les mois excepté juillet, surtout au sommet du domaine de simulation. Le mois de janvier montre un biais important, atteignant les  $-40^{\circ}\text{C}$  aux moyennes et hautes latitudes. La zone de biais froid couvre l'ensemble de l'hémisphère nord du sommet du domaine de simulation jusqu'à 70 hPa au-dessus du pôle. Malgré la forte variabilité de cette région (fig. 3.7), l'importance des biais stratosphériques semble être significative. Ce biais pourrait être expliqué par la présence du toit à 29km empêchant le MRCC-hémis de générer la circulation méridienne stratosphérique. La présente analyse vise justement la vérification de cette hypothèse.

En avril, la structure des biais pour les hautes latitudes est différente de celle de janvier. Deux zones de biais froids sont identifiables, l'une située au sommet de la colonne ( $\sim 10$  hPa) et l'autre centrée à environ 70hPa. Le biais au sommet de la colonne est beaucoup moins important qu'en janvier, résultat d'un réchauffement rapide de la température du MRCC-hémis entre janvier et avril près du toit ( $\sim +40^{\circ}\text{C}$ ). Le biais situé autour de 70 hPa est plus important en avril qu'en janvier. Par contre, la

zone de forte variabilité (fig. 3.7) coïncide avec celle du biais froid maximal, donc ce biais pourrait être causé par la mauvaise représentation de certaines années sur la simulation de cinq (5) ans. Physiquement, ce biais s'explique en comparant les vents zonaux de la simulation à la figure 3.9 et la figure correspondante pour ERA40 (fig. 3.3). Les vents moyens pour les réanalyses sont d'est alors que BAS produit toujours des vents d'ouest. Comme la modification de la direction des vents est dynamiquement reliée au *réchauffement final*, on peut donc conclure que le MRCC-hémis possède, en moyenne, un retard dans l'arrivée de ce réchauffement.

Le mois de juillet montre les biais de température les plus faibles des quatre mois présentés. Les biais, tant troposphériques que stratosphériques, sont limités à moins de  $\pm 5^{\circ}\text{C}$ . Conformément aux arguments présentés au premier chapitre, le régime estival stratosphérique est dominé par la radiation solaire incidente que le MRCC semble bien simuler. Puisque la variabilité interannuelle est très faible pour ce mois, il est possible que ces biais, surtout dans la stratosphère, soient robustes et causés par une mauvaise représentation d'un processus physique. Il serait naturel d'explorer ultérieurement les phénomènes touchant les paramétrages physiques concernant la radiation.

Les biais froids du mois d'octobre montrent que le MRCC se refroidit plus rapidement qu'ERA40 au sommet de son domaine, surtout au nord de  $40^{\circ}\text{N}$ . La basse troposphère ( $p > 775$  hPa) montre cependant un biais chaud supérieur à  $5^{\circ}\text{C}$  au nord de  $75^{\circ}\text{N}$ . Ce biais est maximal en octobre mais est présent pour les quatre mois. L'ensemble des latitudes entre  $75$  et  $90^{\circ}\text{N}$ , mis à part le Groenland et l'archipel canadien, est couvert par l'Océan arctique. La correspondance de la zone du biais chaud du MRCC et du biais froid d'ERA40 au-dessus des océans couverts de glace (section 3.1.1.3) laisse entendre que ce biais pourrait en réalité être la conséquence du biais froid d'ERA40 et non d'un défaut du MRCC.

### 3.1.2.2 Vent zonal

La figure 3.9 présente les moyennes zonales des vents zonaux produits par la simulation BAS et la figure 3.10 les moyennes zonales des écart-types interannuels associés. Tout comme ERA40, les vents et la température suivent la relation du vent thermique.

La position et l'amplitude du courant jet troposphérique pour l'ensemble des quatre mois sont relativement bien reproduites par le MRCC. Par contre, les courants jets simulés sont plus compacts que ceux d'ERA40. Les mois de janvier et d'octobre montrent une légère surestimation de la vitesse maximale, de l'ordre de  $2 \text{ ms}^{-1}$ . Le courant jet est par contre beaucoup trop fort en octobre, surestimé de  $6 \text{ ms}^{-1}$  et sa position est trop au nord de près de  $5^\circ$  de latitude. Toutes ces différences sont par contre comparables à la valeur de la variabilité interannuelle montrée par le MRCC sur la période de cinq (5) ans, donc il semble peu probable que ces différences soient statistiquement significatives.

Le vortex stratosphérique polaire en janvier est surestimé en comparaison avec ERA40 de l'ordre de  $6 \text{ ms}^{-1}$ , atteignant les  $38 \text{ ms}^{-1}$ . La séparation entre les jets troposphérique et stratosphérique est bien située autour de  $50^\circ\text{N}$ , mais les vents y sont surestimés de  $4 \text{ ms}^{-1}$ . Toutes ces modifications sont cohérentes avec le vortex polaire trop froid et trop profond observé dans le champ de température.

Le mois d'avril montre une lacune importante de la simulation. Alors que les réanalyses ont déjà subi le *réchauffement final* et que les vents ont changé de direction aux hautes latitudes, la simulation BAS possède encore un fort vortex polaire avec des vents d'ouest moyens de  $22 \text{ ms}^{-1}$ . Il apparaît alors très probable que l'important biais froid développé pendant l'hiver retarde l'arrivée du printemps et son *réchauffement final*. Par contre, les valeurs des écarts-types interannuels de BAS, centrées aux mêmes endroits que le vortex, sont du même ordre de grandeur que

celui-ci ( $\sim 18-20 \text{ ms}^{-1}$ ) ce qui pourrait signifier que la cause de cette variabilité soit un déphasage temporel occasionnel de certaines années et non un déplacement systématique. La date de ce réchauffement dans la stratosphère réelle varie généralement entre la mi-mars et la fin avril (Labitzke *et al.*, 2002). L'étude des cycles annuels de la section 3.2 confirme le déphasage et la présence d'un réchauffement très rapide entre les mois de mars et mai de la simulation BAS.

Les vents zonaux d'est de juillet sont surestimés par la simulation BAS près de  $15^\circ\text{N}$ . Ce biais est maximal près du toit ( $p < 50 \text{ hPa}$ ) avec une valeur d'environ 8 à  $10 \text{ ms}^{-1}$ . Le MRCC génère un vortex équatorial très compact ce qui permet au reste de la stratosphère d'avoir des vents raisonnables, environ  $2 \text{ ms}^{-1}$  plus faibles que ceux d'ERA40.

La structure des vents en octobre montre la création d'un maximum relatif à  $50^\circ\text{N}$  au sommet du domaine ( $p < 50 \text{ hPa}$ ), résultat de la structure thermique mal reproduite par le MRCC (fig. 3.6). Si l'on compare avec ERA40 (fig. 3.1), on remarque que le MRCC reproduit mal les gradients méridiens stratosphériques au-dessus de  $70 \text{ hPa}$ . La mauvaise représentation de ces gradients thermiques entraîne le déplacement de la zone de module maximal de  $65$  à  $55^\circ\text{N}$  ainsi qu'une sous-estimation des variations verticales du vent pour les hautes latitudes.

La figure 3.10 montre une zone de variabilité interannuelle relativement forte pour l'ensemble des saisons au-dessus des tropiques, entre l'équateur et  $20^\circ\text{N}$ . Cette zone est identifiée à une transmission de la QBO du pilote vers l'intérieur du domaine de simulation (v. section 3.2). Tout comme celle de la température, la variabilité interannuelle du vent zonal moyen illustre que la simulation BAS reproduit clairement les deux régimes dynamiques extratropicaux de la stratosphère.

### 3.1.3 Simulation HAUT

L'ensemble de ce projet porte sur la sensibilité des simulations hémisphériques à l'ajout de la seconde moitié de la stratosphère. Une attention particulière est donc portée à l'identification des améliorations et des problèmes rencontrés avec la configuration haute. L'objectif de cette analyse est aussi de proposer des hypothèses physiques d'explication des biais observés en plus de tenir compte de la qualité d'ERA40. La totalité des biais ne sont pas explicables par les analyses faites au cours de ce projet d'exploration, donc plusieurs avenues de recherches avec le MRCC-hémis sont proposées tout au cours de l'argumentation.

Comme dans la section précédente, cette partie du mémoire est divisée en l'étude des champs de température suivi par l'analyse des vents zonaux. La présentation des écarts-types interannuels est aussi effectuée dans une optique de mise en perspective prudente des résultats.

#### 3.1.3.1 *Température*

Les figures 3.11 et 3.12 présentent les résultats de la simulation HAUT pour les moyennes zonales des moyennes mensuelles et les écart-types interannuels. Tout comme la simulation BAS, la position et la température du minimum équatorial pour l'ensemble des mois sont bien simulées lorsque comparées avec les champs d'ERA40 (v. fig. 3.1).

La comparaison des statistiques zonales de l'expérience HAUT et de l'expérience BAS permet d'analyser la sensibilité à l'ajout des cinq niveaux supplémentaires. Pour les moyennes mensuelles, en janvier, même si la simulation HAUT ne simule correctement ni le minimum de température à 50 hPa ni l'augmentation de la température au-dessus, il n'en demeure pas moins que la structure thermique entre 70hPa et 10hPa s'améliore considérablement en comparaison avec celle de la simulation BAS (fig. 3.6). Le MRCC ne simule plus

des températures inférieures à  $-75^{\circ}\text{C}$  au-dessus du pôle. La simulation HAUT simule une augmentation verticale de la température dans la stratosphère, au sud de  $60^{\circ}\text{N}$ , ce qui est conforme à ERA40. Par contre, lorsque l'on calcule les gradients thermiques horizontaux du vortex polaire, entre 250 et 10 hPa, on remarque que la surestimation présente pour BAS (fig. 3.6) devient une sous-estimation pour la simulation HAUT par rapport à ERA40 (fig. 3.1). L'ajout de niveaux à la verticale semble «comblé» le vortex polaire. Par contre, la structure thermique moyenne s'améliore localement autour de 10 hPa pour les mois d'avril, de juillet et d'octobre. La sous-estimation des gradients horizontaux est moins importante avec la configuration haute. Tout comme la simulation BAS, les biais de la basse troposphère sont inférieurs à  $\pm 5^{\circ}\text{C}$  à l'exception de la région polaire où le mois d'octobre expose un biais chaud supérieur à  $+5^{\circ}\text{C}$  pour la basse troposphère ( $p > 775\text{hPa}$ ). Il est probable que, tout comme la simulation BAS, ces différences proviennent des biais froids au-dessus des océans glacés observés dans ERA40 (section 3.1.1.3).

Par contre, certains problèmes subsistent. La figure 3.13 montre les biais entre la simulation HAUT et ERA40. Dans la haute stratosphère, il existe une zone de biais chaud au-dessus de 10 hPa couvrant l'ensemble des *latitudes moyennes* ( $15^{\circ}\text{N} < \varphi < 55^{\circ}\text{N}$ ) atteignant des valeurs supérieures à  $+12,5^{\circ}\text{C}$  en juillet. L'amplitude de ce biais chaud suit le cycle solaire, maximal en juillet et minimal en janvier. Les biais systématiques d'ERA40 présentés à la section 3.1.1.3 permettent d'attribuer une partie des biais chauds de la haute stratosphère du MRCC à la mauvaise représentation de la température dans les réanalyses ERA40. La faible variabilité interannuelle des températures de HAUT de cette région (fig. 3.12) semble indiquer que ces biais soient systématiques. L'identification des biais froids stratosphériques d'ERA40 par Randel *et al.* (2004) pourraient signifier que les biais chauds du MRCC sont donc d'environ  $5^{\circ}\text{C}$  moins importants que ceux présentés à la figure 3.13. Par contre, notre connaissance actuelle des biais d'ERA40 n'est pas très précise et une étude comparative de résultats provenant d'autres bases de données



stratosphériques seraient nécessaire afin de mieux quantifier les biais du MRCC. La section 3.1.3.4 propose aussi une autre hypothèse pour expliquer les biais de HAUT.

En janvier, si l'on améliore considérablement la performance du modèle localement au-dessus du pôle Nord entre 30 et 10 hPa par rapport à la simulation BAS, le reste de la colonne présente une structure assez éloignée de celle d'ERA40. Les niveaux de pression au-dessus de 10 hPa présentent une augmentation verticale très rapide des biais froids atteignant des valeurs aussi importantes que ceux présents près du toit de la simulation BAS (fig. 3.8). La comparaison de la structure du champ moyen (fig. 3.11) montre que ce biais progresse puisque le MRCC sous estime le réchauffement stratosphérique. De plus, la simulation HAUT montre la création d'une importante zone de biais chaud centrée à 100 hPa couvrant l'ensemble des latitudes supérieures à 60°N. Ce biais est inexistant pour la simulation BAS et semble provenir de l'ajout de niveaux. De plus, les faibles valeurs des écart-types pour la même région (~2°C) laissent supposer que ce biais est présent à chaque année de la simulation. Les hypothèses d'explication dynamique de cette structure font l'objet d'une analyse plus détaillée présentée à la section 3.1.3.3.

Entre janvier et avril, la température de la haute stratosphère augmente trop rapidement. Le MRCC provoque une augmentation de la température atteignant les +30°C au-dessus de la région polaire pour les niveaux de pression au-dessus de 5 hPa alors qu'ERA40 affiche un réchauffement de quelques degrés (de 5 à 10°C) pour la même période (fig. 3.1). Ce réchauffement est par contre moins important que celui noté près du toit de la simulation BAS qui atteignait +40°C, mais il modifie la structure des biais en avril par rapport à ce qui est noté en janvier. La présence de la zone de biais froid centré à 10 hPa peut s'expliquer par un retard dans le *réchauffement final*, ce qui est appuyé plus tard par l'étude des cycles annuels (section 3.2). Par contre, la variabilité interannuelle est presque deux fois plus faible

(inférieure à 6°C) que pour la simulation BAS (inférieure à 11°C), ce qui permet de supposer un comportement se répétant chaque année.

Le mois d'octobre montre une diminution très rapide de la température au nord de 30°N. Le refroidissement le plus rapide se situe au-dessus du pôle, où la température chute de près de 40 à 60 °C pour les niveaux supérieurs du modèle entre juillet et octobre. Plus on se rapproche du toit, plus la diminution est importante. On peut supposer deux causes à ce refroidissement précipité, soit un refroidissement radiatif trop important ou l'absence de mécanismes dynamiques pouvant contrer ce refroidissement. La création rapide d'importants biais froids semble montrer que le MRCC-hémis est très sensible à la réduction de l'ensoleillement. Par contre, on peut remarquer un réchauffement des températures de la haute stratosphère au-dessus du pôle entre octobre et janvier pour la simulation HAUT et pour ERA40. La température au-dessus du pôle en octobre est inférieure de presque 10°C à celle du mois de janvier. On peut supposer que ce réchauffement est attribuable à l'activité dynamique stratosphérique plus importante en hiver tel qu'expliqué au premier chapitre. Le modèle semble donc capable de reproduire une partie de cette activité probablement à l'aide des paramétrages GWD et du *roof drag*.

En général, la variabilité interannuelle de la simulation HAUT (fig. 3.12) est inférieure à celle de la simulation BAS (fig. 3.7) pour les quatre mois présentés. L'ajout de niveaux semble stabiliser les simulations et augmenter la «reproductibilité» des moyennes mensuelles stratosphériques, surtout en janvier et avril. La variabilité estivale demeure aussi faible que dans la simulation basse.

### 3.1.3.2 Vent zonal

La figure 3.14 présente les moyennes zonales du vent zonal moyen et la figure 3.15 les écarts-types interannuels de ce champ. En général, les vents troposphériques ne diffèrent que de très peu de ceux simulés dans l'expérience BAS (fig. 3.9). Le

module moyen ne varie que de  $\pm 2\text{ms}^{-1}$  ce qui est inférieur à la variabilité interannuelle de chacune des simulations, laissant supposer des différences statistiquement non significatives.

En janvier, l'importante sous-estimation du gradient thermique méridien des hautes latitudes liée au développement du biais chaud au-dessus de 400 hPa (fig. 3.11 et 3.13) entraîne une dégradation importante de la structure des vents entre 45 et 90°N. La sous-estimation du vortex polaire touche l'ensemble des niveaux de pression entre 200 et environ 20 hPa. Les isotaques sont déformées et leurs gradients verticaux sont sous-estimés. La séparation des courants jets troposphérique et stratosphérique est beaucoup moins bien définie que celle de la simulation BAS et la vitesse minimale est de  $6\text{ms}^{-1}$  plus faible qu'ERA40 ( $10\text{ms}^{-1}$  plus faible que BAS). Le gradient vertical devient important au-dessus de 20 hPa, zone où la simulation devient trop froide par rapport à ERA40. Il est nécessaire de se rappeler que le vent zonal, suivant la relation du vent thermique, est lié à l'intégrale de la température de la colonne en dessous et peut refléter la sommation des erreurs de ce champ. La position du vortex polaire de la simulation HAUT, autour de 65°N, correspond à celle du vortex d'ERA40. Par contre, la forme du vortex d'ERA40 avec son maximum local situé entre 60-65°N et 7-2 hPa ne peut être reproduit par le modèle à cause de la présence du toit juste au-dessus. La variabilité interannuelle du MRCC est comparable à celle d'ERA40

En avril, les vents d'ouest de la stratosphère extratropicale montrent que la simulation HAUT est en retard pour son *réchauffement final*. Par rapport à la simulation BAS (fig 3.9), la situation s'améliore localement entre 60 et 75°N puisque le vortex d'ouest est beaucoup plus faible. Par contre, la variabilité interannuelle est très faible, ce qui indique que le MRCC reproduit, pendant les cinq (5) années, des situations similaires alors que la simulation BAS était extrêmement variable.

