

ÉCOLE DOCTORALE
ENERGIE, MATERIAUX, SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

Laboratoire de Physique et Chimie de l'Environnement et de l'Espace
LPC2E

THÈSE présentée par :
Fabrice DURUISSEAU

soutenue le : **25 novembre 2014**

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université d'Orléans**
Discipline/ Spécialité : Science de la Terre et de l'atmosphère

**Analyse des vents dans la stratosphère à
l'aide des trajectoires des ballons et
estimations des biais dans les réanalyses
ERA-Interim**

THÈSE dirigée par :
Mme Nathalie HURET

Professeur, Université d'Orléans/OSUC, LPC2E

RAPPORTEURS :
Mme Chantal CLAUD
M. Alain HAUCHECORNE

Directrice de recherche, LMD, Palaiseau
Directeur de recherche, LATMOS/IPSL, Paris

JURY:

M. Alessandro SPALLICCI
Mme Chantal CLAUD
M. Alain HAUCHECORNE
M. Albert HERTZOG
M. Alex DOERENBECHER
M. Claude CAMY-PEYRET
M. Stéphane LOUVEL
Mme. Nathalie HURET

Professeur, Université d'Orléans et LPC2E
Directrice de recherche, LMD, Palaiseau
Directeur de recherche, LATMOS/IPSL, Paris
Maître de conférences, LMD, Palaiseau
Docteur, Météo France, Toulouse
Directeur de recherche honoraire, IPSL, Paris
Docteur, CNES, Toulouse
Professeur, Université d'Orléans/OSUC et LPC2E

Président du jury
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Examineur
Examineur
Directrice de thèse

Remerciements

Ces travaux de thèse se sont déroulés au LPC2E et à ce titre je tiens à remercier son directeur Michel Tagger pour son accueil et sa forte sympathie à mon égard.

J'aimerais remercier, de la façon la plus sincère qui soit, ma directrice de thèse Nathalie Huret pour m'avoir encadré durant ces travaux de thèse. Elle a su me faire partager sa passion en restant pédagogue. Je dois lui exprimer une profonde gratitude pour m'avoir fait confiance depuis mon année de Master 2 ; pour toute l'aide et les conseils qu'elle m'a apporté ; pour toutes ses idées originales et bien plus pertinentes qu'elle le pense ; et pour son incroyable patience et sa disponibilité. Outre l'encadrement de la thèse, elle s'est énormément investie pour enrichir mes connaissances et en me permettant notamment d'interagir avec la communauté scientifique lors de nombreux déplacements. Ces dernières années m'ont enchanté et j'ai vécu une expérience très riche, tant sur le plan professionnel que sur le plan humain, Merci.

Je remercie Madame Chantal Claud et Monsieur Alain Hauchecorne d'avoir accepté de rapporter cette thèse et pour leurs analyses et commentaires pertinents et constructifs. Je remercie également tous les membres du jury, le président du jury Alessandro Spallicci et les examinateurs Albert Hertzog, Alex Doerenbecher, Claude Camy-Peyret et Stéphane Louvel. J'ai très sincèrement apprécié les différents commentaires et les discussions ayant eu lieu le jour où je vous ai présenté ces travaux de thèse.

J'adresse mes sincères remerciements à Claude Camy-Peyret pour nos échanges très productifs, pour le temps et l'investissement qu'il m'a accordé. Je garderai le souvenir d'une personne dévouée et à qui je dois une grande gratitude. Je tiens à remercier Thien Lam-Trong qui est à l'initiative des questionnements abordés dans cette thèse. De même Alice Andral, co-encadrante de la thèse, mérite une attention particulière pour tous ses conseils et le suivi régulier qu'elle a apporté durant ces trois ans. Je tiens à remercier également la sous-direction ballon du CNES et l'équipe technique d'Aire-sur-l'Adour qui nous ont fourni les données nécessaires à cette étude et pour l'intérêt qu'ils ont manifesté envers elle; ainsi que le groupe DEDALE du CNES pour toutes les discussions productives.

Je voudrais remercier l'école doctorale EMSTU de l'Université d'Orléans qui m'a fait bénéficier de l'aide à la mobilité et qui nous a permis de participer à la conférence « SPARC 2014 General Assembly » dans laquelle les rencontres et les discussions ont donné naissance à de nouvelles perspectives. Je tiens également à remercier Elisabeth Blanc pour nous avoir fait participer au projet « ARISE » dans lequel les échanges et les discussions avec les différents membres fut forts intéressants.

J'aimerais remercier l'équipe informatique du laboratoire, Franck, Antoine, Paul et Peter pour leur efficacité et leur enthousiasme ; Catherine et Isabelle pour le service administratif et leur sourire quotidien ; Laurent et Michelle pour le service documentaire et bibliothécaire; l'équipe atmosphère du laboratoire avec laquelle les échanges était toujours pertinents et agréables. Les membres de la 'méca' pour leur constante bonne humeur, notamment Gilou et Stéphane avec qui j'ai beaucoup interagi de manière très amicale. Je remercie Claire et Xavier qui se sont préoccupés de ma bonne intégration au sein du laboratoire. J'aimerais remercier également Marco, Rémi et

Patxi, mes premiers collègues de bureau, qui au-delà de leur sympathie m'ont toujours donné de très bon conseils dès mon arrivée au laboratoire. Merci à l'ensemble du personnel et à tous les doctorants et post-doctorants (Rémi, Hugo, Patxi, Antoine, Giselle, Thibaut, Mouss, Randy les plus anciens et Damien, Benoit, Luca, Vanessa et Franck pour les plus récents) pour tous ces bons moments partagés et toujours animés de discussions passionnées à l'heure du déjeuner, merci pour cette bonne ambiance quotidienne.

Enfin, j'aimerais remercier ma famille, mes parents, mes frères, ma sœur et ma belle famille qui m'ont toujours encouragé et soutenu ; mes amis qui ont su transformer les périodes difficiles en moments agréables. Je voudrais accorder une attention toute particulière à ma femme, Linda, qui a partagé chaque moment avec moi, les pires comme les meilleurs, depuis plusieurs années et dont son soutien n'a jamais failli; merci infiniment.

Table des matières

CHAPITRE I - Contexte de l'étude	11
CHAPITRE II - Dynamique stratosphérique	17
II.1. Circulation générale	17
II.1.1. Circulation zonale	17
II.1.2. Circulation méridienne	19
II.2. Variations saisonnières de la dynamique stratosphérique	23
II.2.1. La circulation en région polaire de l'hémisphère nord	24
II.2.2. La circulation des moyennes latitudes	28
II.2.3. La circulation inter-tropicale	29
II.3. Conclusion	31
CHAPITRE III - Mesures des vents à partir des trajectoires ballon et données associées issues des réanalyses ERA-Interim	33
III.1. Introduction	33
III.2. Les différents types de ballon	33
III.2.1. Les radiosondages	34
III.2.2. Les Ballons Pressurisés Stratosphériques	36
III.2.3. Les Montgolfières Infrarouges	37
III.2.4. Les ballons stratosphériques ouverts	38
III.3. Les capteurs	41
III.3.1. Géo-localisation	41
III.3.2. Température et pression	43
III.4. Mesures issues des BSO	43
III.4.1. Formats des données	44
III.4.2. Les grandeurs météorologiques	45
III.4.3. Métadonnées	48
III.5. Les données du centre européen	51
III.5.1. Les données réanalysées	51
III.5.2. Les réanalyses ERA-Interim	52
III.5.3. Méthode d'interpolation	53
III.6. Pré-requis statistiques	55
III.6.1. Etude d'une répartition	56
III.6.2. Normalité d'une distribution	60
III.7. Logiciel et interface homme machine développé : ESTIBAL	62

III.7.1. Gestion des données	63
III.7.2. Traitement et outils	65
III.7.3. Outils statistiques	68
III.7.4. Sauvegardes	69
III.8. Conclusion	71
CHAPITRE IV - Validation de la base de données de vent et méthodologie d'analyse des biais mesures/modèle	73
IV.1. Introduction	73
IV.2. Méthodologie d'analyse des écarts mesures modèle.	73
IV.2.1. Comparaison directe	74
IV.2.2. Les conditions géophysiques comme critère de sélection	75
IV.2.3. Outil d'analyse de l'évolution des biais en fonction de la couche de pression.	78
IV.3. Validation de la base de données	86
IV.4. Conclusion	89
CHAPITRE V - Analyse des biais mesures/modèle en fonction des régions, saisons	91
V.1. Introduction	91
V.2. La région polaire arctique	92
V.2.1. Saison d'hiver	92
V.2.2. Printemps polaire	94
V.2.3. Saison d'été en région polaire	97
V.3. Evaluation d'ERA-Interim aux moyennes latitudes	99
V.3.1. Printemps des moyennes latitudes	99
V.3.2. Régime d'été aux moyennes latitudes	101
V.3.3. Automne aux moyennes latitudes	103
V.4. Evaluation d'ERA-Interim en région tropicale	105
V.4.1. Condition de QBO en phase d'Est	105
V.4.2. Condition de QBO en phase d'Ouest	108
V.5. Discussion-Conclusion	110
Conclusion	113
Perspectives	117
Annexes	123
Références	149

Chapitre I

Contexte de l'étude

La stratosphère, située au-delà de 10 km d'altitude environ est une couche de l'atmosphère difficilement accessible à la mesure. Elle fut étudiée de manière détaillée à partir des années 1950. Dans les années 1980 après la découverte de la réduction de la teneur en ozone en antarctique, la communauté scientifique internationale s'est mobilisée afin de comprendre les mécanismes responsables. Ainsi, de nombreuses études ont vu le jour. Il a été clairement établi que les émissions de chlorofluorocarbures ou CFC inhérentes aux activités humaines étaient responsables de cette destruction d'ozone. Plusieurs signes encourageants montrent que les différentes actions entreprises dans le cadre des protocoles internationaux pour la réduction des émissions de CFC portent leurs fruits, avec une augmentation des quantités globales d'ozone (WMO, 2014). La couche d'ozone est toujours un sujet d'étude à part entière pour le suivi de son évolution et son potentiel de retour à la normale. Cependant, même si l'essentiel des processus chimiques la concernant est connu, les processus dynamiques engendrant une variabilité interannuelle associée à la circulation stratosphérique et par voie de conséquence une variabilité des sources et des puits d'ozone, présentent encore des zones d'ombre.

Très récemment, la diminution record d'ozone en région arctique observée au printemps 2011 met en évidence les difficultés à prévoir ce type d'événement « *We cannot at present predict when such severe Arctic ozone depletion may be matched or exceeded* » (Manney et al., 2011). Hurwitz et al. (2011) reportent des conditions dynamiques très inhabituelles en lien avec cet événement « *Unusual dynamical conditions were observed in the Arctic stratosphere in March 2011. Tropospheric planetary wave driving was unusually weak, consistent with a strong, stable Arctic vortex in late winter and a relatively late vortex breakup* ». Ils ouvrent de nombreuses questions sur les liens entre la dynamique troposphérique et la dynamique stratosphérique, ayant conduit potentiellement à des conditions géophysiques de vortex polaire intense, très stable et ayant perduré tard dans la saison (jusqu'au 30 mars 2011). En effet dans les régions polaires, les fortes activités ondulatoires présentes durant la saison d'hiver entraînent une évolution du vortex polaire qui est difficile à prévoir plusieurs semaines à l'avance, tant la propagation et le déferlement des ondes planétaires sont difficiles à représenter dans les modèles.

De récentes études (WMO, 2014), tendent à montrer également que la circulation méridienne, serait divisée en deux branches transportant méridionalement les masses d'air dans la stratosphère (figure 1.1). La première atteignant les hautes altitudes dans la stratosphère (voir la mésosphère) se voit redescendre à moyenne ou hautes latitude. Cette branche correspond à la circulation principale de la circulation de Brewer-Dobson. La deuxième branche, d'intensité plus faible, se propagerait à des altitudes plus basses et serait toujours existante dans l'hémisphère d'été. Cette deuxième branche expliquerait en partie les faibles valeurs d'ozone observée à moyenne latitude juste au dessus de la tropopause. Ce nouveau concept mérite d'être étudié et caractérisé plus avant.

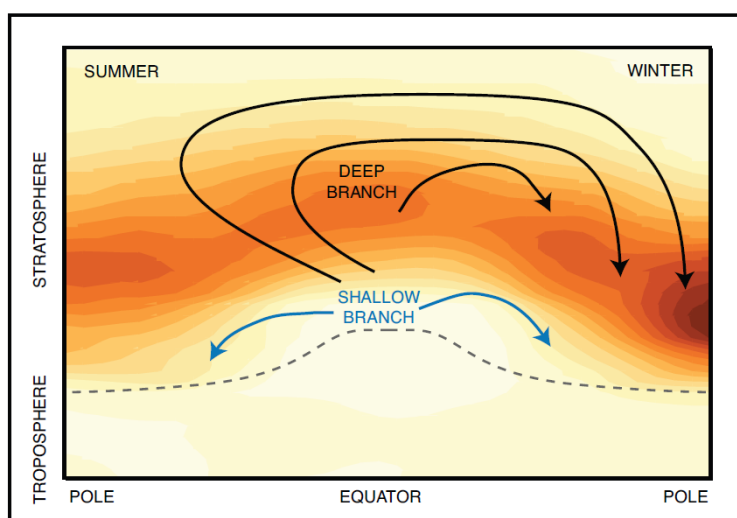


Figure 1.1. Schéma représentant la circulation de Brewer-Dobson avec la branche principale en noir (DEEP BRANCH) et la branche secondaire (SHALLOW BRANCH). Le dégradé de couleur est proportionnel à la densité d'ozone (les fortes concentrations sont en foncé). D'après WMO, 2014.