Le mois de juillet présente des vents d'est sur l'ensemble de la stratosphère mais sous la forme de deux maximum locaux, situés à 20°N et 70°N, alors que les réanalyses n'ont qu'un maximum à 30°N. Le MRCC surestime d'un facteur deux le module du vent maximal à 20°N avec des vents maximums de l'ordre de 80 ms<sup>-1</sup> causés par le gradient méridien de géopotential trop accentué entre 15 et 40°N et qui se relâche par la suite vers le nord (non montré).

Le mois d'octobre montre des vents d'ouest stratosphériques beaucoup trop rapides en lien avec le refroidissement très rapide des températures (fig. 3.10). Les vents moyens sont plus rapides en octobre qu'en janvier près de la frontière supérieure du domaine. Par contre, la variabilité intra mensuelle d'octobre (non montrée) est deux fois moins élevée que celle de janvier, ce qui nous indique que les vents en octobre possèdent une moyenne plus forte mais atteignent moins régulièrement la vitesse critique d'activation du *roof drag*.

La figure 3.17 montre encore une fois que le MRCC reproduit bien les deux états dynamiques de la stratosphère, soit peu variable en été et très variable en hiver. De plus, les zones de forte variabilité situées entre l'équateur et 15°N sont probablement causées par une transmission de la QBO vers l'intérieur du domaine. L'étude de l'évolution des cycles annuels (section 3.2) supporte cette affirmation.

### 3.1.3.3 Analyse et dynamique des biais de janvier

Tel que décrit à la section 3.1.3.1, la simulation HAUT montre des modifications importantes de la structure thermique polaire observée par rapport à la simulation BAS en janvier. Il est probable que le biais froid situé près du toit soit causé par la proximité de celui-ci et de la difficulté pour le modèle de bien résoudre la circulation méridienne stratosphérique. De plus, la présence du toit à 45km rend impossible la prise en compte de la branche mésosphérique de la circulation (fig. I2), privant la région près du toit du réchauffement associé à la compression adiabatique;

le problème initial de biais froid semble être déplacé vers le haut en élevant le toit. Afin de permettre au MRCC-hémis de générer la circulation méridienne stratosphérique correctement, il serait préférable de pouvoir inclure l'ensemble de la mésosphère (de 50 à 100km) dans le domaine vertical. Le modèle pourrait alors inclure la zone de forçage importante du GWD situé entre 1 hPa et 0,1 hPa (fig. 2.3). Toutefois, il est actuellement impossible d'effectuer ces simulations puisque aucune base de données n'est disponible pour le pilotage aux frontières latérales du MRCC au-dessus de 1 hPa. Il faudrait aussi procéder à de nombreuses modifications des paramétrages physiques, surtout la radiation, pour les ajuster à la mésosphère. De plus, une étude des résultats du Modèle canadien de l'Atmosphère Moyenne de première génération (MCAM; Beagly *et al.*, 1996) indique que malgré son domaine atteignant le sommet de la mésosphère (~100 km), un important biais froid d'environ -20°C demeure présent au-dessus du pôle Nord en janvier autour de la stratopause (~1hPa). Des problèmes similaires ont été notés dans d'autres MAM (Pawson *et al.*, 2000) comme le modèle GFDL «SKYHI» (Hamilton, 1995).

La comparaison des différences de température par rapport à ERA40 des simulations HAUT (fig. 3.13) et BAS (fig. 3.8) montre l'apparition, dans HAUT, d'une vaste zone de biais chaud centrée à 100 hPa au-dessus du pôle, structure inexistante dans la simulation BAS. La comparaison de l'amplitude du biais moyen, entre 10-12,5°C, et celle de la variabilité interannuelle pour la même zone, entre 2-4°C, permet de supposer que ce biais est statistiquement significatif. De plus, le biais chaud est présent pour les deux configurations hautes, HAUT et HAUT2 ainsi que pour l'ensemble des simulations du test de sensibilité à la vitesse d'activation du *roof drag* (non montré). Ce test comportait six simulations de trois mois de 1990 (janvier, février et mars) dont l'unique différence était la vitesse d'application du *roof drag* comprise entre 50 et 130 ms<sup>-1</sup>. Le biais froid de la haute stratosphère est sensible à la vitesse d'activation du *roof drag*, mais toutes les expériences simulent un biais chaud très semblable à 100 hPa (non montré). Il est donc possible que ce biais chaud soit

liée directement à l'ajout des nouveaux niveaux dans le MRCC. Les biais stratosphériques de la simulation HAUT possèdent une structure en quadripôle semblable à celle constatée par Shepherd *et al.* (1996) entre deux expériences effectuées avec le MCAM. Cette étude propose une explication intéressante à la présence du quadripôle faisant appel à la théorie du *downward control* (Haynes *et al.*, 1991) dont certaines hypothèses pourraient s'appliquer aux biais actuels de HAUT. Il est important de spécifier que le MRCC-hémis et le MCAM partagent une grande partie de leurs paramétrages physiques (provenant du MCG2; McFarlane *et al.*, 1992) dont le paramétrage du déferlement des ondes de gravité orographiques de McFarlane (1987). Shepherd *et al.* (1996) démontrent à l'aide d'un modèle simplifié en deux dimensions que lorsqu'il y a présence d'un *roof drag*, l'ajout d'une zone de forçage agissant sur le vent zonal aux latitudes moyennes génère un couplage dynamique non physique modifiant considérablement la structure thermique des simulations. En plus de générer une réponse fidèle au principe du *downward control*, une nouvelle circulation inversée se forme au-dessus de la zone de forçage et génère un second dipôle antisymétrique au premier (fig.1 de Shepherd *et al.*, 1996). La première circulation se produit par le couplage entre la zone de forçage en altitude et la couche limite de la surface, créant une subsidence au-dessus du pôle, réchauffant l'air par compression adiabatique. L'ajout du *roof drag* entraîne la création d'une seconde couche limite dans le modèle, mais cette fois située au toit du modèle. La seconde circulation inversée est générée par l'interaction entre la zone forçage et cette couche limite numérique (et non-physique). Cette circulation provoque un mouvement ascendant au-dessus de la région polaire pour les niveaux situés au-dessus de la zone de forçage. Si cette circulation était reproduite par la simulation HAUT, elle pourrait aussi permettre l'explication du biais froid situé près du toit. La seconde expérience faite par Shepherd *et al.* (1996) utilise deux versions du MCAM pratiquement identiques à l'exception de l'ajout d'une zone de forçage mésosphérique de type *excess velocity drag* ralentissant le vent zonal aux latitudes moyennes. La structure des différences de température en janvier des deux

expériences du MCAM, reproduite à la figure 3.16, est semblable à celle entre le HAUT et ERA40 (fig. 3.13). L'expérience de Shepherd *et al.* (1996) n'est pas l'unique manifestation de ce couplage non-physique. Dans l'étude de McFarlane (1987) explorant les effets de l'introduction du GWD dans le Modèle canadien de circulation générale de première génération (MCCG1), les différences de température entre les simulations avec et sans le GWD montrent aussi un patron en quadripôle (fig. 3.17). Le toit du MCCG1 étant situé à 10 hPa, l'amplitude et la position du quadripôle obtenu par McFarlane ressemblent plus à ceux du MRCC que ceux de Shepherd *et al.* (1996).

Les patrons de différences des expériences de Shepherd *et al.* (1996) et de McFarlane (1987) sont générés par l'ajout explicite d'une zone de forçage supplémentaire agissant sur les vents zonaux alors que les seules modifications apportées au MRCC concernent le nombre de niveaux verticaux et la position du toit du modèle. Afin d'expliquer la présence du quadripôle pour les simulations hautes et son absence pour les simulations basses, il est nécessaire de démontrer qu'il y a ajout d'une zone de forçage supplémentaire sur les vents zonaux entre ces deux groupes de simulations.

La figure 3.18 illustre les moyennes zonales des tendances appliquées sur le vent zonal conjointement par les paramétrages du GWD et du *roof drag* en janvier. La composante de la tendance totale générée par le *roof drag* n'agit, par construction, que sur le dernier niveau du modèle pour chacune des expériences. Les tendances présentes dans le reste du domaine ne peuvent donc être générées que par le paramétrage du GWD. Les zones de fortes tendances situées autour de 35°N et 100 hPa produites par les simulations sont similaires à celles générées par le MCAM (McFarlane, 2000). Elles sont provoquées par la variabilité sous maille de la topographie des grands massifs montagneux de l'hémisphère nord, principalement le massif himalayen. Par contre, l'ajout des cinq niveaux modifie la répartition spatiale

et augmente généralement les tendances, à l'exception de la zone de forçage située entre 80 et 85°N entre 500 et 10 hPa de la simulation BAS qui disparaît complètement de la simulation HAUT. La simulation HAUT montre une activité beaucoup plus importante des deux paramétrages sur l'ensemble des latitudes de 35 à 90°N. La zone d'activité maximale à 70°N de la simulation HAUT correspond approximativement à la position du courant jet stratosphérique (fig. 3.14). La zone associée à la présente hypothèse est centrée sur 65°N où l'on peut voir l'apparition d'une vaste zone de forçage couvrant tous les niveaux situés entre 100 hPa et le toit. Cette zone n'est que faiblement présente dans les résultats de la simulation BAS. Il serait donc possible que cette zone de forçage génère une circulation cohérente au principe du *downward control* provoquant une subsidence au-dessus du pôle et donc un réchauffement important. Sur le reste du domaine, plusieurs rétroactions peuvent provoquer une augmentation de l'activité du GWD comme la modification des profils de température et du vent. Shepherd *et al.* (1996) montrent aussi des différences dans les patrons d'activité du GWD entre les deux expériences hors de la zone de forçage ajoutée explicitement.

La spécificité de cette structure des biais au mois de janvier, aussi remarquée par Shepherd *et al.* (1996) et McFarlane (1987) est explicable par la diminution de l'activité des deux paramétrages (GWD et *roof drag*) hors de la saison hivernale. Le *roof drag*, nécessitant des modules de vents supérieurs à 110 ms<sup>-1</sup>, n'est actif qu'en janvier pour BAS et ne possède qu'une activité occasionnelle en octobre pour la simulation HAUT. Le GWD pour les mois cardinaux autre que janvier se limite principalement à la zone d'activité topographique centrée à 35°N décrite plus tôt (non montré).

La vérification de cette hypothèse nécessiterait l'utilisation d'outils de diagnostics n'étant actuellement pas disponibles dont le calcul de la circulation méridienne résiduelle stratosphérique (Andrews *et al.*, 1987) et poserait des



problèmes délicats d'interprétation. Une étude future pourrait par contre s'attaquer à cette problématique particulière. Par contre, si l'hypothèse se vérifiait, il faudrait alors se questionner sur l'utilisation du *roof drag* et du GWD. Actuellement, ces paramétrages ont été introduits dans le MRCC à partir du MCCG2 sans modifications à leurs structures internes et sans validation complète de leurs effets directs et indirects sur les résultats des simulations du MRCC.

#### *3.1.3.4 Hypothèses supplémentaires d'explications des biais de la haute stratosphère*

La première explication porte sur les concentrations d'ozone stratosphérique utilisée par le MRCC. Cette version du MRCC utilise les concentrations d'ozone stratosphérique de Kita et Sumi (1986). Il s'agit de moyennes zonales mensuelles définies pour chaque bande de 10° de latitude réunissant les observations faites entre 1978 et 1983 par cinq (5) satellites différents, complétées par des relevés de ballons-sondes ainsi que de quelques fusées. Cette base de données possède d'importantes lacunes, une faible couverture spatiale des relevés et la courte période de couverture des satellites. Sur les cinq satellites, un seul a été en opération pendant quatre années, la couverture temporelle des autres étant inférieure à 24 mois.

Depuis les années 1980, les observations montrent une diminution de la concentration d'ozone. Entre 1984-1993 et 1964-1980, Bojkov (1995) évalue la diminution des concentrations d'ozone totale entre 6% et 7% pour l'hiver et le printemps au-dessus des hautes latitudes de l'hémisphère nord. Claude (1996) a évalué à 11% la diminution des concentrations d'ozone stratosphérique entre 1968 et 1996 au-dessus d'une station située à 47°N, résultant en une tendance négative d'environ -0,3% par année. Les simulations effectuées couvrent les années de 1991 à 1995, soit approximativement 10 ans après les mesures d'ozone de Kita et Sumi (1986). Les concentrations d'ozone du MRCC surestiment donc les données d'ozone réelles. La surestimation des concentrations d'ozone stratosphérique pourrait entraîner une plus grande absorption du rayonnement solaire favorisant la création

d'un biais chaud dans les simulations par rapport à ERA40 . De plus, comme l'a montré la figure 1.2, le réchauffement généré par l'ozone augmente d'un facteur approximatif de 5 entre 29 et 45 km d'altitude, ce qui favoriserait l'émergence de biais beaucoup plus importants pour la simulation HAUT que la BAS . Les réanalyses ERA40 tiennent compte des effets de cette diminution des concentrations d'ozone stratosphérique par l'assimilation des données de température provenant de satellites.

La difficulté revient donc à évaluer l'impact de la surestimation des concentrations d'ozone sur les températures. Pour avoir une idée de cette surestimation, un parallèle entre des études des tendances de température stratosphériques et de la diminution des concentrations d'ozone entre 1979 et 1990 est fait. L'étude de Ramaswamy *et al.*(2001) prouve l'existence d'un refroidissement stratosphérique depuis les années 1960. Selon eux, la diminution des concentrations d'ozone stratosphérique est la principale cause du refroidissement observé d'environ 0,5 à 0,6°C par décade de la basse stratosphère, entre 16 et 20 km. Par contre, les changements de concentration d'ozone et l'augmentation de la concentration des gaz à effets de serre sont conjointement responsables, presque à parts égales, des refroidissements observés de la moyenne et de la haute stratosphère évalués à environ -0,7°C entre 20 et 35km d'altitude et de -2 à -2,5°C à 50 km d'altitude de 1979 à 1999 (Ramaswamy *et al.*, 2001; IPCC, 2001; IPCC/TEAP, 2004). Il est très difficile de conclure quelle proportion des biais chauds dans la haute stratosphère du MRCC sont causés par une surestimation dans les données d'ozone. Afin d'évaluer directement les effets d'une modification de la concentration d'ozone, deux approches pourraient être utilisées. La première serait d'effectuer une étude de sensibilité du MRCC en diminuant les concentrations d'ozone selon un pourcentage cohérent avec ce qui a été observé et d'analyser les différences sur les températures simulées par le MRCC. La seconde serait d'effectuer de nouvelles simulations utilisant les données plus récentes d'ozone de Wang *et al.*(1995). Ces données

tiennent compte des tendances à la baisse observées ainsi que la variabilité spatiale des concentrations. En utilisant ces données, Wang *et al.* (1995) ont observé des améliorations locales des résultats de simulations d'un MCG alors que l'impact global demeure relativement faible. Les données de Wang *et al.* (1995) sont maintenant utilisées dans les versions supérieures à 4.0 du MRCC.

Un événement majeur, l'éruption du volcan Pinatubo survenue en juin 1991 doit être étudié afin de vérifier quels effets il a eu sur le climat. Cette éruption est l'une des plus importantes des cinquante dernières années concernant le volume des rejets envoyés dans la stratosphère. Le MRCC ne tient pas compte des effets de l'éruption alors qu'ERA40 assimilent ses effets sur les différents champs atmosphériques et de surface. Les interactions entre les rejets volcaniques et le climat sont très complexes. Puisque les simulations couvrent les années de 1991 à 1995 et que les effets du Pinatubo se sont fait sentir de 1991 à 1993, il est essentiel de résumer les impacts de ce volcan afin de déterminer s'ils peuvent expliquer certains des biais observés entre la simulation HAUT et ERA40.