Le contexte actuel nous place également dans la problématique du réchauffement climatique. Si l'augmentation de la teneur en gaz à effet de serre provoque un réchauffement de la troposphère, elle entraîne un refroidissement de la stratosphère. Le questionnement sur les liens étroits (actions et rétroactions) entre l'évolution du bilan radiatif terrestre et l'évolution de la circulation stratosphérique a été introduit par Baldwin et al. (2007) dans son article dont le titre est «*How will the stratosphere affect climate change ?* ». Pour estimer l'impact à long terme des activités humaines sur le climat, des simulations à grande échelle intégrant un forçage des gaz à effet de serre sont réalisées. Les résultats de ces simulations suggèrent un renforcement de l'intensité de la circulation méridienne stratosphérique durant le 21^{ème} siècle (WMO, 2011). D'après ces résultats, l'augmentation des moyennes annuelles du flux de quantité de matière circulant méridionalement serait d'environ 2% tous les 10 ans (Butchart et al., 2006 ; McLandress and Shepherd, 2009 ; Butchart et al., 2010 ; SPARC CCMVal chapitre 4, 2010). Une circulation de Brewer-Dobson plus forte entraînerait une diminution de la quantité d'ozone dans la basse stratosphère aux régions tropicales et augmenterait leur transport vers les pôles. Cependant dans le cas d'une augmentation de l'intensité des ondes planétaires, le risque de déferlement à plus hautes latitudes et d'apparition d'échauffements soudains augmente également (Butchart et al., 2006; Deckert and Dameris, 2008). Par ce mécanisme, la stabilité du vortex polaire arctique serait moindre

ainsi que les destructions d'ozone. Les estimations de l'intensité de la circulation méridienne basée sur les mesures chimiques et sur l'âge de l'air sont très variables et ont des barres d'erreurs d'amplitude plus grande que les tendances observées (Baldwin and Dameris et al., 2007 ; Engel et al., 2009 ; WMO, 2011). D'où l'importance d'estimer aux mieux l'intensité de cette circulation méridienne.

L'étude de l'évolution de la circulation stratosphérique dans le contexte du changement climatique passe en premier lieu par l'acquisition de mesures (température, vent, flux infrarouge provenant des basses couches, flux solaire incident) dans la stratosphère et par la modélisation/prévision réaliste des processus dynamiques. La confrontation aux mesures est le moyen d'estimer le réalisme des résultats d'un modèle. En cas de désaccord il s'agira de déterminer les écarts à la réalité et les biais afin d'évaluer le degré de confiance que l'on peut attribuer aux résultats. La connaissance de ces biais est primordiale pour détecter et comprendre les lacunes du modèle dans l'objectif d'identifier puis d'améliorer la représentation des processus. Or, la stratosphère est difficilement accessible à la mesure, les mesures de vent sont extrêmement rares au-delà de 30 km d'altitude. Des mesures éparses par lidar Doppler implantés sur quelques sites sont disponibles pour la haute stratosphère. Les sondages météorologiques effectués à l'aide de ballon dilatables n'atteignent qu'occasionnellement le niveau d'altitude de 30 km d'altitude (Durre et al., 2006 ; Moffat-Griffin et al., 2011). Actuellement seuls les ballons stratosphériques sont à même d'atteindre des altitudes de 40 km et de pouvoir résider dans la stratosphère suffisamment longtemps pour permettre l'acquisition de mesures *in situ*.

Les modèles de prévision météorologique évoluent sans cesse. Version après version, les modèles intègrent des algorithmes de plus en plus complexes ; les résolutions spatiale et verticale augmentent régulièrement. Le modèle de prévision météorologique à moyen terme actuellement opérationnel à l'ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) offre une résolution horizontale de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ (soit une distance de 16 km entre chaque point) de grille et 137 niveaux sur la verticale (jusqu'à 0.01 hPa). Avant 2000 les prévisions étaient effectuées avec un modèle dont la limite supérieure était à 10 hPa et très peu ou pas de niveau dans la stratosphère. Depuis, le nombre de niveaux verticaux considérés dans la stratosphère augmente, même si cela reste insuffisant comme le déplorent les travaux de Gerber et al., (2010); Charron et al., (2012); Sigmond et al., (2013). Vitart (2004) atteste d'une amélioration significative des prévisions du modèle européen à long terme en le couplant avec la dynamique stratosphérique et avec une meilleure représentation des courants marins. L'autre voie d'amélioration des prévisions est l'assimilation de données permettant de contraindre le modèle. La figure 1.2 montre l'évolution du volume de données assimilées et utilisées dans le modèle de réanalyses ERA-Interim (Dee et al., 2011) entre 1989 et 2010. On observe que sur une période de 20 ans, le nombre de données assimilées a significativement augmenté. Par exemple, le volume des mesures de la température de brillance (mesures faites par satellite) a été multiplié par un facteur 7 entre 1989 et 2010. On notera toutefois que ces observations concernent essentiellement la troposphère. La stratosphère souffre d'un manque flagrant d'observations et la circulation dans la stratosphère est souvent extrapolée ou déduite très simplement des équations primitives en considérant l'équilibre entre le gradient de pression et la force de Coriolis (approximation du vent géostrophique) ainsi qu'en utilisant les

mesures de température par les sondeurs satellitaires (Oberheide et al., 2002; Rüfenacht et al., 2012; Baron et al., 2012).

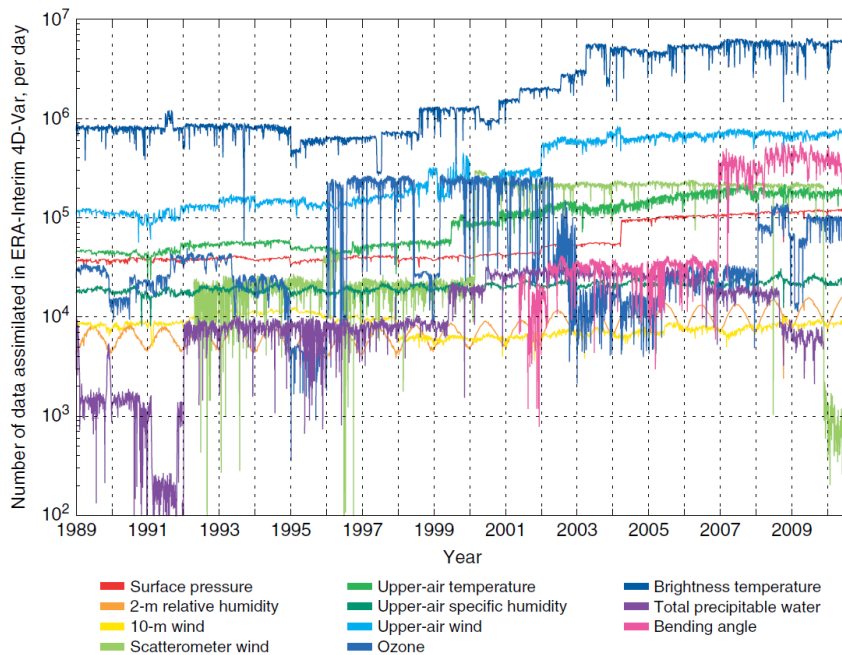


Figure 1.2. Nombre d'observations quotidiennes assimilées dans le modèle d'analyse pour les réanalyses ERA-Interim, d'après Dee et al. (2011).

Peu d'exercices d'évaluation du réalisme à petite échelle des prévisions de vent dans la stratosphère ont été mené jusqu'à présent. Hertzog et al. (2004) ont utilisé des ballons pressurisés pour sonder la basse stratosphère (dans une gamme de pression moyenne comprise entre 85 hPa et 58 hPa) en région polaire au sein du vortex polaire. En utilisant les trajectoires de vol de ballons et en considérant le mouvement du ballon comme étant quasi-lagrangien (considérant le ballon comme étant un traceur passif des masses d'air), ils ont comparé de manière statistique les composantes du vent mesurées avec les vents issus de différents modèles météorologiques : les analyses ECMWF et les analyses NCEP (National Centers for Environmental Prediction). Leurs résultats montrent des biais sur les composantes du vent relativement faible : biais de -0.1 m s^{-1} pour la composante zonale et de 0.1 m s^{-1} pour la composante méridienne, figure 1.3.

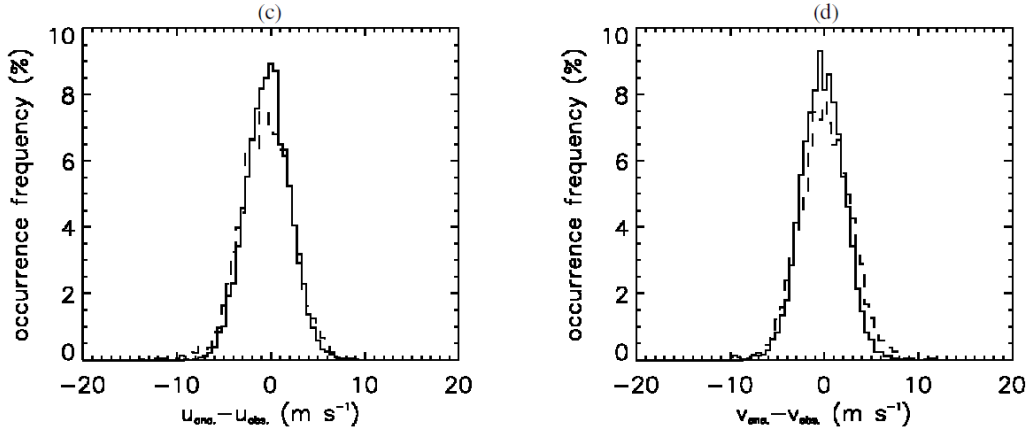


Figure 1.3. Histogrammes des différences entre les analyses (ECMWF ligne continue, NCEP ligne pointillée) et les observations ballons : vent zonal (c) et vent méridien (d). Observations faites avec des ballons pressurisés à Kiruna (Suède) dans les conditions de vortex polaire de janvier 2002 à mars 2002 dans une gamme de pression comprise entre 85.1 hPa et 58.6 hPa. (Hertzog et al., 2004).

Même si les distributions des biais sont centrées sur ces valeurs faibles, les biais individuels peuvent atteindre ponctuellement $\pm 10 \text{ m s}^{-1}$ pour les deux composantes du vent. De tels écarts mesure/modèle créent de fortes différences dans les trajectoires de vol ballon réelles et prévues. Les trajectoires réelles des ballons pressurisés de cette étude diffèrent des trajectoires prévues par le modèle de plus de 1000 km pour un vol d'une durée de 15 jours.

D'autres types de ballons sont utilisés pour sonder la stratosphère. Les ballons stratosphériques ouverts (BSO) ne se limitent pas à la basse stratosphère : ils sont capables d'atteindre des altitudes proches de 40 km, en emportant des nacelles scientifiques de plus d'une tonne. Les mesures recueillies (mesures chimiques, aérosols, dynamique) ont fortement contribué à la compréhension des différents processus associés à la couche d'ozone depuis plus de 20 ans. Actuellement il est assez difficile de mettre en œuvre ce type de vol en raison des contraintes de sauvegarde. En effet, ces ballons étant très imposants et les nacelles de masses importantes l'estimation des risques encourus (pour les différents biens matériels et la population) est critique pour évaluer la faisabilité d'un vol. L'augmentation de la densité de population, de la densité d'ouvrages urbains et ruraux (routes, lignes électriques...) provoque une diminution du nombre de sites potentiels de campagne. Les trajectoires des ballons étant essentiellement conditionnées par les caractéristiques de l'atmosphère, l'amélioration de la qualité des prévisions de vent et par conséquent des trajectoires est un enjeu majeur pour le maintien de cette activité.

La figure 1.4 illustre un exemple de trajectoire de vol BSO effectué à Kiruna (en Suède) à 32 km d'altitude ; la trajectoire prédite est en violet et la trajectoire réelle est en bleu.



Figure 1.4. Prédiction de trajectoire (violet) et trajectoire réelle (bleu) d'un vol ballon à Kiruna. Les étoiles rouges représentent la séparation entre le ballon et la nacelle. Source : SSC Esrange, Suède.

Les écarts de distance entre les deux trajectoires sont supérieurs à 30 km à la fin d'un vol qui n'a duré que quelques heures. Une connaissance plus précise des incertitudes liées aux modèles conduirait à améliorer les prévisions et par voie de conséquence d'augmenter le degré de confiance dans les prévisions de trajectoires.

Mes travaux s'inscrivent dans ce contexte et se concentrent sur l'analyse de trajectoires des vols de ballons stratosphériques obtenus au cours des deux dernières décennies afin d'en extraire les composantes du vent entre la tropopause et 40 km d'altitude. Ces mesures *in situ* pourront être comparées aux données de modèle. L'enjeu est à la fois d'évaluer la validité de ces mesures de vent déduites des vols BSO mais également d'évaluer les biais du modèle.

L'organisation du manuscrit est la suivante. Dans le second chapitre la dynamique de la stratosphère sera présentée. Le troisième chapitre est consacré à la description des données disponibles issues des vols BSO des 20 dernières années et des mesures de vitesse du vent qui en ont été déduites. Il présentera la méthode d'interpolation des données de vent issues des réanalyses ERA-Interim de l'ECMWF qui seront utilisées dans les comparaisons mesures/modèle. Le quatrième chapitre est dédié à la validation de la base de données en s'appuyant sur les résultats obtenus par Hertzog et al. (2004). Il présentera également la méthodologie d'analyse des biais mesures/modèle. Le cinquième chapitre présentera les principaux résultats obtenus pour des conditions géophysiques de saisons et de régions différentes. Enfin, le dernier chapitre de conclusion synthétise les aspects et les résultats essentiels issus de ces travaux, et on y présentera les perspectives de cette étude.

Cette étude a été initiée par le groupe de travail DEDALE du CNES qui a pour objectif général d'améliorer à long terme les prévisions de trajectoire des vols ballon. Elle est également associée au projet ARISE (Atmospheric dynamics Research InfraStructure in Europe, <http://arise-project.eu/>) de la Commission Européenne FP7.

Chapitre II

Dynamique stratosphérique

II.1. Circulation générale

Cette section est consacrée à la présentation des mécanismes physiques qui régissent la dynamique stratosphérique. On trouvera une première partie spécifique à la composante zonale de la circulation. La deuxième partie, traitant des mouvements méridiens, nous conduira à introduire l'activité ondulatoire pour aider à la compréhension des différents mécanismes.