Les rejets volcaniques possèdent plusieurs effets sur l'atmosphère. Le premier est l'effet direct de la présence de cendres, de poussières et d'aérosols sulfatés dans l'atmosphère. Ces particules diffusent et absorbent une partie de la radiation solaire incidente. Il en résulte une augmentation de la température stratosphérique et une diminution du rayonnement solaire en surface, générant une diminution de la température de la troposphère (Hansen *et al.*, 1992). Labitzke (1994) montre que les températures observées suite au volcan sont significativement supérieures aux températures moyennes climatologiques. L'augmentation de la concentration des aérosols stratosphériques aurait du provoquer une augmentation des températures de l'ordre de 4°C aux latitudes tropicales mais l'augmentation observée a plutôt été de l'ordre de 2°C (Labitzke et van Loon, 1999). Par contre, cette augmentation de température est masquée par l'effet de la phase de la QBO sur la

température tropicale (Labitzke et van Loon, 1999). L'étude de Kirchner *et al.* (1999), utilisant les résultats d'un MCG, confirme que sans la prise en compte de la phase de la QBO et des effets complexes des aérosols sur la chimie hétérogène de l'ozone, l'augmentation de la température est de l'ordre de 4°C. Ils ont aussi estimé que ces deux facteurs provoquent une diminution de la température d'environ 1°C chacun, en accord avec les observations.

Le second impact important de l'introduction d'aérosols sulfatés concerne la chimie hétérogène de l'ozone. En résumé, la présence d'aérosols sulfatés dans la stratosphère agit comme catalyseur pour les réactions de destruction de l'ozone. Les interactions sur la surface de ces aérosols avec d'autres espèces chimiques, dont certaines molécules contenant du chlore et du brome, favorisent la destruction de l'ozone et cette destruction a un impact sur les concentrations d'ozone hors des tropiques. Plusieurs études utilisant des modèles à deux dimensions considérant les composantes radiative, chimique et dynamique, montrent un impact important du volcan sur les concentrations des hautes latitudes de l'hémisphère nord. Brasseur et Garnier (1992) ont simulé une diminution de près de 10% des concentrations d'ozone pour les hautes latitudes de l'hémisphère nord de janvier à mars 1992. D'autres études, comme celle de Pitari et Rizi (1993) et Rosenfield *et al.* (1997) ont aussi montré des diminutions importantes des concentrations pour les hautes latitudes. Rosenfield *et al.* (1997) ont estimé que l'éruption du Pinatubo a entraîné une augmentation des températures tropicales maximale de 2,5 °C au milieu de l'année 1992 ainsi qu'une diminution de l'ordre de 1-2°C pour les hautes latitudes de l'hémisphère nord, résultat de la diminution des concentrations d'ozone.

En bref, le MRCC ne tient pas compte du Pinatubo et de ses effets dans ses simulations, premièrement parce qu'il ne perçoit pas la modification de la concentration des aérosols et aussi parce qu'il ne possède pas de module de chimie interactif pouvant résoudre l'impact des rejets d'aérosols sulfatés sur la chimie

hétérogène résultant en la modification des concentrations d'ozone aux hautes latitudes. Par contre, les modifications des températures provoquées par le Pinatubo ne peuvent expliquer les biais importants entre la simulation HAUT et ERA40. En effet, la prise en compte de l'augmentation des températures aux tropiques par le volcan ne ferait qu'augmenter le biais chaud déjà présent entre la simulation HAUT et ERA40 (v. figure 3.13). Aux hautes latitudes, les importants biais chauds du MRCC-hémis ( $\sim 10\text{-}17^\circ\text{C}$ ) ne peuvent vraisemblablement pas être expliqués par la surestimation des concentrations d'ozone puisque celle-ci provoque une diminution des températures de  $1\text{-}2^\circ\text{C}$ .

En résumé, l'ensemble des biais présents entre la simulation HAUT et les réanalyses ERA40 ne peuvent être expliqués par l'analyse faite au cours du présent projet. Par contre, plusieurs pistes de recherches sont proposées. Premièrement, l'utilisation d'autres bases de données stratosphériques est nécessaire afin d'identifier plus précisément la responsabilité des données d'ERA40 dans les biais du MRCC pour la moyenne et haute stratosphère. Deuxièmement, l'étude des biais du mois de janvier au-dessus de la région polaire nécessiterait une approche utilisant les équations de la moyenne eulérienne transformée pour effectuer une vérification des effets sur la circulation méridienne résiduelle stratosphérique du *roof drag* au sommet du domaine vertical ainsi qu'une évaluation de l'intensité du forçage provoqué par le GWD. Troisièmement, l'utilisation de données d'ozone spatialement plus représentatives et possédant une variabilité interannuelle permettrait d'évaluer la sensibilité du MRCC-hémis au forçage radiatif de l'ozone. Quatrièmement, il serait fortement utile d'évaluer la qualité des paramétrage de la radiation, surtout pour les composantes infra-rouge de certains gaz, tels l'ozone et le dioxyde de carbone afin de vérifier s'ils sont partiellement responsable des nombreux biais constatés dans les résultats du MRCC. Finalement, le choix arbitraire des années de simulations, de 1991 à 1995, se révèle être un mauvais choix par la présence des forçages complexes

provoqués par l'éruption du Pinatubo en juin 1991 et de leurs effets couvrant les deux années subséquentes.

## 3.2 Cycles annuels

La section précédente a présenté les statistiques zonales pour les quatre mois cardinaux. Ces données permettent une estimation des performances du MRCC en des temps spécifiques mais ne nous donnent aucune indication sur de possibles déphasages entre le MRCC et son pilote ou entre les deux groupes de simulations. Cette section présente en complément une analyse du cycle annuel de la température et du vent zonal, moyennes effectuées sur certaines bandes de latitudes. Deux sous-sections composent cette section : la première présente les résultats du MRCC pour les hautes latitudes, entre 60 et 90°N, et la seconde les présente pour les latitudes équatoriales, entre l'équateur et 20°N . Il est important de garder à l'esprit que selon la configuration du domaine de simulation (fig. 2.1), le nombre de points de grille pour une bande de latitude de 10° diminue avec un déplacement des latitudes tropicales vers le pôle et que cette représentativité diffère de celle des moyennes zonales où chaque latitude est équidistante et sans considération au nombre de points de grille contenu. Par exemple, la bande de latitudes entre 60 et 90°N comporte 987 points de grille alors que celle entre l'équateur et 20°N en comporte 6993.

### 3.2.1 Hautes latitudes

Aux latitudes extratropicales, les champs de température et de vent zonal sont soumis à un cycle annuel important résultant du cycle de la radiation solaire. Ce cycle étant régulier, la présentation des séries temporelles des moyennes mensuelles est accompagnée par une présentation du cycle annuel moyen. La figure 3.20 présente les résultats entre les latitudes 60 et 90°N à 30 hPa pour le vent zonal et la température.

Les séries temporelles montrent que les deux groupes de simulations, basses et hautes, se comportent de manière différente mais que les deux simulations composant un même groupe<sup>5</sup> ont des caractéristiques très similaires. Les simulations basses tendent à sous-estimer les températures minimales à chaque hiver et, conjointement, surestiment les vents zonaux; deux caractéristiques d'un vortex polaire trop intense. Les simulations hautes sous-estiment les vents hivernaux mais les températures se rapprochent de celles d'ERA40. Ce comportement était prévisible suite à la présentation des moyennes zonales qui montraient un faible biais chaud entre la simulation HAUT et ERA40 à 30 hPa (fig. 3.13). Afin de pouvoir déceler si le modèle génère des tendances ou s'il y a accumulation de biais pour certaines variables, il serait nécessaire d'effectuer des simulations beaucoup plus longues que cinq (5) années puisque la variabilité interannuelle, surtout stratosphérique, est très importante, tant pour le MRCC que pour ERA40.

L'analyse des cycles annuels moyens permet d'observer certains comportements du MRCC présents peu importe la position du toit. Il existe un retard dans l'arrivée des vents zonaux maximaux, décembre - janvier pour ERA40 et février - mars pour le MRCC. Par contre, les températures minimales sont synchronisées en décembre et janvier tant pour le MRCC que pour ERA40. Le cycle annuel moyen montre que l'ensemble des expériences simulent le *réchauffement final* en mai alors qu'il est présent en moyenne en avril dans les données d'ERA40, conformément aux observations (Labitzke *et al.*, 2002). Il faut ici tenir compte que des moyennes mensuelles ne peuvent indiquer avec précision le moment du changement d'orientation des vents mais permettent de dégager les tendances générales du modèle. Tout comme ERA40, le modèle simule des hivers beaucoup plus variables que les étés.

---

<sup>5</sup> Pour la description des différentes expériences, se référer à la section 2.1.5.

Plus spécifiquement, on peut voir que les simulations basses surestiment l'amplitude du cycle annuel à cause des importants biais froids hivernaux. Les températures des simulations basses augmentent beaucoup plus rapidement au printemps que celles des simulations hautes et d'ERA40, laissant supposer une sensibilité importante des températures à la radiation solaire. Les simulations basses possèdent une variabilité interannuelle plus importante au printemps que les simulations hautes et ERA40, surtout pour le vent zonal. La variabilité interannuelle maximale des champs de vents et de température des simulations basses est déplacée des mois d'hiver (décembre-janvier) au début du printemps (mars-avril).

L'élévation du toit semble améliorer les résultats pour les températures. Les simulations hautes possèdent un cycle annuel moyen beaucoup plus près de celui d'ERA40 que ceux des simulations basses pour l'ensemble des mois, mais comme l'a montré l'étude des moyennes zonales (v. section 3.1.3.1), cette sous-estimation est due à la diminution drastique des gradients méridiens de température au niveau du vortex polaire, entre 250 et 10 hPa. Par la relation du vent thermique, en diminuant ces gradients thermiques, les gradients verticaux des vents diminuent ce qui cause une sous-estimation des vents pour l'ensemble de la région polaire. Les séries temporelles montrent aussi l'existence d'un seuil de température minimale simulée, autour de  $-63^{\circ}\text{C}$ , que les deux simulations hautes atteignent à chaque hiver. Le cycle annuel moyen de la température montre ce seuil encore plus clairement. Les températures moyennes des quatre simulations entre les mois d'août et d'octobre sont superposées sur le graphique alors qu'en octobre, une séparation importante s'effectue entre les deux groupes. Les températures des simulations basses continuent leur chute à un rythme similaire à celui des trois mois précédents alors que les simulations hautes atteignent un plateau qui dure pratiquement jusqu'à la fin de l'hiver.



Afin d'expliquer la présence de ce plateau, une étude approfondie des mois d'octobre à janvier a été effectuée. À la fin de l'été, la haute stratosphère de la simulation HAUT se refroidit trop rapidement et possède déjà d'importants biais froids en octobre (fig. 3.13). La diminution importante de la température provoque une augmentation trop rapide de la vitesse du vortex polaire surtout au sommet du domaine de simulation. Il atteint une vitesse moyenne d'environ  $50 \text{ ms}^{-1}$  en octobre (fig. 3.14) comparativement à environ  $30 \text{ ms}^{-1}$  pour ERA40. Puisque le refroidissement se poursuit après octobre, le vent zonal continu à accélérer et doit dépasser le seuil d'activation du *roof drag* pour certains points du domaine. S'enclencherait alors une circulation selon le *downward control* provoquant la subsidence au-dessus du pôle. Ce serait l'application du *roof drag* près du toit à partir du mois d'octobre qui imposerait en quelque sorte la structure thermique de l'ensemble de la stratosphère pour tout l'hiver, limitant la température minimale que les simulations hautes du MRCC peuvent atteindre. L'absence d'un seuil de température minimale hivernal ainsi qu'une activation beaucoup moins importante du *roof drag* pour les simulations basses justifient la présente hypothèse (non montré).

La figure 3.20 présente les résultats à 100 hPa, au centre du biais chaud des simulations hautes. On constate toujours les retards entre les simulations et ERA40 pour les vents maximaux alors que les températures minimales sont synchronisées. Les simulations basses sont trop froides et leurs refroidissements trop rapides par rapport aux réanalyses, mais la valeur des biais est plus faible (cohérent avec la fig. 3.7). Par contre, les simulations hautes présentent un biais chaud récurrent à chacun des hivers, il s'agit donc d'une confirmation de la nature robuste de ce biais. Encore une fois, sans prouver quoique ce soit, cette autre analyse semble soutenir l'hypothèse dynamique et tend à montrer que les modifications des résultats provoquées par l'augmentation de la hauteur du toit seraient en grandes parties attribuables aux paramétrages du GWD qui serait mal ajusté ainsi qu'au *roof drag* non-physique.

### 3.2.2 Latitudes tropicales

L'analyse des séries temporelles d'ERA40 et du MRCC aux tropiques permet d'évaluer l'influence du pilote sur les simulations près des frontières latérales du domaine. La bande de latitude choisie pour évaluer le MRCC aux tropiques, de 0 à 20°N, est située en tout points hors de la zone éponge de Davies (v. fig. 2.1). Puisque la frontière latérale du domaine est située dans la zone d'influence de la QBO (v. section 1.2.4), que cette oscillation existe et est bien représentée par ERA40 (v. SPARC, 2002 et fig. 3.4), il est intéressant de vérifier que la forte variabilité interannuelle observée dans les simulations près de l'équateur (fig. 3.10 et 3.15) est causée par une transmission de la QBO du pilote vers le modèle. La figure 3.21 présente les séries temporelles des moyennes mensuelles des vents zonaux et de la température pour la période de janvier 1991 à décembre 1995 pour le disque couvrant les latitudes de 0 à 20°N. Puisque la zone de 0 à 20°N est fortement influencée par la QBO et que celle-ci possède une période entre 27 et 30 mois, le calcul et la présentation des cycles annuels moyens ne représentent pas un ajout d'informations utiles et sont omis.

À 30 hPa (fig. 3.21), l'évolution des vents d'ERA40 est clairement composée du signal de la QBO, auquel est superposée une oscillation annuelle. La QBO est présente à 30hPa et son amplitude est très forte, de l'ordre de  $25\text{ms}^{-1}$  (SPARC, 2002). Les simulations sont cohérentes et relativement bien synchronisées avec le signal d'ERA40. Toutefois, l'amplitude n'est pas bien simulée et le MRCC sous-estime les phases ouest. Les deux simulations basses surestiment la force des vents d'est pour quatre des cinq étés de la simulation. Le synchronisme des séries temporelles du vent zonal ainsi que la difficulté des modèles numériques à simuler explicitement la QBO (Hamilton *et al.*, 1999) permet de supposer que les zones de variabilité du vent zonal dans les simulations proviennent du transfert d'informations du pilote vers l'intérieur du domaine de simulation.

À 100 hPa, la QBO n'influence plus les vents zonaux. Les vents suivent un cycle annuel plus régulier caractérisé par des vents d'ouest en hiver et des vents d'est l'été. Les résultats des simulations sont cohérents entre eux et synchronisés avec ERA40. Par contre, l'amplitude du cycle annuel est surestimée. Les simulations sous-estiment les vents d'ouest en hiver et surestiment les vents d'est en été. Le modèle possède comme ERA40 une variabilité interannuelle plus importante en hiver qu'en été.

Les températures du pilote sont imposées uniquement au point de grille extérieur du domaine, le modèle est donc entièrement libre et, puisque la relation du vent thermique ne s'applique pas aux tropiques, la température de la stratosphère est contrôlée par d'autres processus comme la convection profonde, la phase de la QBO et l'oscillation semi-annuelle (Randel, 2003). L'évolution de la température à 30 hPa des simulations suit celle d'ERA40 mais le cycle annuel est surestimé par les simulations basses alors que les simulations hautes affichent un biais froid sur l'ensemble de la série. À 100 hPa, les résultats du modèle se détériorent. Les simulations basses sont en phase avec les réanalyses, mais montrent un biais chaud ainsi qu'une surestimation importante de l'amplitude du cycle annuel. Les simulations hautes montrent un comportement troublant pendant l'hiver alors que les réanalyses se refroidissent, les simulations hautes se réchauffent pour une raison encore inexpliquée.

### **3.3 Champ géographique de la pression au niveau de la mer**

Après avoir analysé les statistiques zonales et les séries annuelles des moyennes mensuelles, la présente section vise à vérifier la qualité du champ de pression au niveau de la mer. Cette variable a été choisie puisqu'elle représente la distribution du champ de masse atmosphérique. Il est connu que les patrons de la pression au niveau moyen de la mer influence de manière importante la circulation surtout aux hautes latitudes. La figure 3.22 présente les résultats d'ERA40, la figure

3.23 ceux de la simulation BAS et la figure 3.24 ceux de la simulation HAUT. Ces figures présentent les champs des moyennes mensuelles, les écart-types interannuels et intra mensuels pour les quatre mois cardinaux.

La comparaison des résultats des simulations avec d'ERA40 fait ressortir certaines différences. Premièrement, les patrons de la pression sont relativement différents pour les zones de forte topographie (v. fig. 2.1) mais ces différences peuvent être provoquées par les différences entre les champs topographiques du MRCC et d'ERA40 et par l'interpolation verticale de la pression sous la surface du sol. Ces zones doivent donc être interprétées avec prudence. Deuxièmement, les deux simulations surestiment la pression de manière générale autour de 30°N, correspondant à la branche descendante de la circulation de Hadley et est surtout visible au-dessus des océans. La surestimation est par contre moins importante pour la simulation HAUT, laissant supposer une légère modification de la répartition de la masse atmosphérique entre les simulations.