II.1.1. Circulation zonale

Dans la stratosphère, le gradient de température de l'équateur vers les pôles s'inverse en fonction de la saison. Ce gradient de température est le principal moteur de la circulation zonale stratosphérique qui est le vent thermique :

$$\vec{V}_T = \frac{R}{f} \ln \left(\frac{P_a}{P_b} \right) \vec{k} \times \vec{\nabla}_p \bar{T} \quad (2.1)$$

où $\bar{T}$ la température moyennée entre les deux surfaces de pression P_a et P_b , f est le paramètre de Coriolis dépendant de la latitude ($f = 2\Omega \sin \varphi$, Ω est la vitesse angulaire de rotation de la terre et φ la latitude), R la constante des gaz parfait ($8,314462 \text{ J.K}^{-1}.\text{mol}^{-1}$), $\vec{k}$ le vecteur vertical unitaire) et $\vec{\nabla}_p$ est l'opérateur gradient horizontal à pression constante.

L'expression 2.1 montre que le vent thermique est créé perpendiculairement au gradient de température. Ainsi dans une masse d'air dite barocline (densité non homogène sur une surface de pression constante), la structure du vent évoluera avec l'altitude. Alors que pour un milieu barotrope (évolution de la densité parallèle à l'évolution de la pression) le vent demeurera inchangé sur la verticale.

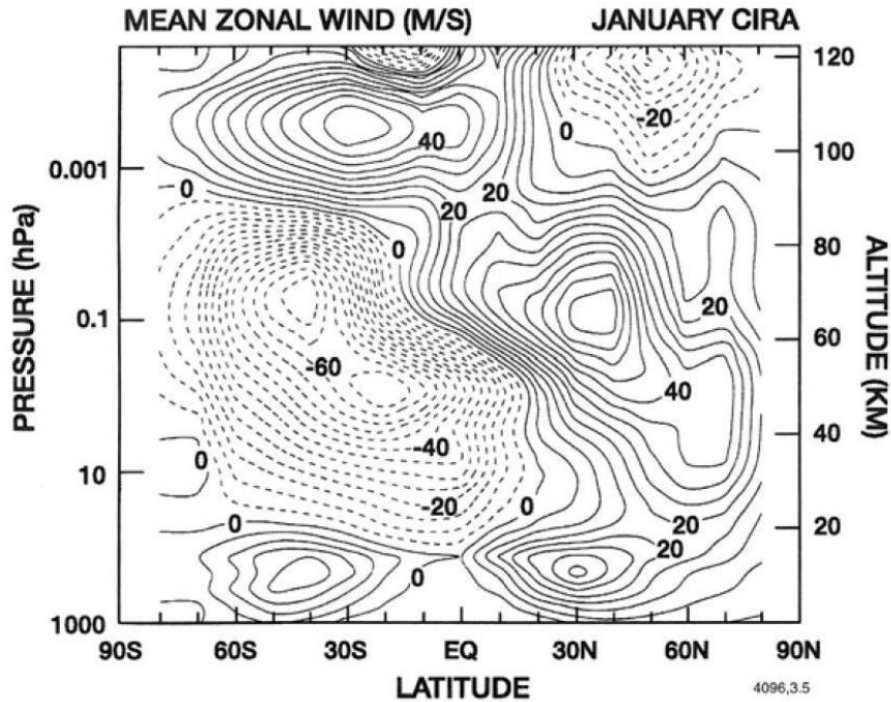


Figure 2.1. Moyenne zonale de la vitesse du vent zonal en fonction de la pression en janvier (les valeurs positives traduisent des vents d'ouest). D'après Brasseur and Solomon, 2005.

La figure 2.1 présente la moyenne zonale du vent zonal en fonction de la latitude et de la pression pour le mois de janvier. Durant l'hiver boréal (hémisphère nord) le gradient de température vers le pôle nord est fortement négatif ce qui entraîne la formation d'un courant (ou jet) de forte intensité aux alentours de 60°N appelé le 'polar night jet' (Krishnamurti 1959 ; Kuroda et Kodera 2001 ; Hitchcock et al. 2013). Le 'polar night jet' crée une barrière dynamique et les échanges nord-sud à son travers sont difficiles. La région polaire située au-delà de ce courant se retrouve isolée et un vortex se forme (le vortex polaire). Dans l'hémisphère d'été, la stratosphère polaire se réchauffe et le gradient de température horizontal devient positif, par conséquent le régime de vent s'inverse et laisse place à une situation anticyclonique avec un vent zonal s'écoulant vers l'ouest. Les mêmes mécanismes sont observés 6 mois après en inversant les hémisphères. Cependant le vortex polaire est d'intensité plus forte durant l'hiver austral ; l'orographie étant moins accidentée autour et en antarctique la formation d'un vortex plus intense est favorisée.

Le bilan thermique nous montre que la dynamique stratosphérique est entièrement régie par les gradients de température nord-sud et donc les mouvements d'air sont principalement ouest-est. Or la composante méridienne du vent n'est pas nulle, d'autres phénomènes physiques sont donc à prendre en compte.

II.1.2. Circulation méridienne

- Circulation de Brewer-Dobson

La première mise en évidence du transport méridien dans la stratosphère fut faite par Brewer en 1949. Son étude montra l'existence d'une circulation lente des masses d'air des régions tropicales vers les pôles en révélant la présence de molécules d'eau dans la basse stratosphère dans les régions de moyenne latitude. L'explication proposée, communément appelée circulation de Brewer-Dobson (Brewer, 1949 ; Dobson, 1956), est schématisée sur la figure 2.2.

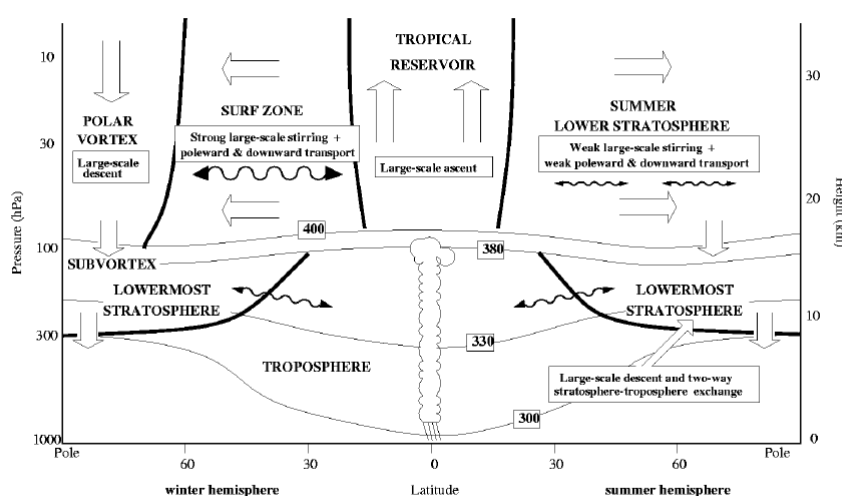


Figure 2.2. Représentation de la circulation Brewer-Dobson pour l'hémisphère d'hiver et l'hémisphère d'été. (<http://www.iac.ethz.ch/staff/maeder/download/WindSchema.gif>)

Cette circulation consiste en une ascension des masses d'air dans les régions tropicales par phénomènes convectifs. Ce fort mouvement ascendant peut atteindre la stratosphère et des espèces d'origine troposphérique y sont injectées. Dans l'hémisphère d'hiver, un lent mouvement méridien en direction des moyennes et basses latitudes est rendu possible par un phénomène de 'pompage' causé par la propagation d'ondes planétaires (voir plus bas). Ces masses d'air subissent par la suite une lente subsidence vers les moyennes et hautes latitudes.

Cette circulation est d'amplitude relativement lente ; typiquement la durée du transport d'une espèce chimique initialement au sol vers l'équateur peut atteindre (en moyenne statistique) la basse stratosphère polaire au bout de 4 à 5 ans (en comparaison avec le mouvement zonal où une masse d'air peut effectuer une révolution terrestre dans la stratosphère en quelques semaines). Malgré cela, la circulation de Brewer-Dobson est la seule permettant un brassage des masses d'air dans la stratosphère entre les basses et hautes latitudes. L'ozone, principalement produit en région tropicale (région de fort ensoleillement et

donc avec un fort flux radiatif UV), est redistribué aux latitudes plus élevées. Il en est de même pour les autres espèces chimiques de longue durée de vie présents dans la basse stratosphère comme par exemple le méthane qui peut être considérées comme un traceur des masses d'air.

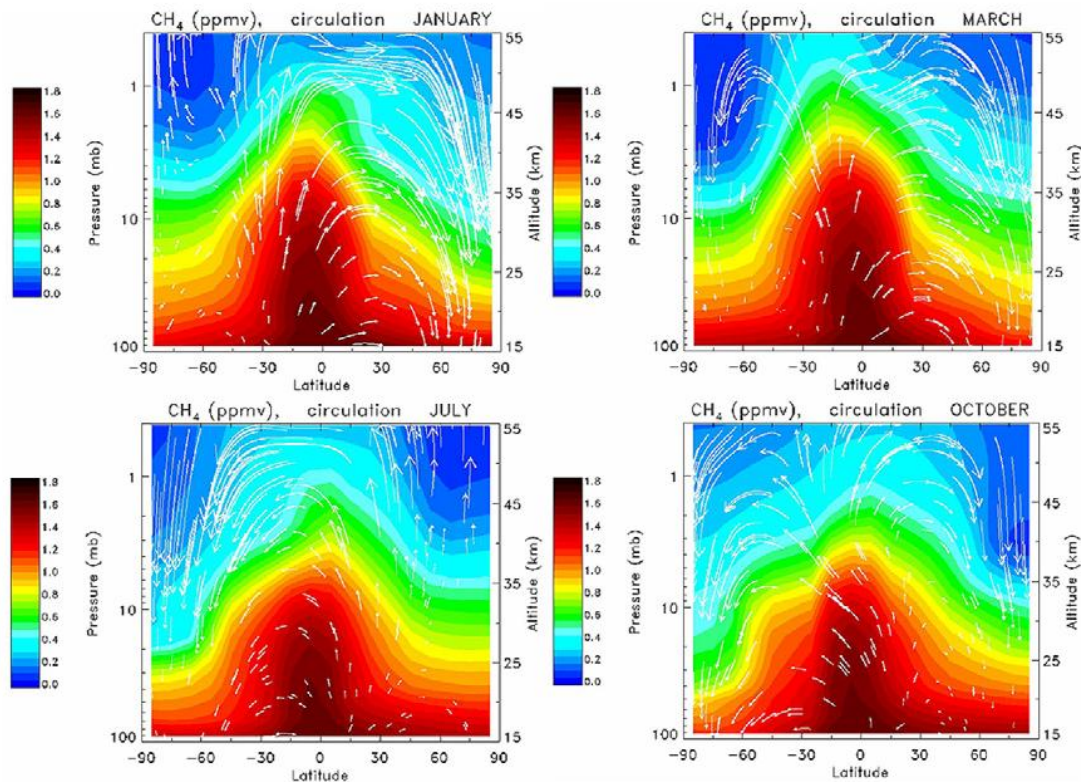


Figure 2.3. Distribution de la moyenne zonale des rapports de mélanges de méthane (en ppmv) en fonction de la latitude et de la pression pour les mois de janvier, mars, juillet et octobre. Le transport des molécules de méthane est représenté par les flèches blanches. Cordero et al. [http://www.ccpo.odu.edu/~lizsmith/SEES/ozone/oz_class.htm].

La figure 2.3 représente les différentes distributions de méthane dans l'atmosphère pouvant être observées aux mois de janvier, mars, juillet et octobre. On constate que la circulation méridienne des masses d'air est prépondérante dans l'hémisphère d'hiver, soit en janvier dans l'hémisphère nord et en juillet dans l'hémisphère sud.

La dynamique responsable du transport méridien des masses d'air dans la stratosphère est le moteur principal permettant la circulation de Brewer-Dobson. Des ondes de très grande échelle déferlent dans les régions de moyennes latitudes, conduisant à un transport en direction du pôle. Avant de donner plus de détails sur ce mécanisme, il est primordial d'introduire et de décrire ce que sont ces ondes planétaires.

- Activité ondulatoire

L'activité ondulatoire dans l'atmosphère se traduit par la création et la propagation d'ondes de fréquences et d'amplitudes variables. Ces ondes vont pouvoir se propager mais l'atmosphère n'étant pas homogène, des phénomènes de diffraction, réflexion et de déferlement sont également présents. Ainsi de l'énergie peut être transportée, parfois sur de longues distances, et provoquer des perturbations non négligeables dans les écoulements moyens. On peut classer ces ondes en deux grandes catégories, les ondes de gravité et ondes planétaires ou ondes de Rossby.

Les ondes de gravité sont créées par la déviation de la trajectoire d'une masse d'air par l'orographie (franchissement d'une montagne par exemple) ou bien une perturbation atmosphérique telle qu'un orage ou de forts mouvements convectifs. La perturbation fait varier la densité de la masse d'air et elle se retrouve en déséquilibre par rapport au milieu ambiant. La force de gravité joue le rôle de la force de rappel ; il en résulte que la masse d'air oscille autour de sa position d'équilibre. La longueur d'onde typique d'une onde de gravité est de plusieurs dizaines de km sur l'horizontale et peut aller de quelques centaines de mètres à 2 km sur la verticale. Elles se propagent vers les hautes altitudes et déferlent généralement dans la mésosphère (des conditions particulières rendent possible la réflexion à très haute altitude et l'onde revient vers le sol).

Les ondes de Rossby sont de longueurs d'onde bien plus importantes. La formation et la propagation des ondes de Rossby peuvent être comprises en considérant des parcelles d'air le long d'un parallèle. Dans la troposphère, si une perturbation dévie la trajectoire de la masse d'air sur l'axe méridien, la variation de la latitude modifie la vorticité de la masse d'air. Le gradient de vorticité par rapport à la position d'origine est positif ou négatif en fonction du sens de déplacement, s'il est vers le nord ou bien vers le sud. Si l'échelle de la perturbation est suffisamment grande, le paramètre de Coriolis devient non négligeable et crée une force de rappel vers l'état initial. Une oscillation horizontale (contrairement aux ondes de gravité) apparaît autour de la position d'équilibre, comme illustrée sur la figure 2.4.

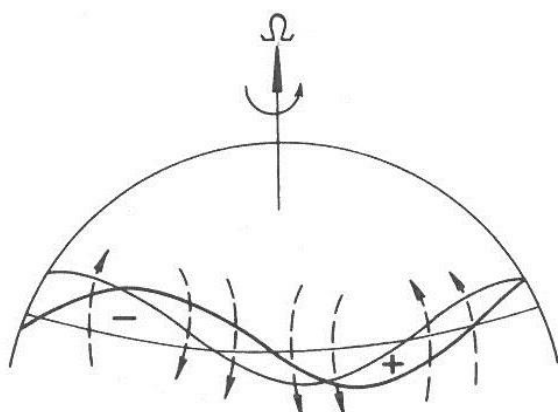


Figure 2.4. Perturbation de la vorticité le long d'un parallèle. Lorsque le déplacement méridien est vers le nord, la vorticité relative induite est négative, advectant la masse d'air vers le sud-ouest (symbolisé par les flèches) ; inversement pour un mouvement vers le sud. La ligne épaisse oscillante représente la perturbation d'origine et la plus fine son déplacement vers l'ouest due à la vitesse induite. (Holton, 2004)

On observe que la force de rappel est dirigée vers le sud-ouest pour un déplacement vers le nord et dirigée vers le nord-ouest pour un déplacement vers le sud. Ainsi l'onde créée est centrée sur la latitude initiale et subit un déplacement vers l'ouest. La vitesse de phase des ondes de Rossby est donc dirigée vers l'ouest, relativement au flux moyen.

La longueur d'onde est typiquement de plusieurs milliers de kilomètres et le nombre de périodes sur un même cercle de latitude est généralement compris entre 3 et 7. D'ailleurs, plus le nombre de périodes augmente et plus la vitesse de phase diminue. Ainsi, le flux zonal moyen étant généralement d'ouest, la vitesse de propagation des ondes de Rossby par rapport au sol est généralement d'ouest avec un léger retard par rapport au flux moyen.

Les perturbations ou obstacles produisant ces ondes doivent être d'amplitudes relativement grandes à l'échelle synoptique ; telles que de fortes perturbations atmosphériques (large zone dépressionnaire par exemple) ou un relief très imposant (chaîne de l'Himalaya ou des Rocheuses). Le système orographique étant bien plus complexe et de plus forte amplitude dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud, les ondes de Rossby sont plus nombreuses et d'une intensité plus importante dans la partie boréale que dans la partie australe. Se produisant principalement à des latitudes moyennes, les ondes de Rossby sont également impliquées dans la formation des cyclones et anticyclones.

Notons qu'il existe également des ondes présentant les propriétés des ondes de gravité et des ondes de Rossby. Ces ondes gravito-inertielles auront une oscillation verticale due au rappel de la force de gravité et une oscillation horizontale due à la conservation de la vorticité de la masse d'air et donc un rappel par la force de Coriolis.

Sous certaines conditions, les ondes de Rossby peuvent induire une force dirigée vers les pôles dans la stratosphère et deviennent le 'moteur' de la circulation de Brewer-Dobson.

- Déferlement des ondes planétaires à moyenne latitude (la 'surf zone')

On peut montrer que si le flux zonal dans la stratosphère est d'ouest et inférieur à une valeur critique, les ondes de Rossby sont capables de se propager verticalement et peuvent atteindre de hautes altitudes (Holton and Alexander, 2000). Seules les ondes de Rossby de fortes amplitudes et grandes longueurs d'onde (nombre d'onde compris entre 1 et 3) peuvent se propager dans la stratosphère. Atteignant différentes altitudes dans la stratosphère, une partie des ondes planétaires déferlent et l'énergie libérée induit une force en direction du pôle comme représentée sur la figure 2.5.

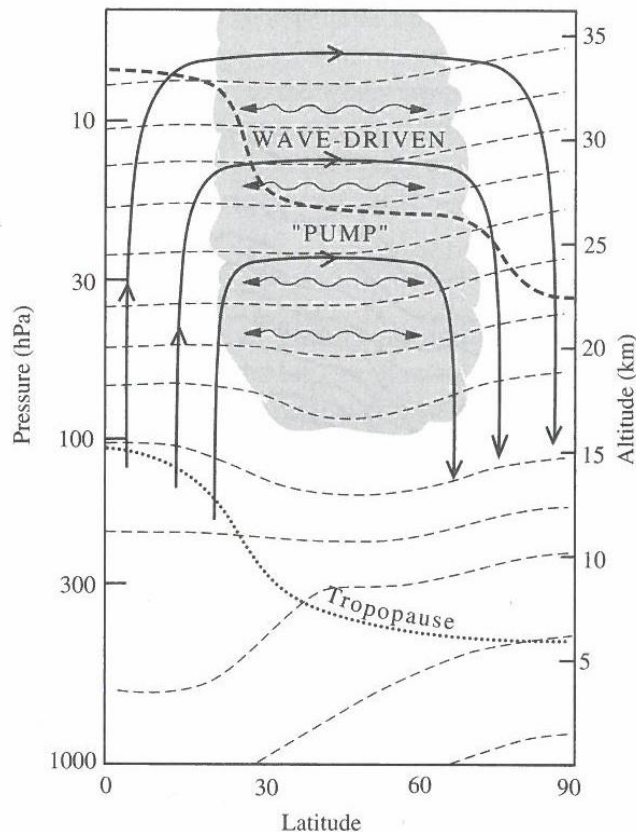


Figure 2.5. Schéma de la circulation méridienne à moyenne latitude. Les courbes en tirets représentent les surfaces de température potentielle. Les mouvements méridiens des masses d'air (courbes continues) sont pilotés par le déferlement des ondes planétaires dans la région dite de 'surf zone' créant un phénomène de pompage. D'après Holton, 2004.

Cette zone de déferlement et de libération d'énergie est communément appelée la zone de surf ou 'surf zone' (McIntyre and Palmer, 1984). Ce phénomène de pompage, ou « extratropicale pump » (Holton et al. 1995), ne peut exister que si les ondes planétaires peuvent se propager verticalement et atteindre la stratosphère, donc lorsque le mouvement zonal est d'ouest. Cette condition est satisfaite uniquement l'hiver. Ainsi les mouvements méridiens des masses d'air dans la stratosphère sont extrêmement ralentis durant l'été ; on observe un minimum de transport méridien durant le mois d'août dans l'hémisphère nord.

La présence des ondes planétaires dans la stratosphère joue un rôle également non négligeable sur l'érosion et la stabilité du vortex polaire.

II.2. Variations saisonnières de la dynamique stratosphérique

La dynamique stratosphérique présente des variations périodiques en fonction de la latitude comme le montre la figure 2.6. Les moyennes zonales à pression constante (10 hPa) en fonction du temps nous montrent une périodicité d'un an de la circulation zonale entre 90° et 20° de latitude, et une périodicité d'environ 2 ans entre 0° et 20° de latitude. On note également des perturbations dans la circulation (inversion du sens de la circulation) des régions polaires (hautes latitudes) avec une répétitivité aléatoire.

Nous présentons dans cette section les différentes variations saisonnières de la circulation stratosphérique pour les régions polaires, les régions à moyenne latitude et la région intertropicale.

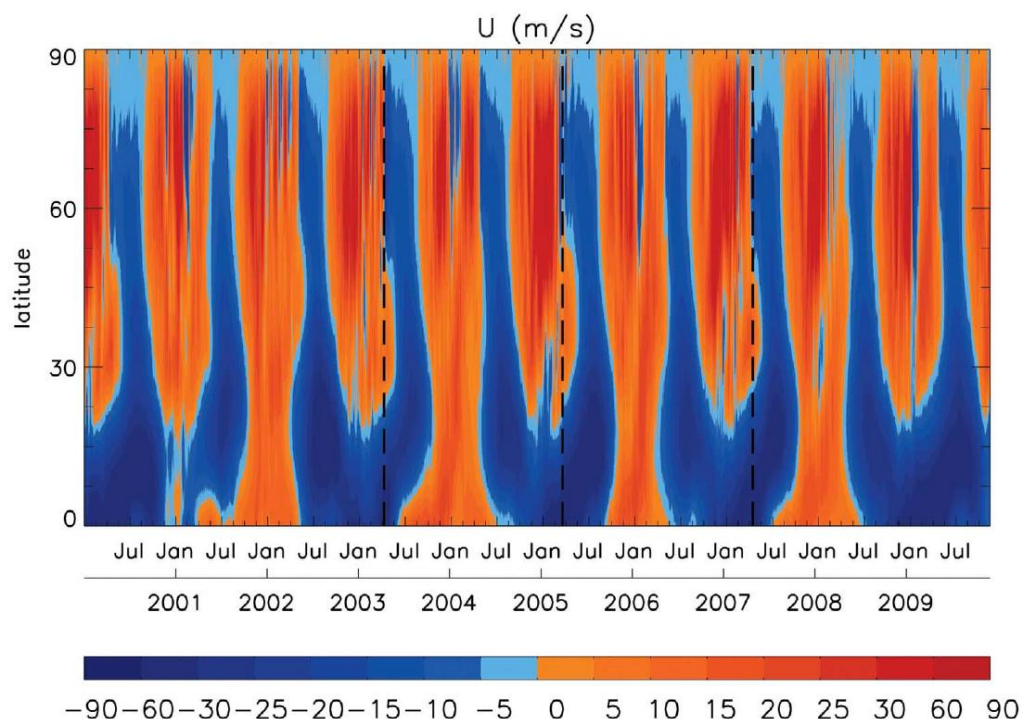


Figure 2.6. Moyennes zonales du vent zonal issues des réanalyses ERA-Interim à une pression de 10 hPa en fonction du temps entre janvier 2000 et janvier 2010 dans l'hémisphère nord. La couleur rouge correspond à une circulation d'ouest et la couleur bleue à une circulation d'est. Les barres verticales en pointillés correspondent aux dates des intrusions d'anticyclones « gelés » dans la circulation zonale (FROzen In AntiCyclones ou FRIACs). (Thiéblemont et al., 2011).

II.2.1. La circulation en région polaire de l'hémisphère nord

Les régions polaires sont les régions situées au-delà du cercle polaire, à 66.56° pour le cercle arctique (et -66.56° pour le cercle polaire antarctique). Les régions polaires sont marquées par la formation et le délitement d'une année sur l'autre du vortex polaire. En automne, le vortex polaire se forme lorsqu'un fort gradient négatif de la température entre les tropiques et le pôle d'hiver crée une formation cyclonique de forte intensité centrée sur le pôle. Une fois installé, le 'polar night jet' (le courant jet de la nuit polaire en bordure du vortex polaire, Krishnamurti, 1959), dont les valeurs de vitesses peuvent dépasser 40 m s^{-1} , peut être vu comme une barrière dynamique entre les masses d'air au sein du vortex et le reste de la stratosphère. Durant l'hiver, le système cyclonique se renforce et joue le rôle de réacteur chimique à très grande échelle. Le chauffage radiatif étant quasiment inexistant au pôle durant cette saison, la température s'effondre jusqu'à atteindre des valeurs extrêmement basses (inférieure à 190 K) et permettant la formation des nuages polaire stratosphérique ou PSC (Polar Stratospheric Clouds (Hofmann and Deshler, 1991)). Les espèces dites réservoirs sont activées par des réactions hétérogènes rendues possibles à la surface de ses PSC.

Les cycles catalytiques de destruction d'ozone se mettent en place au retour de l'ensoleillement au printemps. L'ozone étant détruit en très grandes quantités, c'est à ce

moment qu'apparaît le trou d'ozone (principalement en Antarctique). La stratosphère se réchauffant au printemps, l'intensité du vortex polaire s'affaiblit, la barrière dynamique l'entourant disparaît et les échanges entre les masses d'air des hautes et moyennes latitudes peuvent être observés. À mesure de l'élévation de la température au niveau du pôle, le gradient de température s'inverse et une formation anticyclonique se met en place durant toute la saison d'été. Cet anticyclone d'amplitude relativement faible perdure jusqu'en automne où l'inversion progressive du régime des vents intervient.

Pour caractériser et identifier des masses d'air issues du vortex polaire, on utilise la vorticité potentielle, figure 2.7.

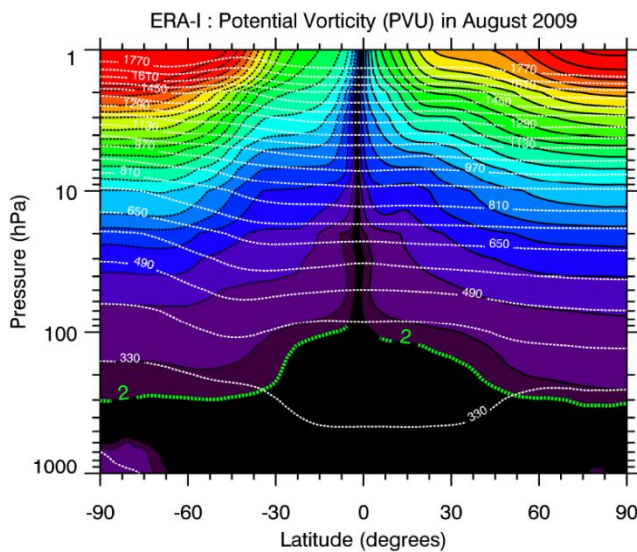


Figure 2.7. Moyenne zonale, en août 2009, du module de la valeur de la vorticité potentielle (en PVU) en fonction de la latitude et de la pression. Les contours pointillés blancs indiquent la distribution de la température potentielle. Le contour pointillé vert indique la position de la valeur de PV égale à 2 PVU (définissant la tropopause dynamique). D'après Thiéblemont, 2011.