En janvier, les deux simulations sous-estiment la pression de surface de 10 à 20 hPa au-dessus de l'Océan Arctique. Cet important biais est causé par un déplacement de la dépression de l'Islande vers le centre de l'Océan Arctique. En avril, la simulation BAS présente une sous-estimation importante de la pression de l'ordre de 10 hPa au-dessus de l'Arctique alors que la simulation HAUT surestime la pression pour la même région. La sous-estimation de la pression par la simulation BAS pourrait être provoquée par le fort vortex stratosphérique encore présent provoquant un retard dans l'arrivée du *réchauffement final*. Ce réchauffement est caractérisé par un important flux de chaleur et de masse (Newman *et al.*, 2001) vers le pôle, le retard de la simulation BAS pourrait se traduire par un biais dans la pression de surface. La cohérence entre les simulations composant chacun des groupes (non montré) montre que les deux simulations basses sous-estiment la pression en Arctique alors que les simulations hautes le surestiment. En juillet, les deux groupes de

simulations surestiment de manière similaire la pression au niveau du pôle. Par contre, cette surestimation implique un problème dans la simulation qui touche aussi la troposphère puisqu'il n'y a pas assez de masse dans la stratosphère pour expliquer, à elle seule ce comportement. La similarité des patrons en été semblent encore une fois indiquer que les modifications apportées par l'ajout de niveaux supplémentaires aient un impact beaucoup plus important en hiver qu'en été. En octobre, mis à part le biais général à 30°N, les simulations reproduisent assez bien les patrons de pression, mais semblent se creuser un trop rapidement au-dessus de l'Alaska.

Les écart-types interannuels de la pression, présentés sur les figures 3.22, 3.23 et 3.24 montrent que les différentes simulations réussissent à bien reproduire les patrons de variabilité lorsque comparées à ERA40. Par contre, le MRCC surestime la valeur des écart-types interannuels pour l'ensemble des saisons, particulièrement pour l'hiver et pour la simulation BAS. Plus la variabilité est grande, plus la surestimation faite par le modèle est importante. Le mois d'avril semble particulièrement variable pour la simulation BAS au-dessus de l'Océan Arctique et, en moindre mesure, la simulation HAUT. La zone de variabilité maximale de la pression au niveau moyen de la mer est située en-dessous de la zone de variabilité maximale des températures (fig. 3.7), entre 70 et 90°N, illustrant un lien probable entre la variabilité dynamique stratosphérique et son influence sur certains champs en surface.

Tout comme les écart-types interannuels, la variabilité intra mensuelle est surestimée par les deux groupes de simulations pour les hautes latitudes en hiver. Cette surestimation est moins importante pour la simulation HAUT que pour la simulation BAS. Par contre, aux latitudes tropicales, soit entre l'équateur et environ 20°N, la variabilité intra mensuelle des mois de janvier et d'avril de la simulation HAUT montre une surestimation sur la presque totalité du cercle de latitude. Cette zone de variabilité est inexistante dans ERA40 et dans la simulation BAS. Ce n'est donc pas un biais systématique du modèle mais plutôt un problème qui semble

provenir de l'ajout de niveaux. L'étude détaillée (non montrée) des écarts-types intra mensuels de chacune des cinq (5) années montre que ces zones sont présentes, avec des intensités différentes, à chacune des années de la simulation. En inspectant les archives aux six (6) heures du champ de pression au niveau moyen de la mer de la simulation HAUT, il apparaît que la zone de forte variabilité est créée par le passage d'une oscillation numérique se déplaçant le long du cercle de latitude de l'Est vers l'ouest (sens horaire). Cette perturbation génère une importante oscillation des températures et du mouvement vertical sur l'ensemble du domaine vertical du modèle. Actuellement aucune hypothèse n'est avancée sur la cause de cette oscillation ni sur la raison pour laquelle elle ne se manifeste que pour les mois hivernaux des simulations hautes.

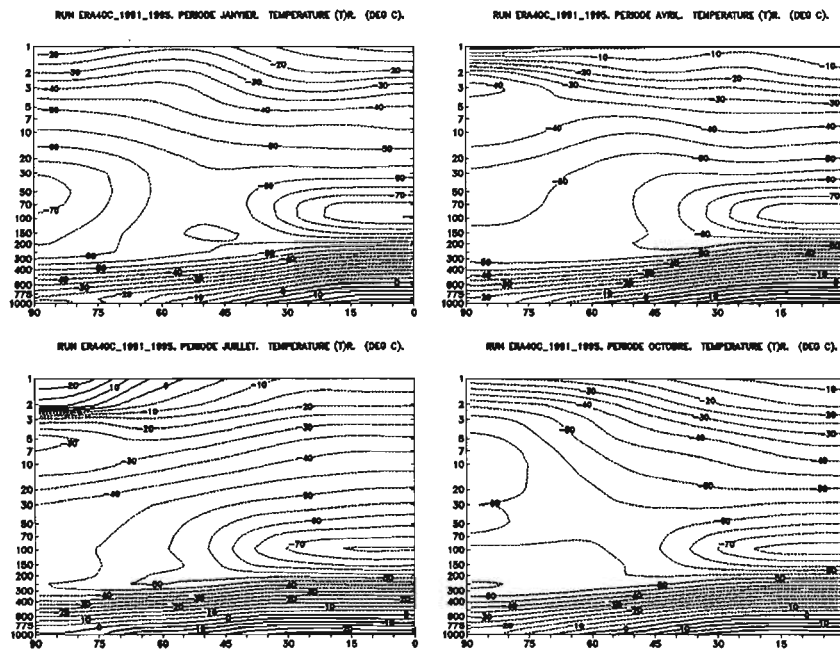


Figure 3.1 : Moyennes zonales de la température pour les réanalyses ERA40 pour janvier (haut à gauche), avril (haut à droite), juillet (bas à gauche) et octobre (bas à droite). Les isothermes sont à tous les 5°C, les températures au-dessus de 0°C en traits pleins et sous 0°C en pointillés.

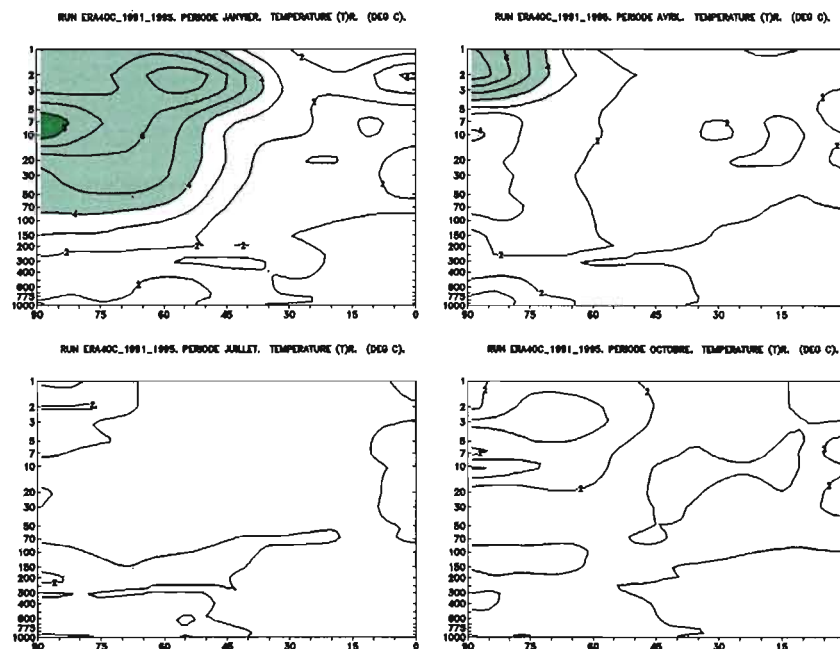


Figure 3.2 : Moyennes zonales des écarts-type interannuels de la température d'ERA40. Les contours sont à tous les degrés, le vert pâle montre les zones d'écart-type situés entre 4 et 8°C et le vert foncé les écarts-types supérieurs à 8°C.

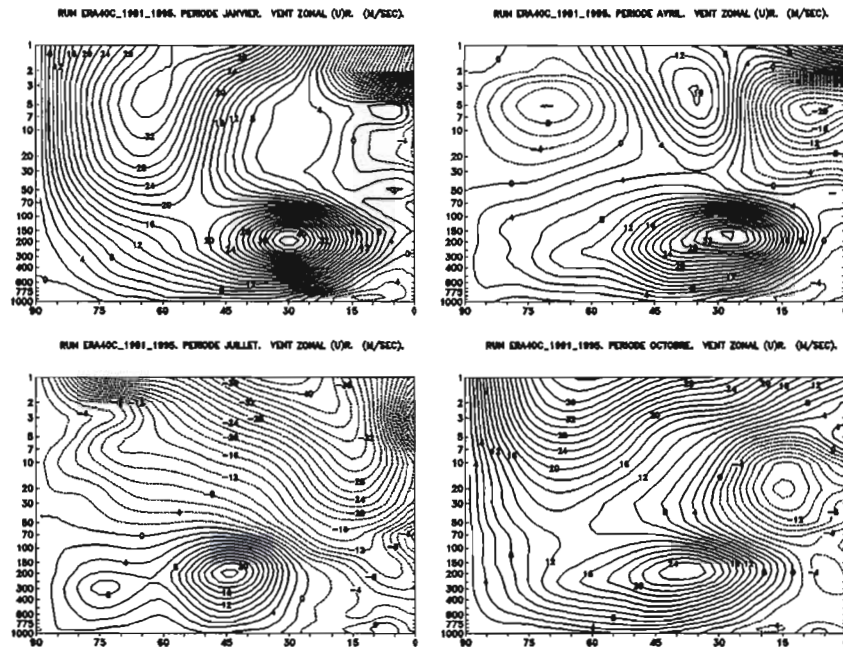


Figure 3.3 : Moyennes zonales du vent zonal moyen. Les contours sont à tous les  $2 \text{ ms}^{-1}$ , les vents d'ouest positifs en traits pleins et d'est négatif en pointillés

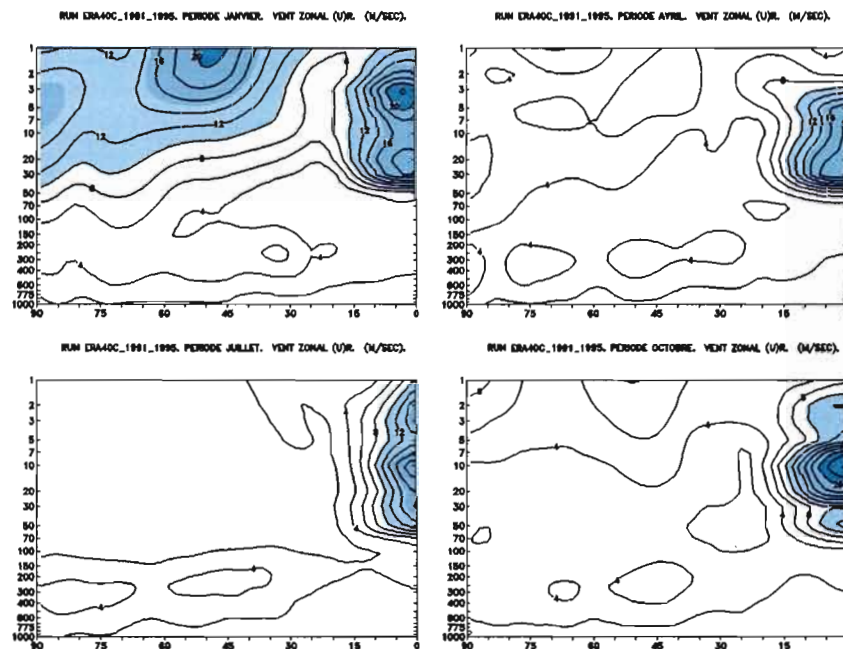


Figure 3.4 : Moyennes zonales des écart-types interannuels moyen du vent zonal moyen d'ERA40. Les contours sont au  $2 \text{ ms}^{-1}$ , les trois nuances de bleu indiquent respectivement les valeurs supérieures à 10, 15 et  $20 \text{ ms}^{-1}$



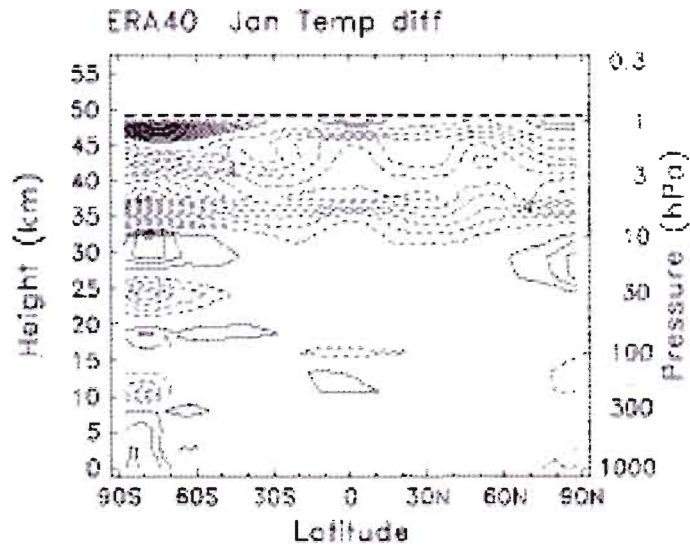


Figure 3.5 : Moyenne zonale du biais moyen de température pour les mois de janvier entre 1992 et 1997 entre les réanalyses ERA40 et les analyses stratosphériques du centre météorologique du Royaume-Uni. Les contours sont à tous les degrés, les biais chauds en traits pleins et les froids en pointillés (tiré de la figure 1 de SPARC 2002)

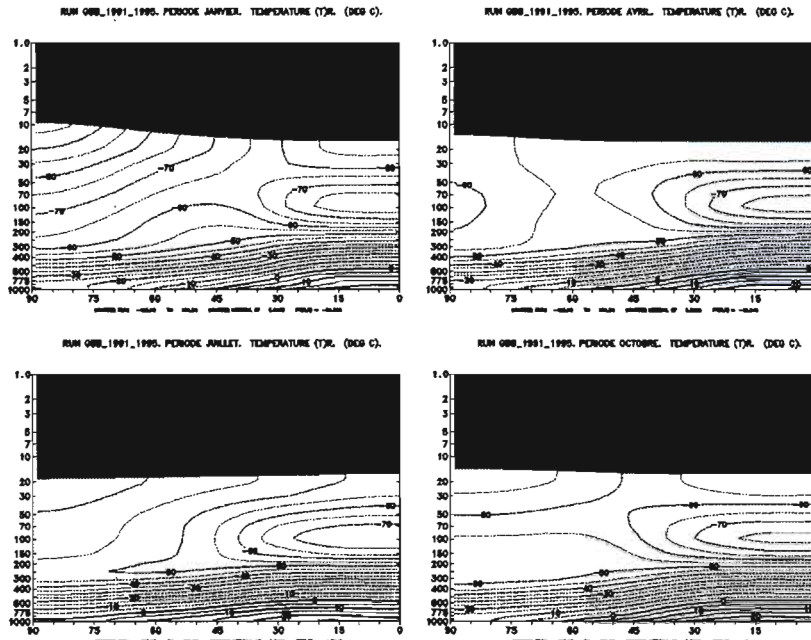


Figure 3.6 : Moyennes zonales de la température pour la simulation BAS. Les isothermes sont à tous les 5°C, les températures au-dessus de 0°C en traits pleins et sous 0°C en pointillés.

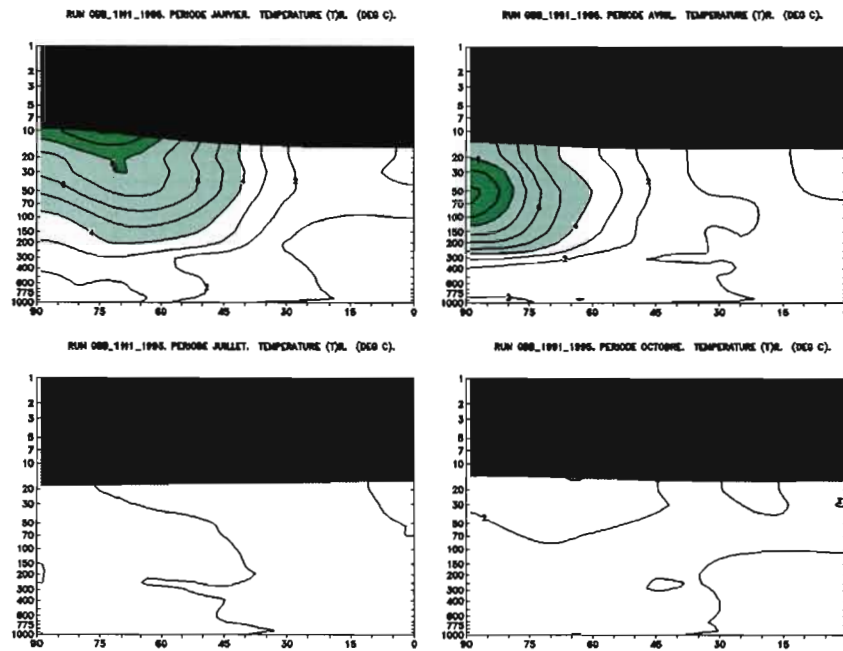


Figure 3.7 : Moyennes zonales des écarts-type interannuels de la température de la simulation BAS. Les contours sont à tous les degrés, le vert pâle montre les zones d'écart-type situés entre 4 et 8°C et le vert foncé les écarts-types supérieurs à 8°C.