La vorticité potentielle d'une masse d'air est une grandeur se conservant par transformation adiabatique. Elle prend en compte le mouvement de rotation de l'air et sa stabilité verticale et reste insensible aux étirements ou aux compressions verticales. Elle correspond au produit entre la vorticité absolue (somme du mouvement de rotation de la masse d'air et du paramètre de Coriolis) et la stabilité verticale qui s'exprime par la dérivée partielle de la température potentielle par rapport à la pression. L'unité la plus utilisée est le PVU (Potential Vorticity Units), $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ K kg}^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

La conservation de la PV lors du transport isentrope permet de suivre une masse d'air. Ainsi c'est cette grandeur caractéristique des masses d'air qui permet de repérer leur origine en latitude. En effet, la PV augmente significativement en s'approchant des pôles (augmentation du paramètre de Coriolis), la décroissance de la densité avec l'altitude implique également une augmentation de la PV dans la stratosphère. Le transport pouvant être considéré comme adiabatique pendant une période de plus de 10 jours dans la stratosphère, il est possible de déterminer si une masse d'air est originaire des régions polaires ou bien d'une région de plus faible latitude. On observe, sur la figure 2.7, que les valeurs de PV dans la stratosphère augmentent en altitude et témoignent d'une grande stabilité. Les valeurs de PV inférieures à 2 PVU se retrouvent dans la troposphère. On constate également que la vorticité

potentielle tend à s'annuler en s'approchant de l'équateur, ce qui est dû au paramètre de Coriolis (présent dans la relation) qui tend vers 0 en s'approchant de l'équateur.

La figure 2.8 présente une carte de PV à un niveau de 675 K centrée sur le pôle nord le 22 février 2011.

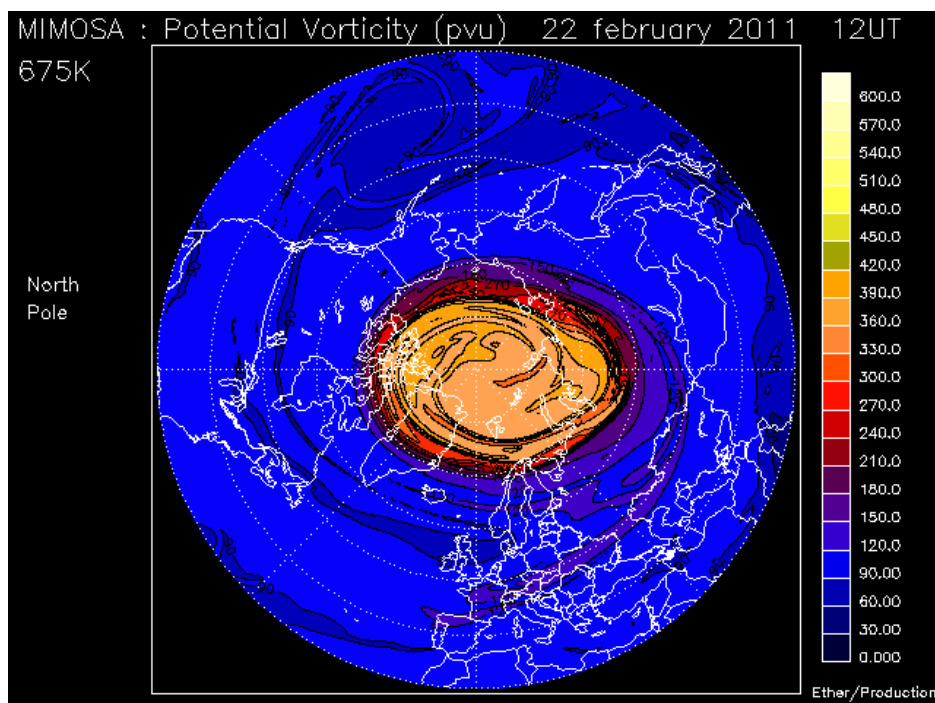


Figure 2.8. Carte de vorticité potentielle centrée sur le pôle nord le 22 février 2011 à 675 K (soit environ 25 km d'altitude). Carte obtenue avec le modèle MIMOSA (http://ether.ipsl.jussieu.fr/ether/pubipsl/mimosa_fr.jsp).

La valeur de 675 K correspond à la température potentielle du niveau. Elle correspond à la température qu'aurait une masse d'air si elle était, de manière adiabatique, ramenée jusqu'au niveau du sol (par transformations thermodynamique de détente ou bien de compression). Pour cet exemple, les fortes valeurs de PV, traduisant des masses d'air de forte vorticité, montrent que le vortex polaire est relativement bien centrée et quasi circulaire.

Nous avons vu que les ondes planétaires pouvaient se propager à haute altitude lorsque la stratosphère présentait un régime de vent d'ouest, c'est-à-dire durant l'hiver. Une partie de ces ondes peuvent interférer avec le vortex et compromettre son équilibre.

Durant l'hiver, le vortex polaire peut subir des perturbations. De brusques augmentations de température sont observées au sein du vortex. Scherhag (1952) observa pour la première fois par radiosondage une température anormalement haute, de plusieurs dizaines de degrés par rapport à la normale, à un niveau de pression de 10 hPa. Ces échauffements stratosphériques peuvent fragiliser la dynamique du vortex jusqu'à l'anéantir dans certains des cas. La cause de ces brusques variations vient du déferlement des ondes planétaires (ondes de Rossby) à moyennes et hautes latitudes de nombre d'onde inférieur à 3 (Matsuno, 1970 et 1971; Andrews et al., 1987). L'énergie libérée à hautes altitudes par les déferlements successifs cause des inversions de direction dans le régime des vents. Les vents

d'ouest typiques du vortex polaire laissent place à un régime d'est. Or nous avons vu que ces ondes planétaires ne pouvaient se propager en altitude avec des vents d'est ; ainsi les ondes déferlent à des altitudes de plus en plus basses et viennent compromettre l'équilibre dynamique du vortex polaire. Des masses d'air de plus haute température viennent s'introduire au sein du vortex; interviennent également des masses d'air venant de la mésosphère (s'échauffant en se comprimant), figure 2.9.

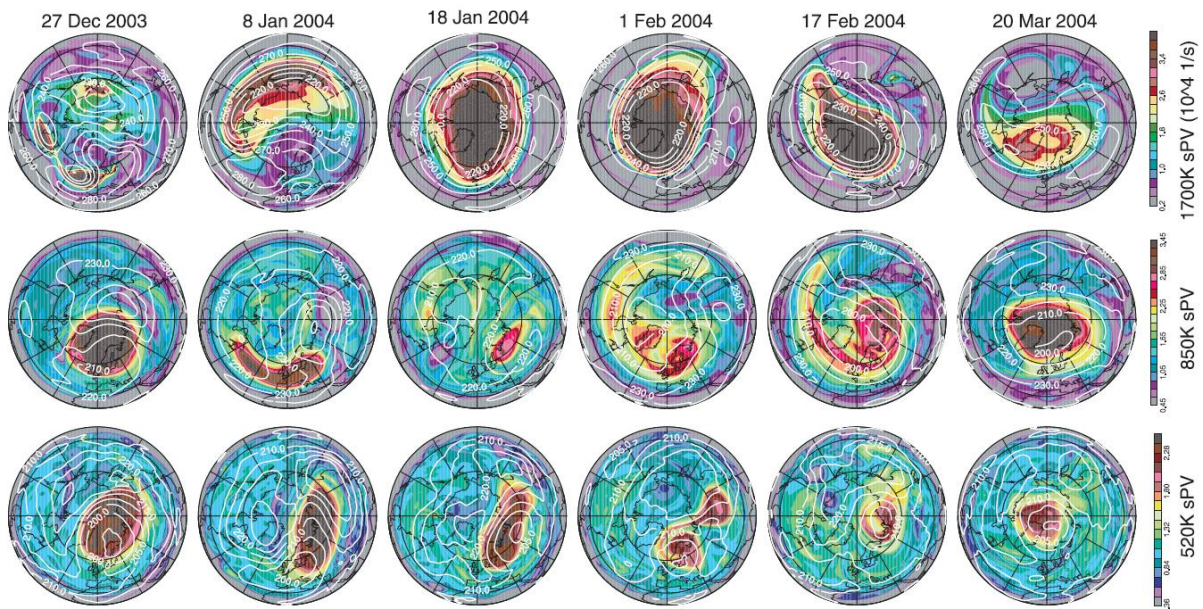


Figure 2.9. Cartes de PV centrées sur l'arctique entre le 27 décembre 2003 et le 20 mars 2004 pour les niveaux de 520 K (~20 km), 850 K (~30 km) et 1700 K (~50 km). Manney et al., 2005.

La figure 2.9 montre l'évolution temporelle de la vorticité potentielle entre le 27 décembre 2003 et le 20 mars 2004 pour les niveaux de 520 K (~20 km), 850 K (~30 km) et 1700 K (~50 km) centrée sur le pôle arctique, d'après Manney et al., 2005. On observe que le 27 décembre 2003 la structure du vortex est détruite au niveau de 1700 K alors qu'elle est intacte aux niveaux inférieures. Par la suite, la perturbation se propage vers le bas alors que le vortex retrouve sa structure à 1700 K le 18 janvier 2004. Le premier février 2004, on peut observer que le vortex se scinde en deux parties à 520 K. Le 20 mars 2004, le vortex polaire se présente comme stable sur les 3 niveaux mais avec une intensité moindre qu'au mois de décembre.

Ces perturbations, portant le nom d'échauffements stratosphériques soudains (Sudden Stratospheric Warming ou SSW), se définissent comme étant des événements perturbateurs de la dynamique du vortex polaire, mais non suffisamment intenses pour entraîner sa dislocation (Charlton and Polvani, 2007). Ils sont appelés « majeurs » lorsque la perturbation apportée permet la naissance de vent d'est durant plusieurs jours à un niveau de pression de 10 hPa et à une latitude de 60°N (définition du WMO (2007)). Les SSW ne satisfaisant pas ces critères sont qualifiés de « mineurs ». Les échauffements stratosphériques finaux (Stratospheric Final Warming ou SFW) entraînent une dislocation irréversible du vortex polaire.

On peut observer des inversions brutales du régime des vents provoquées par les échauffements soudains sur la figure 2.6, inversions caractérisées par les zones fines et en bleu présentes aux hautes latitudes en hiver (dans le vortex polaire).

Le printemps marque la fin du régime d'hiver et les SFW y sont le plus nombreux. La stratosphère polaire voit s'installer un anticyclone durant cette saison. Cependant des masses d'air caractéristiques du vortex polaire peuvent perdurer durant plusieurs semaines ou plusieurs mois au sein de l'anticyclone. Cette possibilité fut pour la première fois suggérée par Hess (1991), qui a introduit le terme de « frozen in » pour décrire des rémanences de vortex durant le régime d'été. La première observation est reportée par Manney et al. (2006), travail dans lequel un « frozen in » anticyclone (FrIAC) a été mis en évidence dans la stratosphère arctique et a perduré jusqu'au mois d'août. Les masses d'air piégées présentaient les caractéristiques de masses d'air issues des moyennes ou basses latitudes.

Les mécanismes responsables de ces échauffements et de ces intrusions d'air tropical dans les régimes anticycloniques sont encore mal connus. L'étude de Thiéblemont et al. (2011), s'intéressant à l'apparition et à la climatologie des FRIACs (représentées par les barres verticales en pointillés sur la figure 2.6) a montré que des liens avec les différentes phases de la circulation inter-tropicale existent. On observe sur cette figure un lien entre la circulation zonale inter-tropicale et la circulation d'hiver polaire se répétant tous les 2 ans environ.

II.2.2. La circulation des moyennes latitudes

La circulation stratosphérique des régions situées à moyenne latitude est principalement pilotée par l'alternance du signe du gradient de température entre les tropiques et les régions polaires durant l'année et la circulation de Brewer-Dobson.

La saison d'hiver est marquée par une circulation zonale d'ouest. Nous avons vu que cette condition était nécessaire à l'établissement de la circulation de Brewer-Dobson. Le déferlement des ondes planétaires durant cette période définit la 'surf zone' (McIntyre et Palmer, 1983 ; Holton et Alexander, 2000). Un transport méridien des masses d'air est donc observable durant toute la saison. Nous avons mentionné plus haut que les SSW étaient capables de déplacer ou bien même de scinder en deux la structure du vortex polaire. Il est à noter que ces perturbations peuvent déporter le vortex à une distance relativement éloignée de sa position initiale ; les régions de moyenne latitude peuvent être occupées par une partie du vortex à cause de son déplacement ou bien de sa déformation.

Le printemps marque la fin de la circulation d'ouest et son remplacement par un régime d'est (McIntyre et Palmer, 1984). Cette transition, connue sous le nom de période du « turn around » ou de renverse des vents stratosphériques, n'est pas abrupte et une période de variabilité est généralement observée durant plusieurs jours, cf. figure 2.10. Cette variabilité est relativement difficile à représenter par les différents modèles météorologiques. Le phénomène inverse est également observé en automne, lorsque le régime d'été laisse place à la circulation d'hiver.

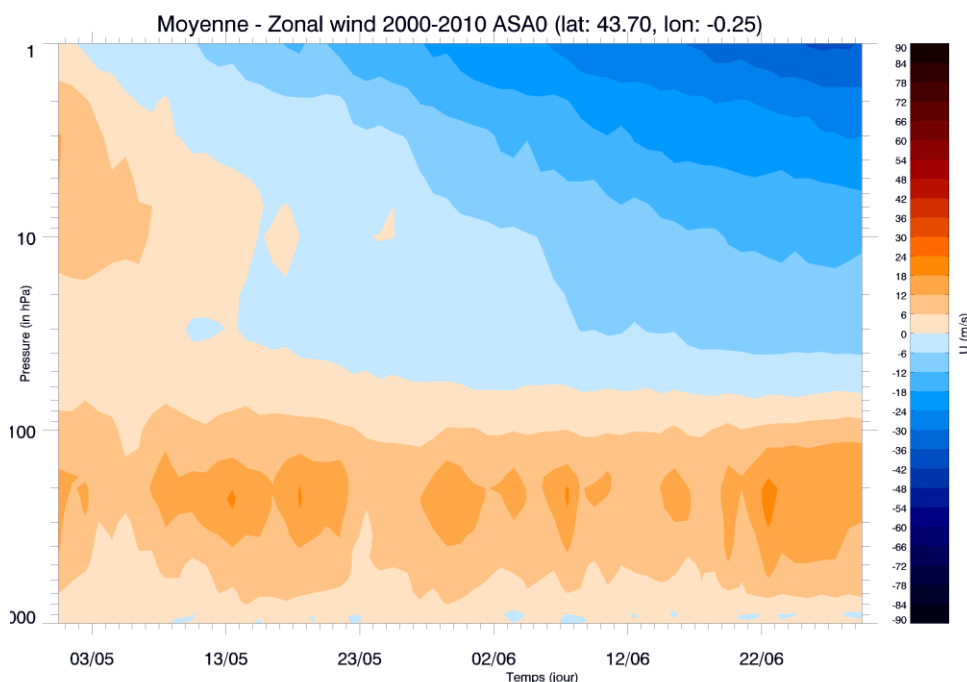


Figure 2.10. Evolution temporelle de la moyenne du vent zonal en fonction de la pression de la pression au-dessus de base d'Aire-sur-l'Adour. Données du vent zonal pour les mois de mai et juin issues des réanalyses ERA-Interim, et moyennées sur les années allant de 2000 à 2010.

II.2.3. La circulation inter-tropicale

La région inter-tropicale est définie comme étant la zone comprise entre le tropique du Cancer (situé à 23.44°N) et le tropique du Capricorne (situé à 23.44°S). Cette région est connue pour ses forts mouvements convectifs dans la troposphère et l'intrusion d'espèces troposphériques qui passent dans la stratosphère. Cependant la dynamique stratosphérique est régie par une circulation zonale de forte amplitude avec des alternances quasi périodiques. L'oscillation quasi biennale, ou QBO pour « Quasi Biennial Oscillation » (Baldwin et al., 2001), se définit comme étant la circulation zonale tropicale comprise entre 100 hPa et 10 hPa. Cette circulation est tantôt d'est (« easterly » pour phase d'est) ou tantôt d'ouest (« westerly » pour phase d'ouest) avec une période variant entre 24 et 36 mois. Cette alternance est illustrée sur la figure 2.11.

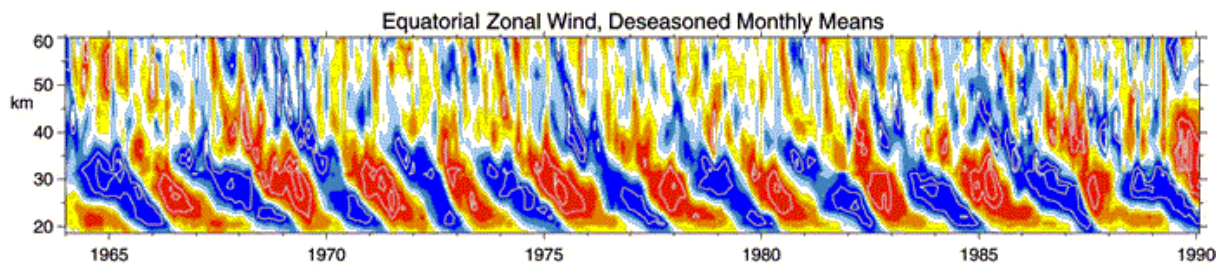


Figure 2.11. Direction et intensité de la circulation zonale à l'équateur en fonction du temps, entre 1964 et 1990. La couleur rouge correspond aux valeurs positives (phase d'ouest) et la couleur bleu aux valeurs négatives (phase d'est). D'après Baldwin et al., 2001.

Généralement, la phase d'est est plus intense et se maintient plus longtemps que la phase d'ouest. Il est à noter que la modélisation de la QBO est relativement difficile d'autant plus que les mécanismes qui sont à son origine ne sont pas encore entièrement compris. Les zones de changement de phase présentent de fortes variabilités difficilement prédictibles avec précision par les modèles.

Les fortes variations zonales observées à plus haute altitude, au-delà de 40 km, sont dues à l'oscillation semi-annuelle, ou SAO pour « Semi-Annual Oscillation » (Garcia et al. 1997). La circulation zonale s'inverse tous les 3 mois dans les régions tropicales dans une gamme d'altitude comprise entre 30-40 km et 90 km. De même que la QBO, les phases d'est sont généralement plus intenses que les phases d'ouest. A cause des fortes différences de force et de direction du vent, les zones de changement de phase sont également des régions de très haute variabilité.

II.3. Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons passé en revue les principaux mécanismes physiques caractéristiques de la dynamique stratosphérique. Nous avons vu que si l'essentiel de la circulation est très largement marquée par les mouvements zonaux, les déplacements méridiens des masses d'air, qui sont essentiels pour le transport et le brassage des espèces, ne sont pas à négliger.

Cette circulation méridienne est en grande partie causée par la formation (dans la troposphère), la propagation (dans la moyenne et haute stratosphère) et le déferlement (à moyenne et haute latitude) des ondes planétaires. Ce transport méridien est principalement caractéristique des régions de moyenne latitude avec la présence de la 'surf zone'. Les répercussions du déferlement des ondes planétaires sur la circulation générale peuvent être de grande amplitude et impliquer des changements majeurs non réversibles (échauffement stratosphérique soudain majeur suivi du délitement du vortex polaire par exemple).

D'autres sources de variabilité ont également pu être constatées, notamment à moyenne latitude et dans les régions intertropicales. A moyenne latitude, l'inversion du sens de la circulation zonale au printemps et en automne est un processus transitoire. En région intertropicale, la période de l'oscillation quasi biennale, qui est une caractéristique essentielle de la stratosphère tropicale, n'est pas très stable et est source d'imprévisibilité.

Chapitre III

Mesures des vents à partir des trajectoires ballon et données associées issues des réanalyses ERA-Interim

III.1. Introduction

Cette thèse utilise en grande partie des mesures issues des trajectoires de ballons stratosphériques ouverts (où BSO) mais fait également référence à d'autres types de ballons. L'intérêt premier lié à l'utilisation des ballons vient du fait qu'ils sont le seul vecteur permettant de procéder (facilement) à des mesures *in situ* dans la stratosphère. En effet, cette couche atmosphérique est trop haute pour que les avions puissent l'atteindre et trop basse pour les satellites. Certaines fusées sondes traversent la stratosphère, mais elles le font très rapidement.

Nous présentons dans ce chapitre les principales caractéristiques des ballons considérés dans notre travail puis nous nous intéresserons aux mesures et données utilisées dans cette étude. Nous décrirons la provenance, la nature des mesures ainsi que les traitements appliqués. Enfin nous détaillerons les données issues du modèle de réanalyse ERA-Interim et la méthode d'extraction utilisée.

III.2. Les différents types de ballon

Les mesures proviennent principalement des vols BSO; mais nous avons aussi utilisé des données concernant d'autres types de ballons. Nous présentons ici les différents ballons mentionnés dans cette thèse : les radiosondages, les ballons pressurisés, les montgolfières infrarouges (MIR) et les ballons stratosphériques ouverts.

III.2.1. Les radiosondages

Les radiosondages constituent actuellement la plus grande source d'information permettant de caractériser l'état de la troposphère et d'une partie de la stratosphère (et ce depuis plusieurs dizaines d'années). Si les sondages intensifs et quotidiens ont été initiés par l'armée américaine en 1920 ; le terme de radiosondage apparaît pour la première fois en 1927 lorsque les français M. R. Bureau et M. Idrac inventent le transmetteur à onde courte et de taille suffisamment petite pour qu'il soit embarqué sous ballon (Dabberdt et al., 2002).

De nos jours les radiosondages modernes sont constitués d'un ballon de petite taille, de matière extensible (généralement en latex), gonflé à l'hélium la plupart du temps, et d'une charge utile de masse inférieure à 1 kg contenant le système de communication radio, le système de géo-localisation GPS et les capteurs. Les radiosondes échantillonnent l'atmosphère durant leur ascension verticale (la vitesse moyenne de cette ascension est d'environ 5 m s^{-1}) avec un pas de temps compris entre 1 s et 10 s et retransmettent au sol directement les mesures effectuées. Une fois arrivées à haute altitude, l'enveloppe du ballon éclate et la sonde retombe au sol. Généralement les grandeurs météorologiques mesurées sont la température, la pression, l'humidité, la direction et la vitesse du vent. D'autres capteurs plus spécifiques peuvent être parfois embarqués, comme un ozonomètre par exemple.

Quotidiennement, ou deux fois par jour (aux heures synoptiques de 00:00 UTC et 12:00 UTC) suivant les lieux d'observations, plusieurs centaines de radiosondages sont lâchés dans le monde (Dabberdt et al., 2002). Actuellement, entre 800 et 900 radiosondages ont lieu tous les jours. Les différents lieux d'observations ne sont pas équitablement répartis; comme en témoigne la figure 3.1 qui représente la répartition des stations effectuant des radiosondages en 2003 et répertoriés dans les archives d'IGRA (Integrated Global Radiosondage Archive, Durre et al., 2006).

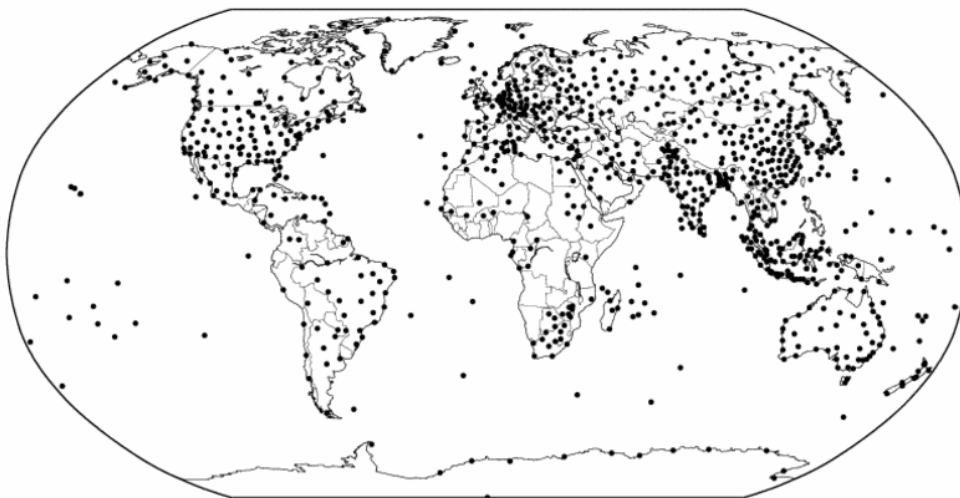


Figure 3.1. Répartition des stations de radiosondages effectifs en 2003 (Durre et al., 2006)

Les radiosondages sont le seul moyen de procéder à des mesures *in situ* dans la haute troposphère et la basse stratosphère mais présentent une mauvaise répartition horizontale à l'échelle globale. La majorité des stations sont situées dans l'hémisphère nord avec une forte densité sur le continent nord-américain, l'Europe et l'Asie du sud-est. Alors qu'ils représentent la plus grande surface terrestre, les océans sont relativement peu impliqués.

Toutes les données sont recueillies par l'intermédiaire du GTS (Global Telecommunication System) pour les mettre à disposition de la communauté internationale. Après des vérifications sur la présence d'erreurs ou de valeurs aberrantes, les modèles de prévision météorologiques assimilent ces observations à des niveaux standardisés. La WMO impose que les stations transmettent les champs de mesure à des niveaux de pressions obligatoires (1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 et 10 hPa, WMO, 1996) ; donc tous les niveaux de mesure ne sont pas forcément présents dans les transmissions. Le dernier niveau de pression (10 hPa ~31 km) représente la limite atteinte par la majorité des ballons de radiosondage.

La figure 3.2 montre la proportion des sondages dépassant les niveaux pression de 100 hPa et 10 hPa en fonction des années (d'après Durre et al., 2006). Depuis le milieu des années 1970, le plafond atteint par les radiosondages n'a que très peu évolué jusqu'à 2003. Environ 70% dépassent le niveau de pression de 100 hPa alors que seulement 20% sont capables d'atteindre 10 hPa.

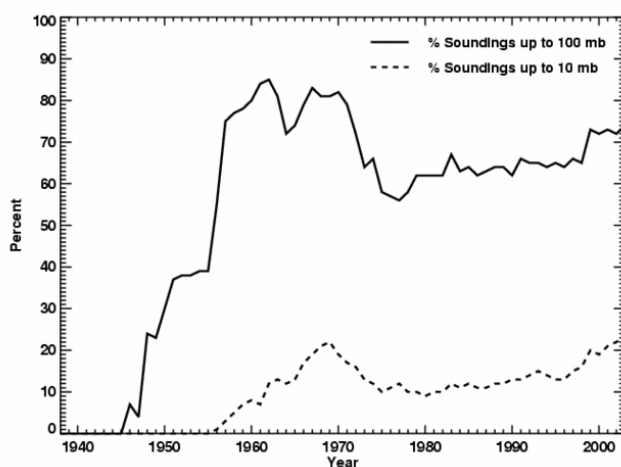


Figure 3.2. Proportion des radiosondages arrivant aux niveaux de pression de 100 hPa et 10 hPa en fonction des années (Durre et al., 2006)

L'enregistrement des mesures part de l'hypothèse que le sondage vertical ne subit qu'une légère dérive sur le plan horizontal. Or, Laroche and Sarrazin (2013) et Seidel et al. (2011) précisent que cette dérive peut atteindre une distance de 100 km dans certains cas et que cette dérive doit être prise en compte dans les processus d'assimilation des observations dans les modèles. Le nouveau format BUFR (Binary Universal Form for the Representation of meteorological data) vise à fournir et transmettre les observations avec une meilleure résolution verticale et avec la position en fonction du temps, ce qui n'était pas possible avec l'ancien format alphanumérique. Mais ce format n'est pas encore adopté par toutes les stations de radiosondages.

La totalité de ces mesures sont par la suite archivées. Beaucoup de bases de données existent; la plus complète (géographiquement et temporellement) est celle de la NOAA/ESRL Radiosondage Database (<http://www.esrl.noaa.gov/raobs/>).

La figure 3.3 montre un exemple de profil de vent mesuré par radiosondage au Japon le 19 août 2009.