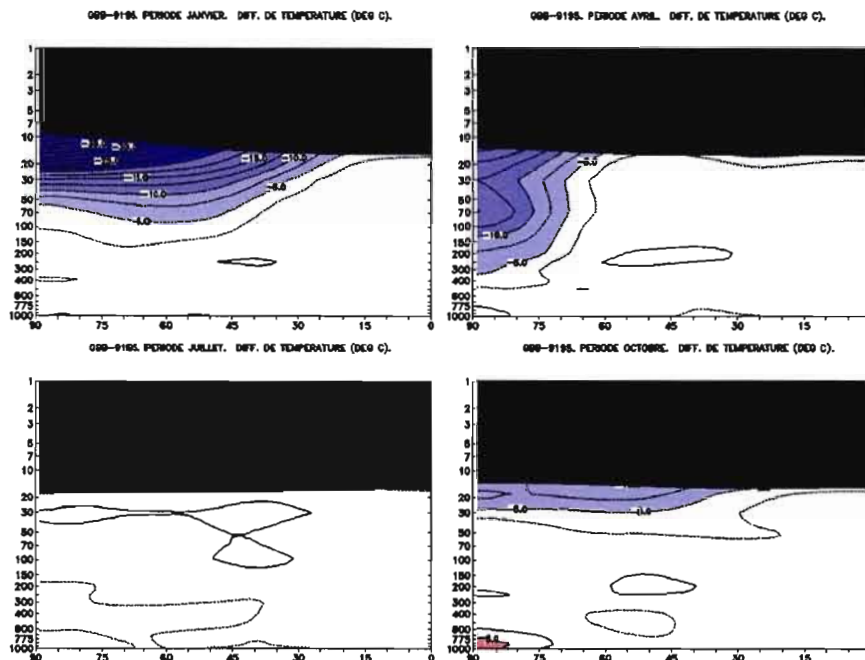


Figure 3.8 : Moyennes zonales des biais de température entre BAS et ERA40. Les courbes sont à tous les 2,5°C. Les nuances de bleu représentent les biais de -5°C, -10°C et -15°C et les nuances de rouge les biais de +5°C et +10°C.

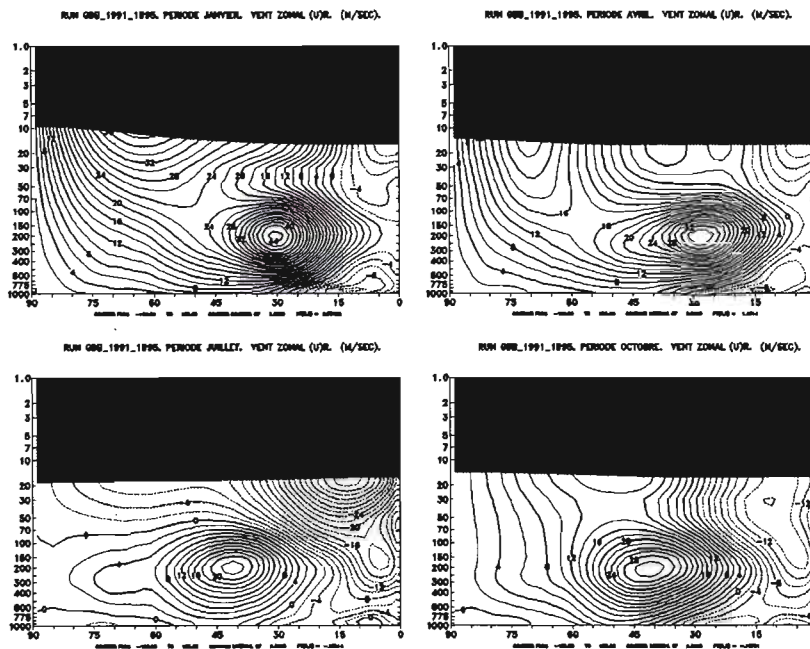


Figure 3.9 : Moyennes zonales du vent zonal moyen de la simulation BAS. Les contours sont au  $2\text{ms}^{-1}$ , vents d'ouest positifs en lignes pleines et les vents d'est négatifs en pointillés

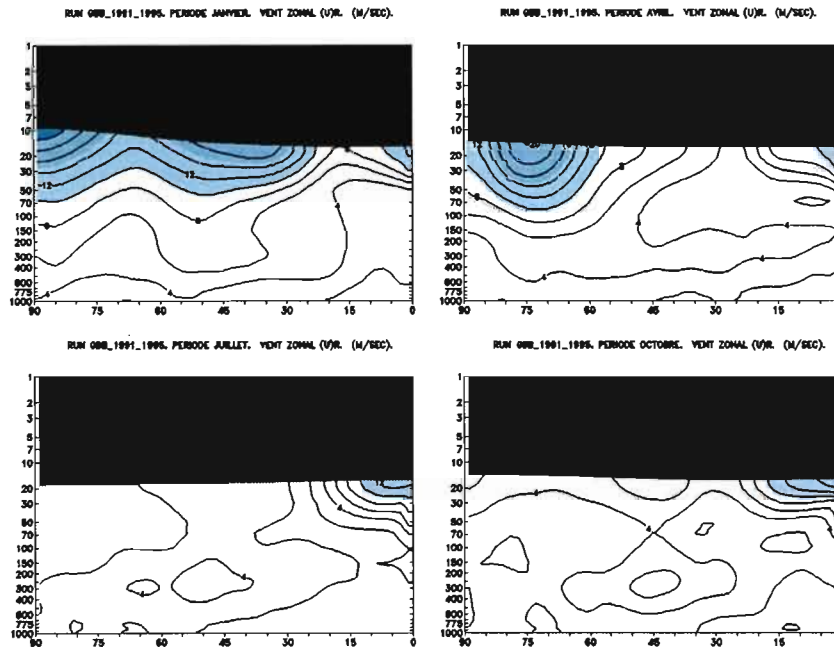


Figure 3.10 : Moyennes zonales des écart-types interannuels moyens du vent zonal moyen de la simulation BAS. Les contours sont au  $2\text{ms}^{-1}$ , les trois nuances de bleu indiquent respectivement les valeurs supérieures à 10, 15 et  $20\text{ms}^{-1}$

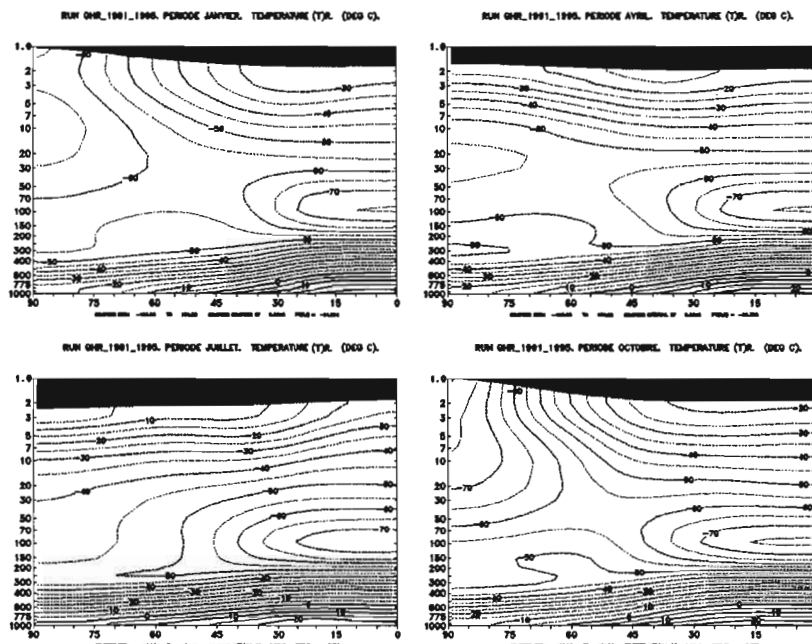


Figure 3.11 : Moyennes zonales de la température pour la simulation HAUT. Les isothermes sont à tous les 5°C, les températures au-dessus de 0°C en traits pleins et sous 0°C en pointillés.

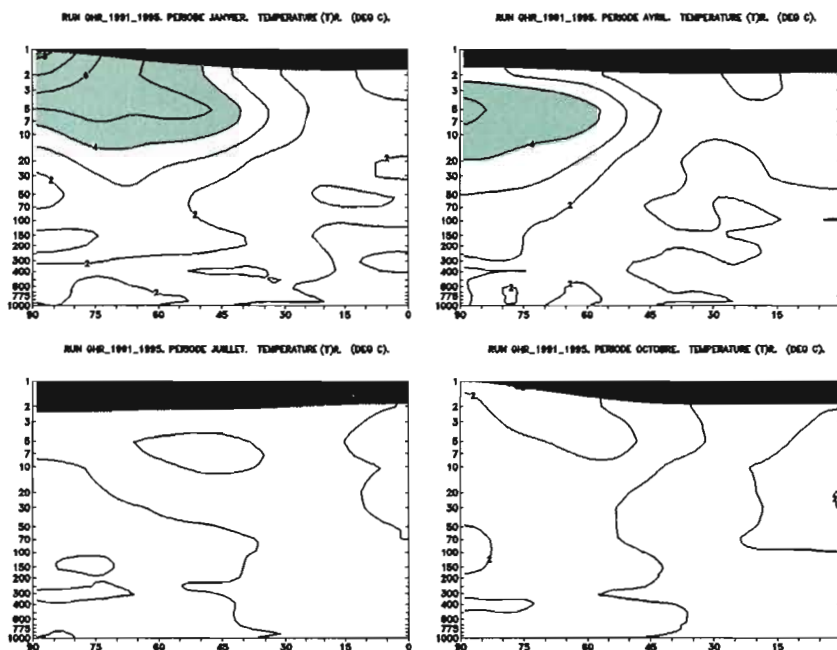


Figure 3.12 : Moyennes zonales des écarts-type interannuels de la température de la simulation HAUT. Les contours sont à tous les degrés, le vert pâle montre les zones d'écart-type situés entre 4 et 8°C et le vert foncé les écart-types supérieurs à 8°C.

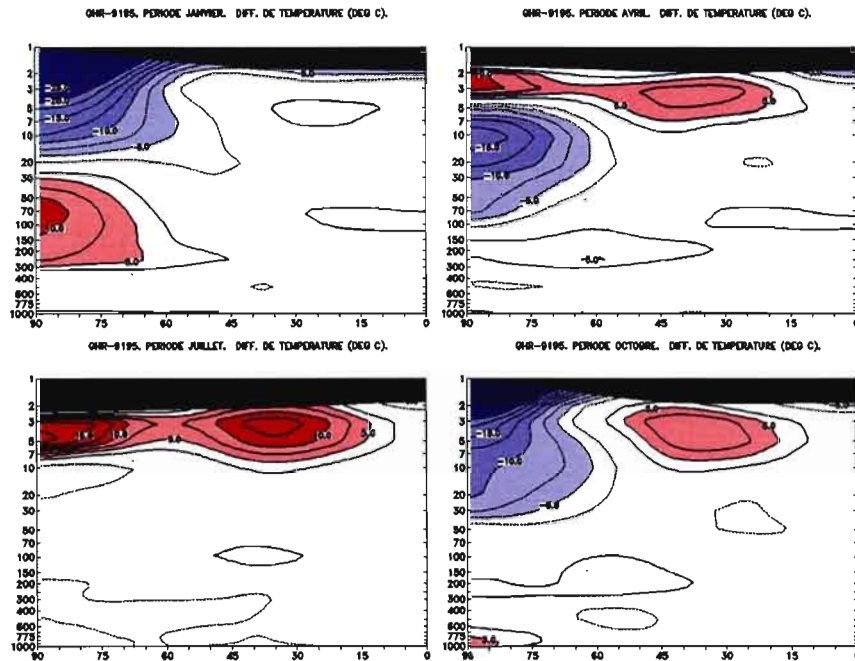


Figure 3.13 Moyennes zonales des biais de température entre HAUT et ERA40. Les courbes sont à tous les 2,5°C. Les nuances de bleu représentent les biais de -5°C, -10°C et -15°C et les nuances de rouge les biais de +5°C et +10°C.

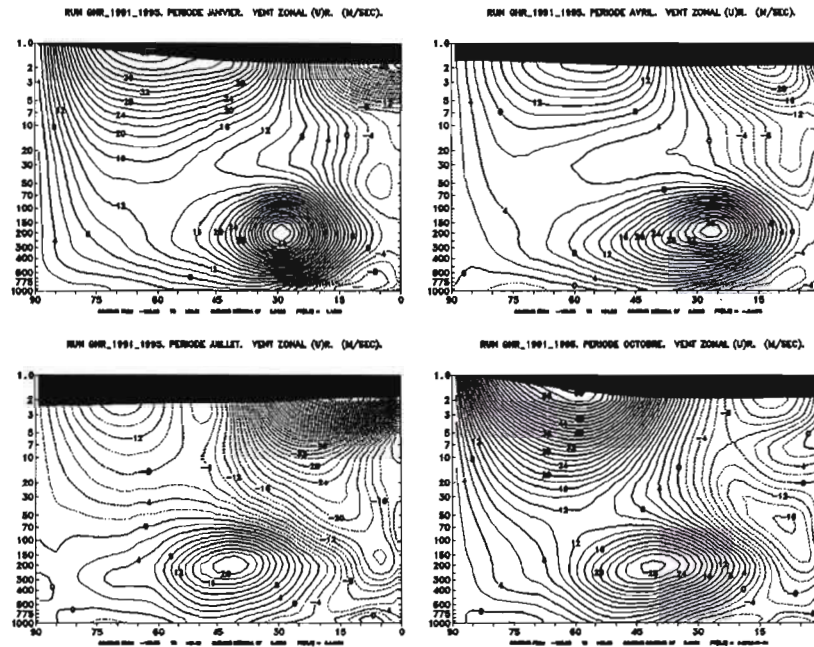


Figure 3.14 : Moyennes zonales du vent zonal moyen de la simulation HAUT. Les contours sont au  $2\text{ms}^{-1}$ , vents d'ouest positifs en lignes pleines et les vents d'est négatifs en pointillés

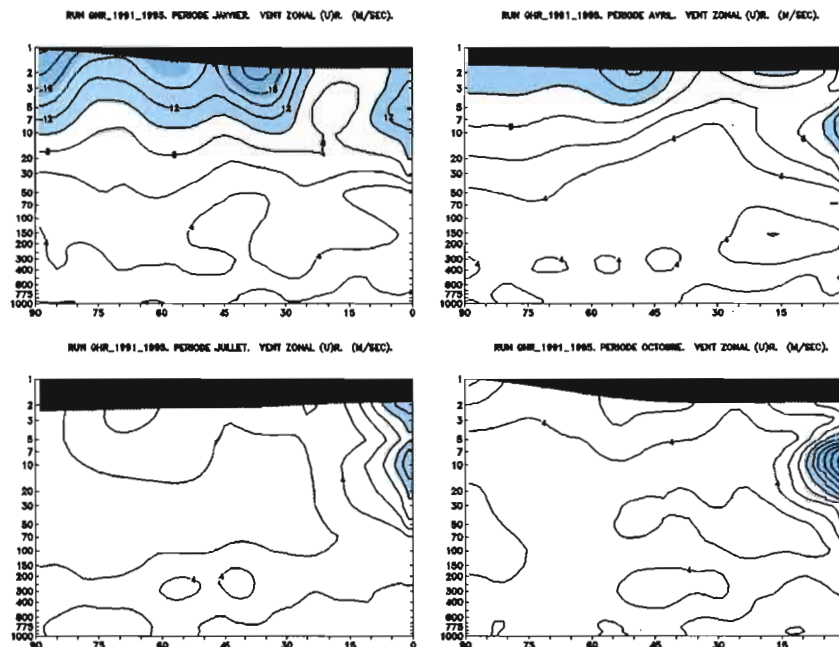


Figure 3.15 : Moyennes zonales des écart-types interannuels moyen du vent zonal moyen de la simulation HAUT. Les contours sont au  $2\text{ms}^{-1}$ , les trois nuances de bleu indiquent respectivement les valeurs supérieures à 10, 15 et  $20\text{ms}^{-1}$

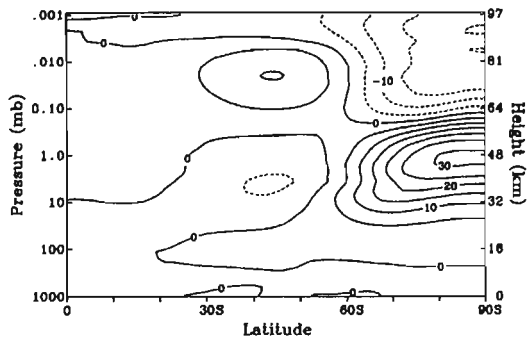


Figure 3.16 : Moyenne zonale des différences entre la simulation avec et sans l'introduction de la zone de forçage supplémentaire GWD (Tirée de Shepherd *et al.*, 1996)

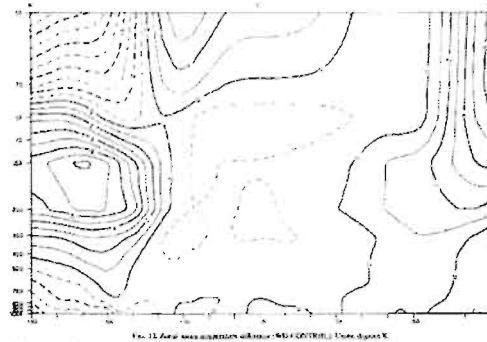


Figure 3.17 : Moyenne zonale des différences entre la simulation avec et sans l'introduction du GWD (Tirée de McFarlane, 1987)

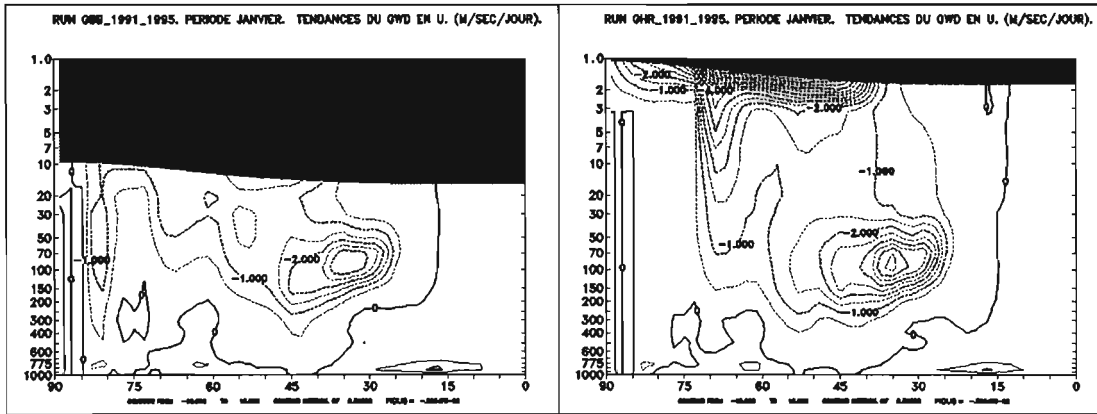


Figure 3.18 : Moyennes zonales des tendances conjointes du GWD et du roof drag sur les vents zonaux en janvier de 1991 à 1995. Droite : simulation BAS, gauche : Simulation HAUT. Les contours sont à tous les  $0,5 \text{ ms}^{-1}\text{jour}^{-1}$

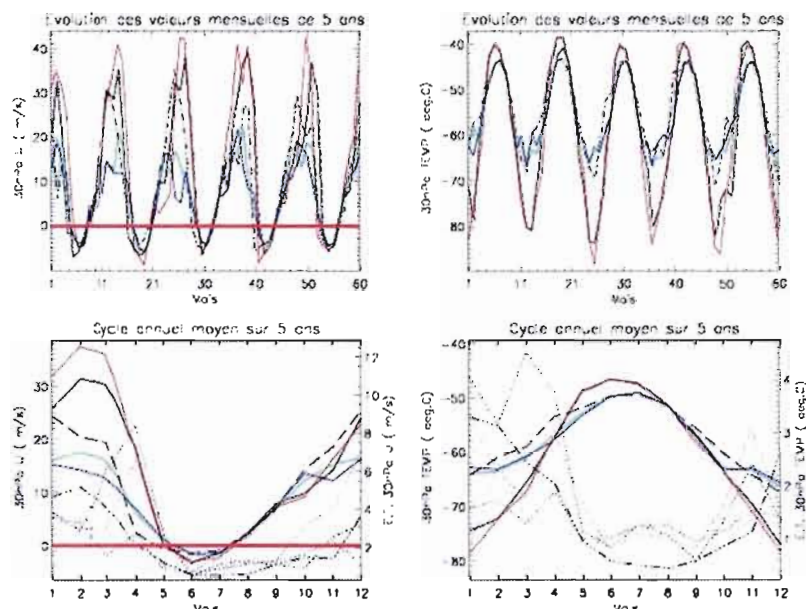


Figure 3.19 : Séries temporelles à 30 hPa des moyennes mensuelles (haut) et cycle annuel moyen (bas) sur le disque couvrant les latitudes de 60 à 90°N entre janvier 1991 et décembre 1995. Variables présentées : vent zonal (gauche) et température (droite). Les réanalyses ERA40 en tiretés noir, les simulations basses en noir (BAS) et rouge (BAS2), les simulations hautes en bleu (HAUT) et vert (HAUT2). Sur le panneau du bas, les valeurs des écart-types interannuels d'ERA40 sont présentés en ligne (tiret-point-point-point) alors que les simulations sont présentées en ligne pointillées ayant les couleurs appropriées.

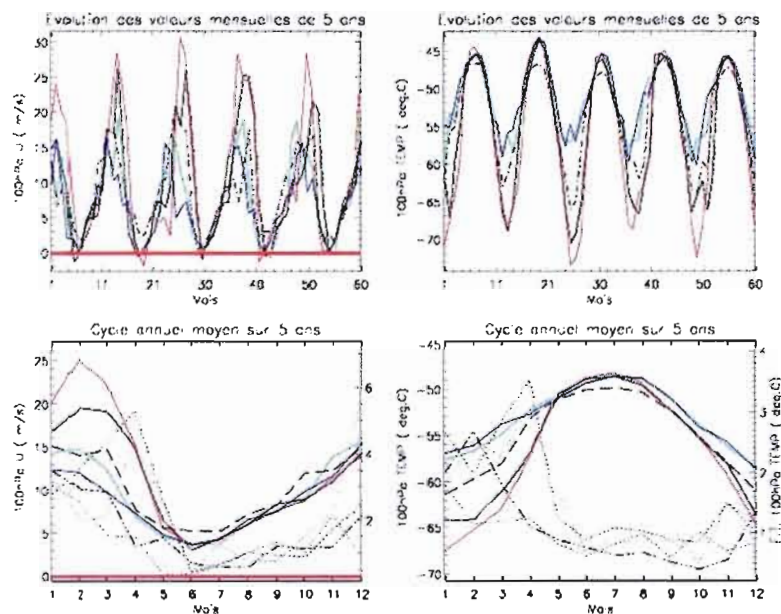


Figure 3.20 : Séries temporelles à 100hPa des moyennes mensuelles (haut) et cycle annuel moyen (bas) sur le disque couvrant les latitudes de 60 à 90°N entre janvier 1991 et décembre 1995. Courbes identiques à la figure 3.20



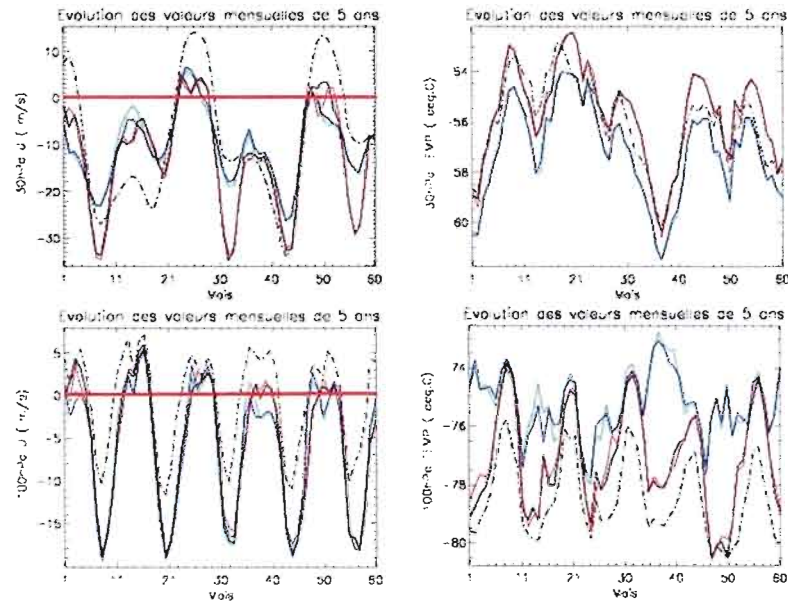


Figure 3.21 : Séries temporelles des moyennes mensuelles sur le disque couvrant les latitudes de 0 à 20°N entre janvier 1991 et décembre 1995. Variables présentées : vent zonal (gauche) et température (droite) pour les niveaux 30hPa (haut) et 100 hPa (bas). Les réanalyses ERA40 en tiretés noir, les simulations basses en noir (BAS) et rouge (BAS2), les simulations hautes en bleu (HAUT) et vert (HAUT2).

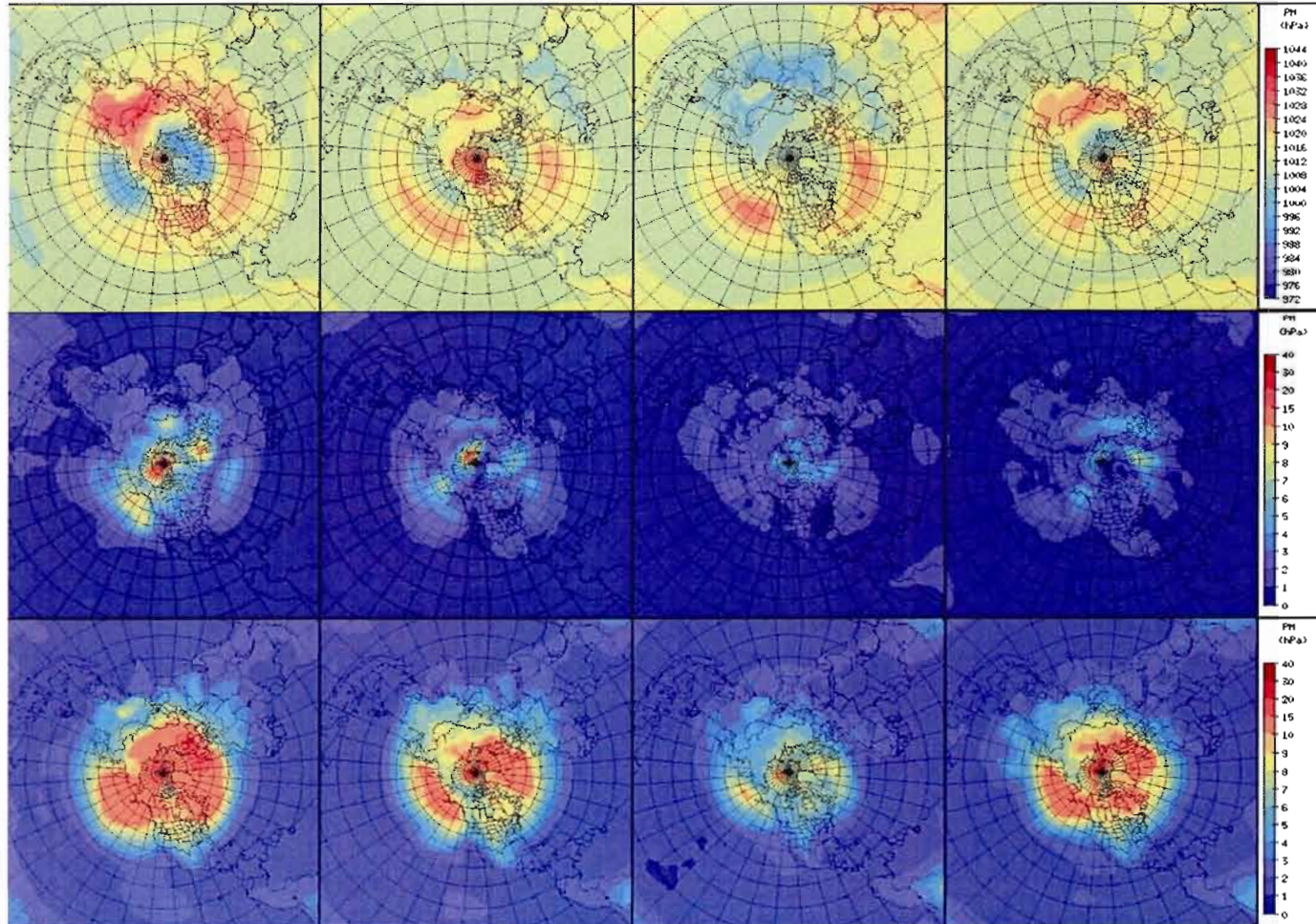


Figure 3. 22 : Statistiques des champs de pression au niveau moyen de la mer pour ERA40 de 1991 à 1995. De gauche à droite, janvier, avril, juillet et octobre. Moyennes mensuelles (haut), écart-types interannuels (milieu) et écart-types intra mensuels (bas). Les échelles sont présentées à droite et sont identiques pour chacun des panneaux de la ligne.

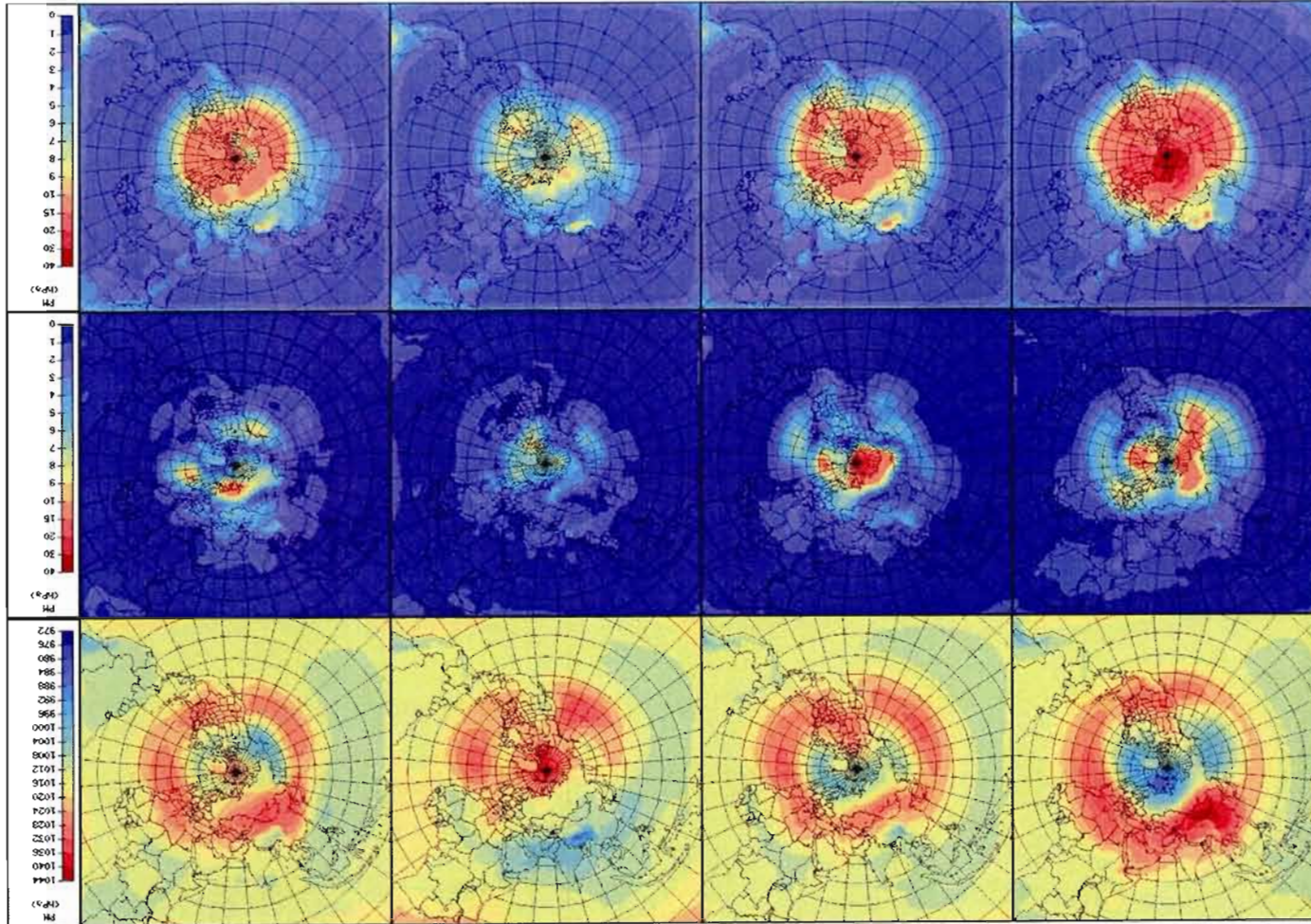


Figure 3.23 : Statistiques des champs de pression au niveau moyen de la mer pour BAS de 1991 à 1995. De gauche à droite, janvier, avril, juillet et octobre. Moyennes mensuelles (haut), écart-types interannuels (milieu) et écart-types intra mensuels (bas). Les échelles sont présentées à droite et sont identiques pour chacun des panneaux de la ligne.