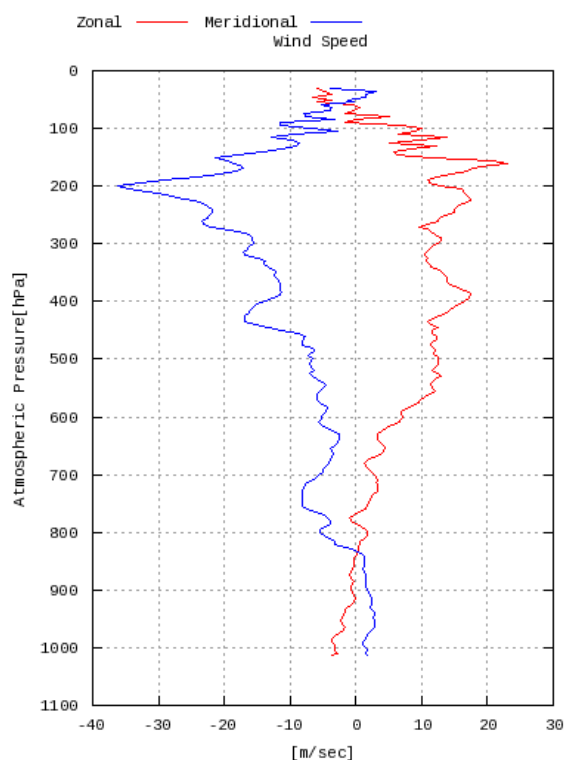


Figure 3.3. Profil du vent zonal et méridien fait par radiosondage le 19 août 2009 au Japon.

Source :

<http://www.godac.jamstec.go.jp/darwin/data/mirai/mr09-02/radiosonde/e;jsessionid=C46D6641E241DDA9D763582AF99D82F8> (le 29/09/2014)

III.2.2. Les Ballons Pressurisés Stratosphériques



Figure 3.4. Préparation d'un ballon pressurisé stratosphérique avant son lâcher. (CNES)

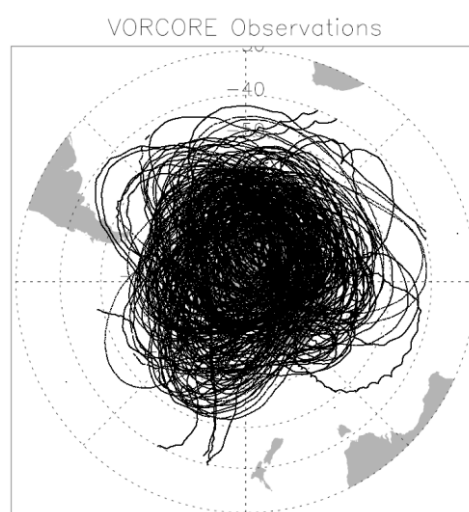


Figure 3.5. Trajectoires de vol des ballons pressurisés durant la campagne Vorcore. D'après Boccara et al. (2008).

Nés à la fin des années 1950, les ballons pressurisés (Fig.3.4), dits BP ou BPS pour ballon pressurisé stratosphérique, ont la particularité d'avoir une enveloppe fermée et pratiquement inextensible, pouvant résister à de fortes différences de pressions. A haute altitude, le ballon garde ainsi un volume constant. Cela permet d'effectuer des vols de longue durée (plusieurs semaines) à un niveau de densité d'air constante (surface isopycnique). La charge utile embarquée varie entre quelques kg et 50-60 kg. Les altitudes de vol sont typiquement comprises entre 18 et 30 km.

Les BP sont largement utilisés pour étudier la dynamique stratosphérique (Vial et al., 2001; Hertzog et al., 2004; Boccara et al., 2005; Hertzog et al., 2006; Knudsen et al., 2006; Christensen et al., 2007). Les instruments de mesure embarqués sous BP sont généralement de haute précision.

Par exemple, la campagne Vorcore (Hertzog et al., 2007) visant à étudier la dynamique stratosphérique en Antarctique dans les conditions de vortex a utilisée 27 BP; la figure 3.5 représente les trajectoires de ces 27 vols BP. Ces différents vols, d'une durée moyenne de 2 mois à des niveaux de pression d'environ 70 hPa et 50 hPa, ont effectué des mesures de pression, de température et d'intensité du vent. Le baromètre utilisé a une résolution de 1 Pa pour une incertitude de 10 Pa. La méthode de mesure de température applique une correction car les deux thermistances sont exposées aux radiations solaires en journée (la méthode de correction est expliquée en détails dans l'étude de Hertzog et al., 2004).

Après correction, l'incertitude sur les mesures de température est de 0.25 K la nuit et 0.3 K le jour. Les mesures de vent sont issues de différences centrées sur la position qui est moyennée sur 15 minutes. L'incertitude associée à cette mesure de vitesse est de 0.02 m s^{-1} .

III.2.3. Les Montgolfières Infrarouges

Les montgolfières infrarouges (Pommereau et Hauchecorne, 1979), ou MIR, sont apparues à la fin des années 1970 et font partie des ballons à longue durée de vol. En effet, un ingénieux système, basé sur le captage des rayons infrarouges, permet à l'aérostat de perdurer dans la stratosphère durant des périodes de temps de plusieurs semaines à des altitudes variées. Typiquement, la charge utile totale embarquée est de 60 kg.

Les MIR sont des ballons à air chaud (même si de l'hélium est utilisé pour le décollage) avec une source de chauffage radiative (voir illustration d'un profil de vol MIR sur la figure 3.6).

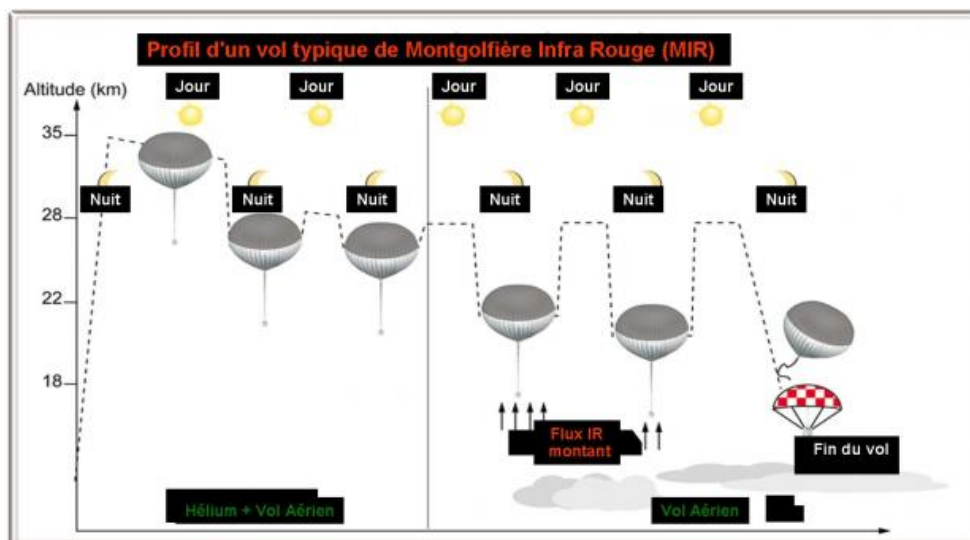


Figure 3.6. Profil de vol de la montgolfière infrarouge. (CNES)

La partie supérieure du ballon présente une surface métallisée capable d'absorber les flux infrarouges et ainsi de chauffer le gaz. La journée, les radiations solaires sont suffisantes pour porter le ballon à une altitude comprise entre 26 et 28 km. La nuit, les infrarouges émis par la surface terrestre assurent un maintien de l'altitude de vol entre 18 et 22 km.

L'avantage de la MIR vient de la longue période de vol ; mais également du fait que plusieurs couches atmosphériques sont traversées quotidiennement (offrant une possibilité d'échantillonnage de la stratosphère plus riche que celle permise par les BP). La limitation principale de ce système se rencontre la nuit. La présence de nuages à haute altitude peut limiter le flux d'infrarouge arrivant jusqu'au ballon et par voie de conséquence diminuer le chauffage. La portance n'est plus suffisante et l'altitude décroît.

La MIR offre des possibilités de mesures variées, comme par exemple durant la campagne HIBISCUS au Brésil (Pommereau et al., 2011). Les MIR étaient équipées d'un module GPS (incertitude de 10 m sur l'horizontal et de 0.01 m s^{-1} sur la vitesse), d'un capteur de pression (incertitude de 0.6 hPa), de 2 capteurs de température (incertitude de 0.25 K la nuit et 0.3 K le jour) et de la nacelle SAOZ (Système d'Analyse par Observation Zénithale) ayant pour objectif de détecter O_3 , NO_2 et BrO avec un spectromètre fonctionnant dans l'UV-visible.

III.2.4. Les ballons stratosphériques ouverts

Les ballons stratosphériques ouverts sont les aérostats les plus utilisés pour sonder la stratosphère à haute altitude. Ces ballons à gaz, généralement gonflés à l'hélium, sont capables de transporter des nacelles scientifiques de plusieurs centaines de kilogrammes (quelques fois plus d'une tonne) à des altitudes supérieures à 40 km (voir photographie sur figure 3.7).

Ayant un plafond d'une durée de plusieurs heures ; le BSO présente l'avantage d'être pilotable à distance. Un jeu de lest embarqué et un système d'ouverture d'une vanne libérant du gaz (clapet) permet de contrôler l'altitude du ballon à distance par l'opérateur. Les nacelles

sous ballon sont de plusieurs types : sondage atmosphérique (mesures des espèces chimiques, détection des aérosols), expérience en astronomie, validation satellitaire...



Figure 3.7. Photographie d'un ballon stratosphérique ouvert avant son lâcher. (CNES).

- Structure et chaîne de vol

Pour des raisons de sécurité avant tout, le ballon, ainsi que la nacelle embarquée, doit être géo-localisable à tout instant. Le système doit également offrir la possibilité de terminer le vol à tout moment en cas d'urgence. Pour répondre à ces différents critères, ainsi que pour rendre possible le pilotage, une chaîne de vol plus ou moins complexe et riche en équipements est nécessaire ; la chaîne de vol d'un BSO est représentée sur la figure 3.8.

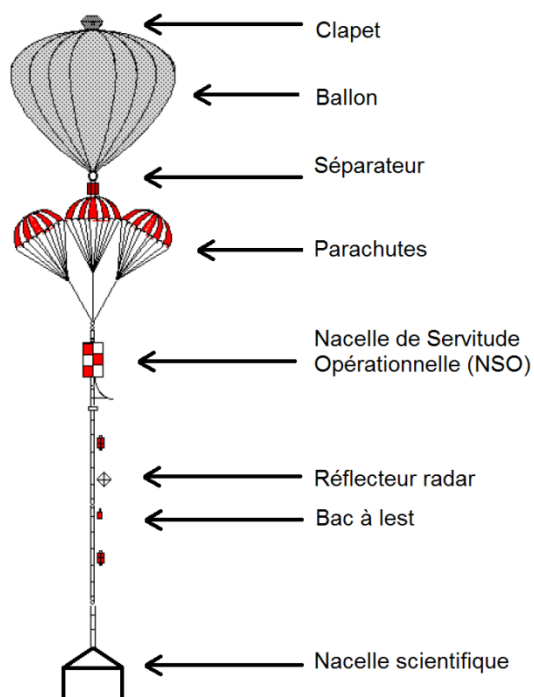


Figure 3.8. Schéma de la chaîne de vol associé au ballon stratosphérique ouvert.

Le ballon (élément porteur de l'ensemble) est surmonté d'un clapet pouvant s'ouvrir sur commande. Le séparateur (pour fin de vol) s'actionne aussi sur commande. Une fois actionné, la chaîne de vol retombe au sol sous parachute. La nacelle de servitude opérationnelle joue le rôle de contrôleur général de tout le système. Elle abrite les sondes de température, de pression, le module GPS, l'ordinateur de bord et le système de communication avec le sol. Le réflecteur radar est obligatoire pour pouvoir repérer l'aérostat en cas d'avarie. Le bac à lest contient plusieurs dizaines de kilogrammes de lest (billes de métal) potentiellement largable à distance. La nacelle scientifique contient les instruments fournis par l'équipe scientifique.

La longueur totale de la chaîne de vol peut dépasser 300 m. L'enveloppe du ballon est choisie en fonction de la mission et de la masse de la nacelle. Le diamètre de l'enveloppe, à sa plénitude, peut atteindre 140 m ; les quantités de gaz utilisés varient de $3 \cdot 10^3$ à $1.2 \cdot 10^6 \text{ m}^3$.

Il est à noter que le ballon emporte également un système de géo-localisation (non représenté) nécessaire à la récupération de l'enveloppe.

- Déroulement et contraintes de vol

Chaque vol remplit une mission avec des exigences particulières et définies à l'avance. Ces exigences réunissent plusieurs aspects ; les critères de vol demandés par l'équipe scientifique (altitude et durée du plafond...) et des critères liés à la sauvegarde (sécurité de manière générale). La sauvegarde interdit par exemple les vols dans des zones trop habitées et définit au préalable le polygone de vol et d'atterrissage. Le pilotage à distance est un aspect essentiel et indispensable au bon déroulement des vols.

Plusieurs commandes sont actionnables à distances ; l'ouverture/fermeture du clapet, libération du ballast (ouverture du bac de lest) et séparation entre le ballon et la chaîne de vol. Le profil de vol (variation de l'altitude en fonction du temps) peut donc être modifié durant le vol lui-même.

Certaines mesures scientifiques par exemple, comme celles effectuées par la nacelle SPIRALE (Moreau et al. ,2005) ont besoin d'être opérées durant la descente du ballon. Des ouvertures successives et régulières du clapet, conduisent à une libération progressive du gaz porteur et à une descente lente et contrôlée du ballon. Une descente trop rapide peut être ralentie en libérant du lest.

La position du ballon est suivie en temps réel par localisation GPS. La trajectoire de vol est donc connue et les différentes directions du vent peuvent donc être identifiées lorsque le ballon traverse les différentes couches durant sa phase de montée. Un opérateur expérimenté utilisera ces informations dans le but de repérer les couches atmosphériques qui sont le plus favorables pour atteindre les objectifs de la mission, et pourra ainsi faire varier l'altitude du vol pour retrouver le niveau de vent qui convient le mieux. La variabilité de direction du vent entre les différentes couches peut donc présenter des avantages. Cependant les ressources utilisées pour le pilotage sont épuisables (quantité de gaz et de lest disponible), une descente trop rapide et irréversible conduira à la fin du vol lorsque le ballon atteindra un niveau de pression supérieur à environ 150 hPa, niveau au voisinage duquel l'ordre de séparation sera envoyé.