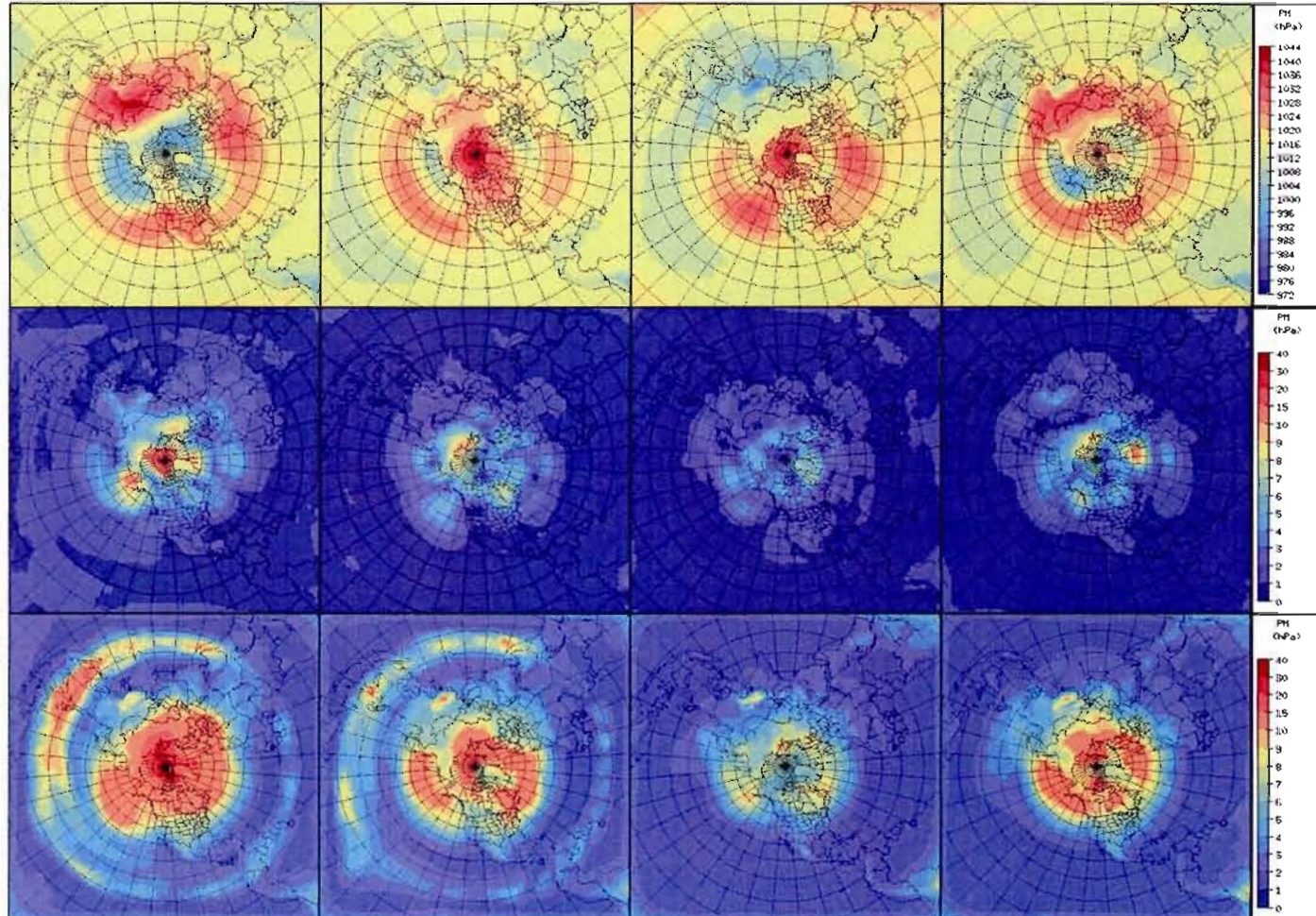


Figure 3.24 : Statistiques des champs de pression au niveau moyen de la mer pour HAUT de 1991 à 1995. De gauche à droite, janvier, avril, juillet et octobre. Moyennes mensuelles (haut), écart-types interannuels (milieu) et écart-types intra mensuels (bas). Les échelles sont présentées à droite et sont identiques pour chacun des panneaux de la ligne.

## CONCLUSION

Le présent projet vise à explorer le potentiel d'utilisation du MRCC comme modèle de résolution intermédiaire au-dessus de l'hémisphère nord afin de réduire le saut de résolution entre les données à faible résolution utilisées pour le pilotage et le MRCC à haute résolution.

Les premières simulations du MRCC-hémis ont montré l'existence d'importants biais froids hivernaux dans la basse stratosphère. Ces biais sont maximaux près de la frontière supérieure du modèle, à 29 km, mais se propagent vers le bas, influençant la circulation à grande échelle. L'hypothèse initiale posée pour expliquer ces biais concerne la position de la frontière supérieure et de son effet sur la circulation méridienne stratosphérique. Cette dernière circulation provoque un mouvement ascendant aux tropiques, accompagné d'une branche descendante au-dessus du pôle d'hiver. Par compression adiabatique, cette circulation entraîne un réchauffement important de la basse stratosphère hivernale au-dessus du pôle. Or, cette circulation dans le MRCC est inhibée par la présence de la frontière rigide du toit du modèle. Cette frontière, habituellement à 29 km d'altitude, impose un mouvement vertical nul empêchant le modèle de prendre en compte le mouvement stratosphérique descendant.

Ce projet vise à vérifier deux aspects des simulations hémisphériques. Premièrement, il visait à évaluer l'effet de l'ajout de cinq niveaux à la verticale sur le climat simulé par le MRCC. Deuxièmement, de façon plus générale, on voulait vérifier si les deux configurations du MRCC, avec les toits à 29 et 45 km, permettaient de bien simuler la circulation générale de la haute troposphère et de la basse stratosphère. Plus particulièrement, on voulait vérifier si l'ajout de niveaux permet au MRCC de générer la circulation méridienne stratosphérique et ainsi diminuer les importants biais froids présents en hiver.

Afin de vérifier l'impact de l'ajout de niveaux supplémentaires sur les résultats du MRCC, quatre simulations couvrant chacune les années 1991 à 1995 ont été étudiées et comparées aux réanalyses ERA40 du centre ECMWF, données également utilisées pour le pilotage aux frontières latérales du MRCC-hémis. Dans les quatre simulations, le toit était situé à 29 km pour deux d'entre elles alors que les deux autres possédaient cinq niveaux supplémentaires, repoussant le toit à 45km d'altitude, soit près de la stratopause.

Certaines lacunes d'ERA40 constituent une limite importante de l'analyse. Les patrons moyens et la variabilité interannuelle montrent de grandes différences selon les années utilisées pour les évaluer. Ces lacunes, surtout présentes dans la haute troposphère et la stratosphère, sont causées par la méthodologie et la disponibilité des observations utilisées pour générer les réanalyses. Ces données possèdent d'importants biais froids, autour de 5°C, pour la haute stratosphère et au-dessus des océans couverts de glace, deux régions où les comparaisons avec les résultats du MRCC montrent d'importantes différences. Afin de permettre une meilleure estimation des biais réels du MRCC, d'autres bases de données (surtout stratosphériques) doivent être utilisées comme comparaison. Il serait dans ce sens d'utiliser les autres sources d'informations analysées dans Randel *et al.* (2004) afin de mieux cerner les biais systématiques du MRCC.

Certaines caractéristiques communes aux deux groupes de simulations ont été identifiées lors de la comparaison avec ERA40 :

- 1) Les deux régimes de variabilité dynamique, faible en été et forte en hiver sont bien reproduits par le MRCC.
- 2) Les deux simulations exposent des biais chauds autour de 5°C pour la basse troposphère au-dessus de l'Océan Arctique, région où ERA40 est biaisé froid.
- 3) Les courants jets troposphériques sont bien simulés mais plus compacts que ceux d'ERA40.

- 4) Dans la stratosphère, il existe un déphasage entre le moment où le MRCC simule les modules de vent maximal (février-mars) par rapport à ERA40 (décembre-janvier), alors que les températures minimales sont synchronisées. Les biais sont plus importants dans les simulations basses.
- 5) Il existe un retard dans l'arrivée du *réchauffement final* influençant les vents et la température du MRCC.
- 6) Il y a transmission probable du signal de la QBO par le pilotage aux frontières latérales d'ERA40 vers l'intérieur du domaine. Les séries temporelles des vents moyens entre 0 et 20°N sont synchronisées mais le MRCC sous estime l'amplitude du signal.
- 7) Les deux groupes de simulations surestiment la pression moyenne au niveau de la mer autour du cercle de latitude de 30°N, laissant supposer une modification de la circulation générale de l'atmosphère (cellule de Hadley).
- 8) Les incertitudes provoquées par la mauvaise qualité des concentrations d'ozone utilisées et l'éruption du Pinatubo ne peuvent pas être quantifiées avec les outils actuels de diagnostics.

Par contre, certaines modifications importantes du comportement du MRCC sont attribuables à l'ajout des niveaux verticaux :

- 1) Le vortex polaire trop profond et trop froid des simulations basses «se comble» pour les simulations hautes et devient trop chaud, ce qui diminue les gradients thermiques et la vitesse des vents horizontaux, surtout entre 300 et 30 hPa. Le cycle annuel moyen montre l'existence d'un plateau de température minimale et de vent maximal pour les simulations hautes, entre octobre et mars. Ces comportements qui ne sont pas présents dans les observations pourraient provenir des paramétrages du GWD et du *roof drag*.
- 2) Les simulations hautes montrent un vortex polaire dont la variabilité interannuelle est plus faible que celui des simulations basses.

- 3) Les simulations hautes montrent d'importants biais chauds, surtout en juillet, pour la haute stratosphère ( $p < 7$  hPa) qui pourraient provenir de la surestimation des concentrations d'ozone.
- 4) La simulation haute génère des perturbations non-physiques en hiver provoquant une oscillation de la pression au niveau de la mer et de la température sur l'ensemble de l'atmosphère du modèle. Aucune hypothèse n'est présentement avancée quant à l'explication de ce phénomène.

Il est présentement difficile de conclure à la capacité ou l'incapacité du MRCC-hémis à être utilisé comme modèle intermédiaire. Plusieurs problèmes rencontrés au cours de ce projet ne se sont jamais posés pour un MRC conventionnel puisqu'ils concernent des phénomènes ayant lieu à des échelles jamais envisagées, comme la circulation méridienne stratosphérique se produisant à l'échelle hémisphérique et globale. De plus, les paramétrages mis en cause, le GWD, le *roof drag* et l'impact des concentrations d'ozone sont moins importants pour le MRCC à haute résolution et leurs effets n'ont pas été étudiés en détail.

Tel qu'illustré par la pression au niveau moyen de la mer, la position du toit a un impact sur les résultats des champs de surface. Une étude serait nécessaire afin de vérifier spécifiquement dans quelle mesure ces impacts sont significatifs et si l'ajout de niveaux supplémentaires représente une amélioration des résultats du modèle. Il serait aussi intéressant de voir si le MRCC-hémis peut simuler les patrons de variabilité connus tels l'oscillation de l'Atlantique Nord (NAO), l'oscillation Arctique (AO) et l'oscillation du Pacifique Nord (PNA) ainsi que d'étudier dans quelle mesure la modification de la position du toit a un impact sur ceux-ci.

Toute recherche future à l'aide du MRCC-hémis devra cependant être précédée par une mise à jour des paramétrages problématiques identifiés au cours de ce projet, dont une mise à jour du paramétrage du GWD par celui actuellement utilisé par le MCG3 (McLandress et Scinocca, 2005) et le remplacement du *roof drag* par



un nouveau type d'éponge verticale ne créant pas de couche limite au toit du modèle. L'identification de la cause et la correction de certains problèmes, dont les importants biais du champs de pression de la mer ainsi que l'oscillation numérique équatoriale devront absolument être faits avant d'entreprendre toute nouvelle recherche à l'aide de cette configuration hémisphérique. L'utilisation des nouvelles données d'ozone de Wang *et al.*(1995) pourrait aussi permettre de réduire les biais chauds notés pour la haute stratosphère des simulations, surtout en été. La validation des résultats du MRCC devra inclure d'autres bases de données stratosphériques afin d'exclure les biais systématiques observés dans ERA40. Une fois ces modifications apportées au MRCC, il sera possible de vérifier son plein potentiel comme modèle hémisphérique.

Il serait aussi intéressant de repousser la position du toit du MRCC au sommet de la mésosphère et ainsi développer une version MAM du MRCC. De multiples projets de recherche seraient alors ouverts. Entre autres, la comparaison des résultats du CMAM et de ceux du MAM-MRCC pour vérifier l'impact du schéma de calcul et des résolutions horizontale et verticale. On pourrait alors vérifier la qualité de la circulation méridienne générée par le MRCC en ayant toutes les zones de forçage essentielles à son développement. Toutefois, l'élaboration de cette version du MRCC représente une somme de travail colossale.

## APPENDICE A

### Équations de la moyenne eulérienne conventionnelle

Le traitement et le développement des équations de la moyenne eulérienne conventionnelle sont basés sur l'étude de Holton (chap. 10, 2004). En coordonnées log-p (chap. 8; Holton, 2004) et soumises à la théorie quasi-géostrophique, les équations de momentum deviennent :

$$\frac{Du}{Dt} - fv + \frac{\partial\Phi}{\partial x} = X \quad (\text{éq. A1})$$

$$\frac{Dv}{Dt} + fu + \frac{\partial\Phi}{\partial y} = Y \quad (\text{éq. A2})$$

où 
$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z}$$

l'équation thermodynamique,

$$\frac{DT}{Dt} + \left( \frac{RT}{c_p H} \right) w = \frac{J}{c_p} \quad (\text{éq. A3})$$

l'équation de continuité,

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \rho_0^{-1} \frac{\partial(\rho_0 w)}{\partial z} = 0 \quad (\text{éq. A4})$$

et de la relation hydrostatique,

$$\frac{\partial\Phi}{\partial z} = \frac{RT}{H}. \quad (\text{éq. A5})$$

où  $u$  est le vent zonal,  $f_0$  le paramètre de Coriolis,  $v$  le vent méridien,  $\partial(u'v')/\partial y$  le flux méridien de momentum et  $X$  la sommation des forçages de traînée causés par les tourbillons de sous-échelles,  $T$  la température,  $H$  la hauteur d'échelle,  $R$  la constante de l'air sec,  $w$  le mouvement vertical,  $\partial(v'T')/\partial y$  le flux méridien de chaleur,  $J$  le réchauffement diabatique et  $c_p$  la chaleur spécifique de l'air sec.

Si on décompose les champs en une moyenne zonale et une perturbation autour de cette moyenne (éq. A6) et ensuite, on fait subir à ces équations une moyenne eulérienne, c'est-à-dire une moyenne zonale à latitude, altitude et temps fixe. En général, pour un champs quelconque  $A$ , on obtient :

$$A = \bar{A} + A' \quad (\text{éq. A6})$$

$$\rho_0 \frac{\overline{DA}}{Dt} = \frac{\bar{D}}{Dt} (\rho_0 \bar{A}) + \frac{\partial}{\partial y} [\rho_0 (\overline{A'v'})] + \frac{\partial}{\partial z} [\rho_0 (\overline{A'w'})] \quad (\text{éq. A7})$$

$$\text{où } \frac{\bar{D}}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \bar{v} \frac{\partial}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial}{\partial z}$$

Après l'application de cette moyenne, les équations de momentum et thermodynamique deviennent :

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} - f_0 \bar{v} = - \frac{\partial (\overline{u'v'})}{\partial y} + \bar{X} \quad (\text{éq. A8})$$

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + N^2 H R^{-1} \bar{w} = - \frac{\partial (\overline{v'T'})}{\partial y} + \frac{\bar{J}}{c_p} \quad (\text{éq. A9})$$

où  $N^2$  est la fréquence de flottabilité définie par l'équation A10.

$$N^2 \equiv \frac{R}{H} \left( \frac{RT_0}{c_p H} + \frac{dT_0}{dz} \right) \quad (\text{éq. A10})$$

Les équations A8 et A9 mettent en relations les forçages les plus importants et la circulation méridienne moyenne ( $\bar{v}$ ,  $\bar{w}$ ). Par contre, si l'on considère un système stationnaire ( $\partial/\partial t = 0$ ), les équations A8 et A9 deviennent :

$$f_0 \bar{v} = -\frac{\partial(\overline{u'v'})}{\partial y} + \bar{X} \quad (\text{éq. A8a}) \quad \text{et} \quad N^2 H R^{-1} \bar{w} = -\frac{\partial(\overline{v'T'})}{\partial y} + \frac{\bar{J}}{c_p} \quad (\text{éq. A9a})$$

où l'on peut voir que les composantes de la circulation moyenne doivent équilibrer les différents forçages. Cette circulation est donc en quelque sorte une réaction du système aux flux de momentum et de chaleur afin de conserver l'équilibre géostrophique du système et la relation du vent thermique entre  $u$  et  $T$ . Ces équations permettent de comprendre de manière qualitative, les causes dynamiques des différentes cellules troposphériques (Hadley, Ferrel et polaire). Par contre, Holton (2004) montre qu'en raison de ce quasi-équilibre, il est pratiquement impossible de diagnostiquer la contribution des différents flux à l'aide de ces équations. De plus, la comparaison entre les concentrations de traceurs atmosphériques observées et calculées à l'aide de ces équations ne concordent pas. Ces deux faits justifient le développement des équations de la moyenne eulérienne transformée.

## BIBLIOGRAPHIE

- Andrews, D. G. et M.E. McIntyre. 1976. «Planetary waves in horizontal and vertical shera : The generalized Eliassen-Palm relation and the mean zonal acceleration». *J Atmos. Sci.*, vol. 33, p. 2031-2048.
- Andrews, D.G., J.R. Holton, C.B. Leovy. 1987. *Middle Atmosphere Dynamics*. Academic Press, International Geophysics Series, New York.
- Arakawa, A. et Lamb, V. 1977. «Computational design of the basic dynamical processes of UCLA General Circulation Model». *Methods in Computational Physics*, vol. 17, Academic Press, p. 173-265.
- Beagly, S.R., J de Grandpré, J.N. Koshyk, N.A. McFarlane et T.G. Shepherd. 1997. «Radiative-Dynamical Climatology of the First-Generation Canadian Middle Atmosphere Model». *Atmosphere-Ocean*. Vol. 35, No 3, p.293-331.
- Bergeron, G., R. Laprise, D. Caya, A. Robert, M. Giguère, R. Benoit, Y. Chartier. 1994. *Formulation of the Mesoscale Compressible Community (MC2) Model*.
- Bojkov, R.A. 1995. «The changing ozone layer», Geneva, WMO und UNEP
- Brasseur, G et C. Granier. 1992. «Mount Pinatubo aerosols, chlorofluorocarbons and ozone depletion». *Science*, Vol. 257, p. 1239-1242.
- Caya, D. et R. Laprise. 1999. «A Semi-Implicit Semi-Lagrangian Regional Climate Model: The Canadian RCM». *Monthly Weather Review*, vol. 127, p. 341-362.
- Chaffey, J.D. et J.C. Fyfe. 2001. «Arctic Polar Variability in the Canadian Middle Atmosphere Model». *Atmosphere-Ocean*, vol.39, no. 4, p. 457-469.
- Charney, J.G. et P. G. Drazin. 1961. «Propagation of Planetary-Scale Disturbances from the Lower into the Upper Atmosphere». *J. of Geophysical Research*, vol. 66, no 1, p. 83-109.
- Charlton, A.J., L.M. Polvani, J. Perlwitz, F. Sassi, E. Manzini, K. Shibata, S. Pawson, J.E. Nielsen, D. Rind. 2007. «A New Look at Stratospheric Sudden Warmings. Part II: Evaluation of Numerical Model Simulations». *J. of Climate*. vol20, no3, p470-488.
- Claude, H. 1996. «Ergebnisse der Ozonforschung am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg». In *Deutscher Wetterdienst*, vol. 25, p. 116-125
- Côté, H. 1998. «Guide d'utilisation de la programmation de statistiques d'ensemble du modèle MRC». Document interne, 26 pages.
- Côté, H. 2001. «Calcul des statistiques climatiques saisonnières en fonction des statistiques mensuelles». Document interne, 10 pages.
- Davies, H.C. 1976. «A lateral boundary formulation for multi-level prediction models». *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, vol. 102, p. 405-418.
- Dickinson, R.E. et al. 1989. «A regional climate model for the Western United States». *Climate Change*, vol.15, p. 383-422.

- Dunkerton, T. J. 2003. «Middle atmosphere : Quasi-biennial Oscillation». In *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, éd. J.R. Holton, J.A. Curry et J.A. Pyle, éd. Academic Press, Londres. p. 1328-1336.
- Flato, G.M., G.J. Boer, W.G. Lee, N.A. McFarlane, D. Rasmden, M.C. Reader et A.J. Weaver. 2000. «The Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis global coupled model and its climate», *Climate Dynamics*, vol. 16, p. 451-467
- Flemming, E.L., *et al.* 1990. «Zonal mean temperature, pressure, zonal wind and geopotential height as functions of latitude», *Adv. Space Res.*, vol. 10(12), p. 11-59.
- Fritts, D.C. 2003. «Middle atmosphere : Gravity waves». In *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, éd. J.R. Holton, J.A. Curry et J.A. Pyle, éd. Academic Press, Londres. p. 1308-1314.
- Gal-Chen, T. et R.C. Somerville. 1975. «On the use of a coordinate transformation for the solution of Navier-Stokes». *J. of Computational Physics*, vol. 17, p. 209-228
- Giorgi, F. 1990. «Simulation of a regional climate using a limited area model nested in a general circulation model». *J. of Climate*, vol. 3, p. 941-963.
- Hamilton, K. 1998. «Dynamics of the Tropical Middle Atmosphere : A Tutorial Review». *Atmosphere-Ocean*, vol. 36, p. 319-354.
- Hamilton, K. 1995. «Comprehensive simulation fo the middle atmospheric climate : some recent results». *Climate Dynamics*, vol. 11, p.223-241.
- Hamilton, K., R.J. Wilson et R.S. Hemler. 1999. «Middle Atmosphere Simulated with High Vertical and Horizontal Resolution Versions of a GCM : Improvements in the Cold Pole Bias and Generation of a QBO-Like Oscillations in the Tropics». *J. of Atmospheric Sciences*, vol. 56, p. 3829-3846.
- Hansen, J.E. *et al.* 1992. « Potential climate impact of Mount Pinatubo eruption». *Geoph. Res. Letter*, vol. 19, no.2, p.215-218.
- Haynes, P.H., C.J. Marks, M.E.McIntyre, T.G. Shepherd et K.P.Shine . 1991. «On the "Downward Control" of extratropical Diabatic Circulations by Eddy-Induced Mean Zonal Forces». *J. of the Atmospheric Sciences*, vol. 48, no 4, p.651-678.
- Holton, J.R. 2004. *An introduction to Dynamic Meteorology*, éd. Elsevier academic press, International geophysics series, San Diego.
- Holton, J.R. et R.S. Lindzen. 1972. «An updated theory for the quasi-biennial cycle of the tropical stratosphere». *J. of Atmospheric Sciences*, vol. 29, p. 1076-1080.
- IPCC. 2001. *Climate Change 2001 : The Scientific Basis*. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge et NewYok, 881 pages.
- IPCC/TEAP. 2004. *Special Report on Safeguarding the Ozone Layer and the Global Climate System Issues related to Hydrofluorocarbons and Perfluorocarbons*, 478 pages.
- Jacob, D. et R. Podzun. 1997. «Sensitivity studies with the regional climate model REMO». *Meteor. Atmos. Phys.*, vol. 63, p.p. 119-129.

Jones, R. G., J.M. Murphy et M. Noguer. 1995. «Simulation of climate change over Europe using a nested regional climate model. Part I : Assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundary». *Quatr. J. Roy. Meteor. Soc.*, vol. 121, p. 1413-1449.

Juang, H.-M. H. et M. Kanamitsu. 1994. «The NMC nested regional spectral model» *Mon. Wea. Rev.*, vol. 122, p.3-26.

Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, Roy Jenne et Dennis Joseph. 1996. «The NCEP/NCAR 40 Year Reanalysis Project». *BAMS*. vol.77, no 3, p.437-471.

Kirchner, I., G.L. Stenchikov, H.-F. Graf, A. Robock et J.C. Antuna. 1999. «Climate model simulation of winter warming and summer cooling following the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption», *J. of Geophys. Res.* Vol.104, no.D16, p.19039-19055

Kita, K. et S. Sumi. 1986. «Reference Ozone Models for Middle Atmosphere». *Meteorological Research Report*, Div. of Meteorology, Geophysical Institute, University of Tokyo, 26 pages.

Labitzke, K. et al. 2002. *The Berlin Stratospheric Data Series*, Meteor. Institut, Free University Berlin

Labitzke, K. 1994. «Stratospheric temperature changes after the Pinatubo eruption». *J. of Atmospheric and Terrestrial Physics*. Vol 56, no 9, p. 1027-1034

Labitzke, K. et H. van Loon. 1999. «The stratosphere : History and Relevance». New York, Springer.

Laprise, R., D. Caya, A. Frigon et D. Paquin. 2003. «Current and perturbed climate as simulated by the second-generation Canadian Regional Climate Model (CRCM-II) over northwestern North America». *Climate Dynamics*, vol. 21, p. 405-421

Laprise, R., D. Caya, G. Bergeron et M. Giguère. 1997. «The formulation of André Robert MC2 (Mesoscale Compressible Community Model)». *Atmosphere-Ocean*, vol.35, p. 195-220.

Lindzen, R.S. 1981. «Turbulence and stress owing to gravity wave and tidal breakdown». *J. Geophys. Res.*, vol. 86, p. 9707-9714.

Lindzen, R.S. et J.R. Holton. 1968. «A theory of the quasi-biennial oscillation», *J. of Atmospheric Sciences*, vol. 25, p.1095-1107.

London, J. 1980. «Radiative Energy sources and sinks in the stratosphere and mesosphere». *Atmospheric Ozone, Proc. NATO Adv. Study Inst.*. U.S. Dept. of Transportation. Washington, p.703-721

McFarlane, N. 2000. «Gravity-Wave Drag». In *Numerical Modeling of the Global Atmosphere in the Climate System*, NATO Science Series.

McFarlane, N.A. 1987. «The Effect of Orographically Excited Gravity Wave Drag on the General Circulation of the Lower Stratosphere and Troposphere». *J. of the Atmospheric Sciences*, vol. 44, no14, p.1775-1800.

McFarlane, N.A., G.J. Boer, J.-P. Blanchet et M. Lazare . 1992. «The Canadian Climate Centre Second-Generation General Circulation Model and Its Equilibrium Climate». *J. of Climate*, vol.5, p. 1013-1044.

McLandress, C. et J.F. Scinocca. 2005. « The GCM Response to Current Parameterizations of Nonorographic Gravity Wave Drag». *J. of Atmospheric Sciences*, vol. 62, p. 2394-2413

- Naujokat, B., K. Labitzke, R. Lenschow, K. Petzoldt, B. Rajewski et R.-C. Wohlfahrt. 1991. «The stratospheric winter 1990/91 : A Major Midwinter Warming as expected». *Met Abh.* FU-Berlin, Serie B, vol. 66, SO-13.
- O'Neil, A. 2003. «Middle atmosphere : Stratospheric Sudden warmings». In *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, éd. J.R. Holton, J.A. Curry et J.A. Pyle, Academic Press, Londres. p. 1328-1336.
- S. Pawson, K. Kodera, K. Hamilton, T.G. Shepherd, S. R. Beagley, B.A. Boville, J.D. Farrara, T.D.A. Fairlie, A. Kito, W.A. Lahoz, U. Langematz, E. Manzini, D. H. Rind, A.A. Scaife, K. Shibata, P. Simon, R. Swinbank, L. Takacs, R. J. Wilson, J.A. Al-Saadi, M. Amodei, M. Chiba, L. Coy, J. de Grandpre', R.S. Eckman, M. Fiorino, W.L. Grose, H. Kiode, J.N. Koshyk, D. Li, J. Lerner, J.D. Mahlman, N.A. McFarlane, C.R. Mechoo, A. Molod, A. O'Neill, R.B. Pierce, W.J. Randel, R.B. Rood, F. Wu. 2000. «The GCM-reality Intercomparaison Project for SPARC (GRIMPS) : Scientific Issues and Initial Results». *BAMS*. Vol. 81, No. 4, p. 781-796.
- Peixoto, J.P. et A.H. Oort. 1992. *Physics of Climate*, Springer, New York.
- Pitari, G. et V. Rizi. 1993. «An estimate of the chemical and radiative perturbation of stratospheric ozone following the eruption of Mt. Pinatubo». *J. of Atmospheric Sciences*, vol. 50, p. 3260-3276.
- Plumb, R.A. (1977). «Interaction of two waves with the mean flow, implications for the theory of the quasi-biennial oscillation», *J. of Atmospheric Sciences*, vol. 34, p. 1847-1858.
- Plummer, D.A., D. Caya, A. Frigon, H. Côté, M. Giguère, D. Paquin, S. Biner, R. Harvey et R. de Elia. 2006. «Climate and Climate change over North America as Simulated by the Canadian RCM». *J. of Climate*, vol. 19, p. 3112-3132.
- Ramaswamy, V., M.L. Chanin, J. Angell, J. Barnett, D. Gaffen, M. Gelman, P. Keckhut, Y. Koshelkov, K. Labitzke, J.-J. R. Lin, A. O'Neill, J. Nash, W. Randel, R. Rood, K. Shine, M. Shiotani et R. Swinbank. 2001. «Stratospheric Temperature Trends : Observations and model simulations». *Review of Geophysics*, vol. 39, no 1, p. 71-122
- Randel, W. J., P. Udelhofen, E. Fleming, M. Geller, M. Gelman, K. Hamilton, D. Karoly, D. Ortland, S. Pawson, R. Swinbank, F. Wu, M. Baldwin, M.-L. Chanin, P. Keckhut, K. Labitzke, E. Remsberg, A. Simmon et D. Wu. 2004. « The SPARC Intercomparaison of Middle-Atmosphere Climatologies ». *J. of Climate*, vol. 17, p. 986-1003.
- Randel, W.J. 2003. « Middle atmosphere : Zonal Mean Climatology ». In *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, éd. J.R. Holton, J.A. Curry et J.A. Pyle, Academic Press, Londres. p. 1358-1364.
- Riette, S. et D. Caya. 2002. «Sensitivity of short simulations to various parameters in the new CRCM spectral nudging». *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modeling*, WMO/TD-No. 1105, Rep. 32, 7.39-7.40.
- Rinke, A. et K. Dethloff. 2000. «On the sensitivity of a regional Arctic climate model to initial and boundary conditions», *Climate Research*, vol. 14, p. 101-113
- Rosenfield, J.E., D.B. Considine, P.E. Meade, J.T. Bacmeister, C.H. Jackman et M.R. Schoeberl. 1997. «Stratospheric effects of Mount Pinatubo aerosols studied with a coupled two-dimensional model», *J. of Geophysical Research*, vol. 102, p. 3649-3670.
- Shepherd, T.G., Semeniuk K. et Koshyk, J.N. 1996. «Sponge Layer feedbacks in middle-atmosphere models». *J. of Geophysical Research*, vol. 101, No D18, p. 23 447-23 464.
- Shine, K. P. 1987. «The middle atmosphere in the absence of dynamical heat fluxes». *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, vol. 113, p. 603-633.



Smith, A.K. 2003. « Middle atmosphere : Planetary waves ». In *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, éd. J.R. Holton, J.A. Curry et J.A. Pyle, Academic Press, Londres. p. 1314-1321.

SPARC, 2002. SPARC intercomparison of Middle Atmosphere Climatologies. SPARC Report 3, 96p.

Uppala, S.M., Kållberg, P.W., Simmons, A.J., Andrae, U., da Costa Bechtold, V., Fiorino, M., Gibson, J.K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G.A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R.P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M.A., Beljaars, A.C.M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Hólm, E., Hoskins, B.J., Isaksen, I., Janssen, P.A.E.M., Jenne, R., McNally, A.P., Mahfouf, J.-F., Morcrette, J.-J., Rayner, N.A., Saunders, R.W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K.E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P. et J. Woollen. 2005. «The ERA-40 re-analysis.». *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, Vol. 131, p.2961-3012

Wallace, J.M. et P.V. Hobbs. 1977. *Atmospheric Science : An Introductory Survey*. Elsevier Academic Press, New York.

Walsh, K. et J.L. McGregor. 1996. «January and July climate simulations over the Australian region using a limited-area model». *J. of Climate*, vol. 8, p. 2387-2403.

Wang, W.C., X.-Z. Liang, M.P. Dudek, D. Pollard et S.L. Thompson. 1995. «Atmospheric ozone as a climate gas». *Atmospheric research*, vol. 37, p.247-256.

World Meteorological Organisation. 1985. «Atmospheric Ozone 1985. Assesment of Our Understanding of the Processes Controlling its Present Distribution and Change», *WMO Global Ozone Research and Monitoring Project*, Rep. 16.