Avant chaque autorisation de vol, des prévisions de trajectoires sont réalisées. Les différentes couches de vent déduites de la trajectoire durant la phase d'ascension aident à

améliorer les prévisions de trajectoire au cours du vol et permettent également de mieux prédire la direction que la chaîne de vol empruntera lors de sa retombée sous parachute.

III.3. Les capteurs

Nous venons de voir que pour garantir le bon déroulement d'un vol ballon (en particulier pour les vols BSO), connaître en temps réel la localisation précise du ballon et l'état de l'atmosphère (température et pression) est nécessaire. Nous présentons dans cette section les différents capteurs utilisés au cours des vols.

III.3.1. Géo-localisation

Les déplacements du ballon étaient au préalable suivis par l'utilisation d'un radar (d'où l'utilité du réflecteur radar sur la chaîne de vol) puis les systèmes de radio-navigation ont permis aux opérateurs de suivre les ballons à distance. Le premier système utilisé fut le système global OMEGA qui a été progressivement remplacé par le GPS dans les années 1990.

III.3.1.1. OMEGA

Le système OMEGA a vu le jour au début de l'année 1968 et pris fin le 30 septembre 1997. Un nombre de 8 antennes sur le globe diffusaient un signal à très basse fréquence. Un récepteur capable de mesurer les temps d'arrivées pour chaque émission était en mesure d'estimer sa distance à chaque antenne. Si au moins trois signaux différents étaient reçus alors il était possible de connaître la position horizontale du récepteur avec une précision de plusieurs centaines de mètres.

Principalement utilisé dans la navigation aérienne, marine et sous-marine (les ondes de très basse fréquence peuvent traverser des couches d'eau de plusieurs mètres), ce système fut le premier à offrir un moyen de géo-localisation à l'échelle globale et d'utilisation simple, les vols de ballon dans des régions reculées devenaient plus faciles à réaliser.

Il est à noter que ce système fonctionnait à condition de connaître la position verticale du récepteur. L'altitude des ballons devait donc être déduite par un autre moyen, comme par mesure de la pression par exemple.

III.3.1.2. GPS

Le système de positionnement mondial (Global Positioning System) est accessible aux civils depuis les années 1980 et est devenu le système de géo-localisation le plus utilisé. Les performances du GPS dépendent de son utilisation.

- Les limitations du GPS civil

Les utilisateurs militaires ont accès à des fréquences offrant une plus grande résolution que celles utilisées par les utilisateurs civils. Avant l'arrêt de l'accès sélectif (Selective Availability) le 2 mai 2000, qui était imposé par le département de la défense américaine, la

précision du système GPS pour une utilisation grand public était de l'ordre de 100 m sur l'horizontale et de 150 m sur la verticale.

Une limitation liée à l'utilisation civile est encore à l'œuvre. Dans un contexte de guerre froide, un comité a été créé en 1949 (le CoCom ou Coordinating Committee for Multilateral Export Controls) ayant pour but de limiter l'exportation des différentes technologies issues des états membres. Dans cette optique et pour éviter (au moment de son apparition publique) que la technologie GPS soit utilisée pour des activités militaires dans les autres pays, une double limitation fut imposée. Les récepteurs GPS devaient comporter un dispositif de contrôle et interrompre le fonctionnement si l'altitude dépassait 18000 m et si la vitesse était supérieure à 1900 km h^{-1} ; dans le principe les deux conditions devaient être remplies pour que l'interruption ait lieu. Cependant certains récepteurs GPS se désactivaient si une seule limite était atteinte, ce qui était problématique pour les vols de ballons dans la stratosphère avec une altitude supérieure à 18000 m.

Les récepteurs GPS utilisés pour les BSO (iTrax02 et Motorola M12 Oncore) ne sont plus affectés par ce problème.

- Les sources d'erreurs

Plusieurs sources d'erreur peuvent perturber et dégrader la précision du GPS. La première est liée au relief : il est un obstacle à la bonne réception des signaux venant des satellites. On peut cependant considérer que cet effet n'a pas d'impact pour une utilisation à bord de ballons qui évoluent à haute altitude.

La deuxième source d'erreur vient des différentes couches atmosphériques. Des phénomènes de réfraction apparaissent dans la troposphère avec des variations en fonction de la température et de l'humidité. L'ionosphère, couche de l'atmosphère comprenant des particules chargées à très haute altitude, perturbe la vitesse de propagation du signal. Cette perturbation se présente sous la forme d'un retard dans le temps d'arrivée du signal ce qui vient biaiser l'estimation des distances avec les satellites. L'utilisation des ballons dans la stratosphère ne sera pas influencée par la perturbation troposphérique mais par l'ionosphère. Cependant la plupart des récepteurs GPS actuels utilisent des modèles de correction pour réduire ces différents effets.

- La précision GPS

Le GPS est le système de géo-localisation majoritairement utilisé actuellement pour le suivi des ballons. Il offre de nos jours une précision accrue sur la localisation, soit entre 5 et 10 m sur l'horizontale et entre 10 et 20 m sur la verticale. Une étude sous l'égide de WMO visant à estimer la précision des GPS embarqués sous les radiosondes, conclut sur la haute fiabilité des mesures GPS (WMO, 2003). Cette étude relève que l'imprécision sur la vitesse (moyennée pendant 5 s) est composée de: un biais systématique inférieur à 0.1 m s^{-1} et une erreur aléatoire comprise entre 0.2 et 0.6 m s^{-1} .

III.3.2. Température et pression

La nacelle NSO (pour les vols BSO) utilise des capteurs pour mesurer la température et la pression de l'air ambiant. Ces mesures sont utiles de façon opérationnelle pour caractériser l'état de l'atmosphère et estimer les forces de pression qui s'exercent sur l'enveloppe du ballon. La pression peut également être utilisée pour estimer l'altitude du vol en faisant l'hypothèse d'une atmosphère standard.

La mesure de température est réalisée par une sonde de platine (Pt100) utilisant un pont de Wheatstone. La plage de mesure est comprise entre -100°C et +20°C. Entre -100°C et -20°C la précision est d'environ 1.7°C (ce qui suffit pour les opérations, mais est insuffisant pour des études scientifiques précises).

Le capteur de pression est un capteur à balance de force. La précision, toutes erreurs comprises dans la plage de température de -40°C à 20°C est d'environ 0.5 hPa. On note que la précision sur la pression à haute altitude (à un niveau de pression de quelques hPa) devient relativement médiocre (au plafond les opérationnels utilisent les variations de pression pour diagnostiquer les excursions verticales du ballon vers le haut ou vers le bas).

III.4. Mesures issues des BSO

Le CNES (Centre National d'Etudes Spatiales) a mis à notre disposition des mesures ballon faites par ses instruments lors de plusieurs campagnes et archivées numériquement. Au total, 327 vols ont pu être retrouvés dans ces archives. Les lieux de campagnes de vol sont répertoriés ci-dessous (tableau 2.1) et la figure 3.9 montre leur localisation. Ils couvrent des régions très différentes.

Tableau 3.1

Région	Polaire	Moyennes latitudes		Tropicales/Equatoriales			
Localisation	Kiruna (Suède)	Gap (France)	Aire-sur- l'Adour (France)	Hawaii	Niamey (Niger)	Teresina (Brésil)	Bauru (Brésil)
Abréviation	KRN	GAP	ASA	HAW	NIA	TRN	BAU
Nombre de vols	123	98	55	17	10	21	3
Latitude	67.9°	44.4°	43.7°	19.1°	13.5°	-5.1°	-22.4°
Longitude	21.1°	6.0°	-0.25°	-155.8°	2.1°	-42.9°	-49.0°



Figure 3.9. Localisation des différents lieux de campagnes de vol

Les régions concernées sont associées à différentes caractéristiques de la dynamique et de la chimie stratosphérique; la région polaire avec les campagnes à Kiruna ; les tropiques avec Hawaii, Niamey, Teresina et Bauru ; et les moyennes latitudes avec Aire-sur-l’Adour et Gap. Ce chapitre est consacré à la présentation détaillée de la nature et la composition de notre base de données créée à partir de ces archives. Les données ECMWF issues des réanalyses ERA-Interim sont également présentées ainsi que la méthode d’extraction/interpolation sur les points de mesures.

III.4.1. Formats des données

Les données recueillies se présentent sous des formes et des formats de fichiers différents suivant les campagnes ballon. Les mesures retenues sont la latitude, la longitude, l’altitude, la pression, la température et le cap (la direction de trajectoire du ballon). Un travail important de tri et de conversion de données a été effectué dans le but de créer une base de données facilement utilisable permettant de traiter de manière rapide l’ensemble des données (des détails sont disponibles dans l’annexe A). Ainsi les données brutes ont été converties dans des unités uniformes et sauvegardées en utilisant le format de fichier AMES (Gaines et Hipskind, 1998).

La stratégie pour le stockage des données a retenu le principe de ne pas modifier les mesures brutes. Seul un filtre sur les valeurs aberrantes et sur les erreurs est appliqué. La variable principale du fichier AMES est le temps. Pour la plus grande majorité des vols la période d’acquisition est de 10 s mais elle peut être de 1 s ou bien de 1 minute pour certains vols particuliers.

Les grandeurs météorologiques telles que les composantes du vent ne sont pas directement disponibles mais sont déduites des mesures. Pour déterminer les différentes composantes du vent, le ballon est considéré comme étant un traceur parfait ; c'est-à-dire que ses mouvements correspondent aux mouvements de la masse d’air dans laquelle il se trouve. Cette hypothèse est couramment admise dans de nombreuses études utilisant des ballons (Knudsen et al., 2002; Hertzog et al., 2004; Hertzog et al., 2006; Knudsen et al., 2006; Christensen et al., 2007; Vincent and Hertzog, 2014) et elle l’est quotidiennement pour la

conversion des mesures de position en composantes du vent par radiosondage (Dabberdt et al., 2002; Durre et al., 2006).

Cette hypothèse est valide uniquement si le ballon effectue des mouvements relativement lents ; la descente sous parachute étant trop rapide ne pourra donc pas être prise en compte. La vitesse verticale ne peut être considérée comme associée aux mouvements propres de l'air sauf lorsque le ballon est en équilibre, c'est-à-dire durant la phase de plafond. Durant les phases de montée et de descente lente, la vitesse verticale est associée aux déplacements propres au ballon. Cette vitesse verticale est utile pour caractériser les différentes phases de vol.

III.4.2. Les grandeurs météorologiques

L'hypothèse faite suivant laquelle les mouvements du ballon correspondent aux mouvements de la masse d'air dans laquelle il se trouve permet de déduire les différentes composantes du vent. Ainsi les coordonnées GPS des trajectoires correspondent aux trajectoires des masses d'airs. Les composantes de la vitesse pour chaque direction (zonale, méridienne et verticale) sont obtenues en utilisant la dérivée première sur la trajectoire. Rappelons que la vitesse verticale est considérée comme correspondante aux mouvements de l'air uniquement lorsque le ballon est en équilibre, c'est-à-dire au plafond. Pour chaque temps t_i le calcul du mouvement vertical w_i se fait par différence centrée :

$$w_i = \frac{h_{i+n} - h_{i-n}}{t_{i+n} - t_{i-n}} \quad (3.1)$$

Avec h_i l'altitude au temps t_i . Les vitesses méridiennes et zonales sont obtenues également par différences centrées en utilisant la latitude (lat_i) et la longitude (lon_i).

$$v_i = \frac{(lat_{i+n} - lat_{i-n}) \times (R_T + h_{i-n})}{(t_{i+n} - t_{i-n})} \quad (3.2)$$

$$u_i = \frac{(lon_{i+n} - lon_{i-n}) \times (R_T + h_{i-n}) \times |\cos(lat_{i-n})|}{(t_{i+n} - t_{i-n})} \quad (3.3)$$

Le terme R_T correspond au rayon terrestre. Le paramètre n spécifie le nombre de pas séparant les deux points utilisés, si $n=1$ la différence centrée usuelle est retrouvée. Augmenter sa valeur crée un lissage en éliminant les signaux de courtes périodes. De plus cela permet de réduire l'incertitude sur les vitesses calculées. En effet l'incertitude relative d'une vitesse notée v peut s'écrire :

$$\frac{U(v)}{v} = \sqrt{\left(\frac{U(x)}{\Delta x}\right)^2 + \left(\frac{U(t)}{\Delta t}\right)^2} \quad (3.4)$$

$U(v)$, $U(x)$ et $U(t)$ sont les notations des incertitudes de la vitesse v , de la position x et du temps t respectivement ; Δx est la variation de la position du point x durant la variation de temps Δt . Si nous considérons que $U(x)=5$ m et $U(t)=0.1$ μ s alors la deuxième fraction, qui concerne le temps, est largement négligeable par rapport à la première. Ainsi l'incertitude

relative sur la vitesse n'est plus que le rapport de l'incertitude de la position x sur la variation de la position Δx . On arrive à la simplification :

$$U(v) \cong \frac{U(x)}{\Delta t} \quad (3.5)$$

Ainsi, en prenant l'exemple d'une vitesse calculée avec le paramètre $n=1$ et des pas de temps de 10 s l'incertitude sur la vitesse est de 0.25 m s^{-1} , elle est de 0.025 m s^{-1} pour $n=10$.

La figure 3.10 représente la vitesse du vent zonal et méridien durant la montée lors du vol du 30 mars 2011 à Kiruna. Les calculs sont faits de 2 manières différentes, avec $n=1$ et $n=5$. Lorsque n est petit, une discrétisation des valeurs est visible, de façon plus particulièrement évidente sur la composante méridienne. Cela est dû à la résolution du GPS (environ 0.0001°). Les valeurs de la position fournies par le GPS sont limitées par la résolution de ce dernier, ce qui par voie de conséquence se répercute sur les valeurs de vitesses. Ceci est clairement visible sur la composante méridienne car à Kiruna la maille sur un méridien est plus grande (environ 11 m) que la maille sur un parallèle (environ 5 m). Le fait d'augmenter le paramètre n moyenne les valeurs et crée un lissage.

Avec $n=5$ le profil a un aspect beaucoup plus lisse et aucune information apparente n'est perdue. Le deuxième avantage est que l'incertitude sur la vitesse est réduite. Si l'incertitude absolue est de 0.25 m s^{-1} pour $n=1$, elle n'est plus que de 0.05 m s^{-1} pour $n=5$.

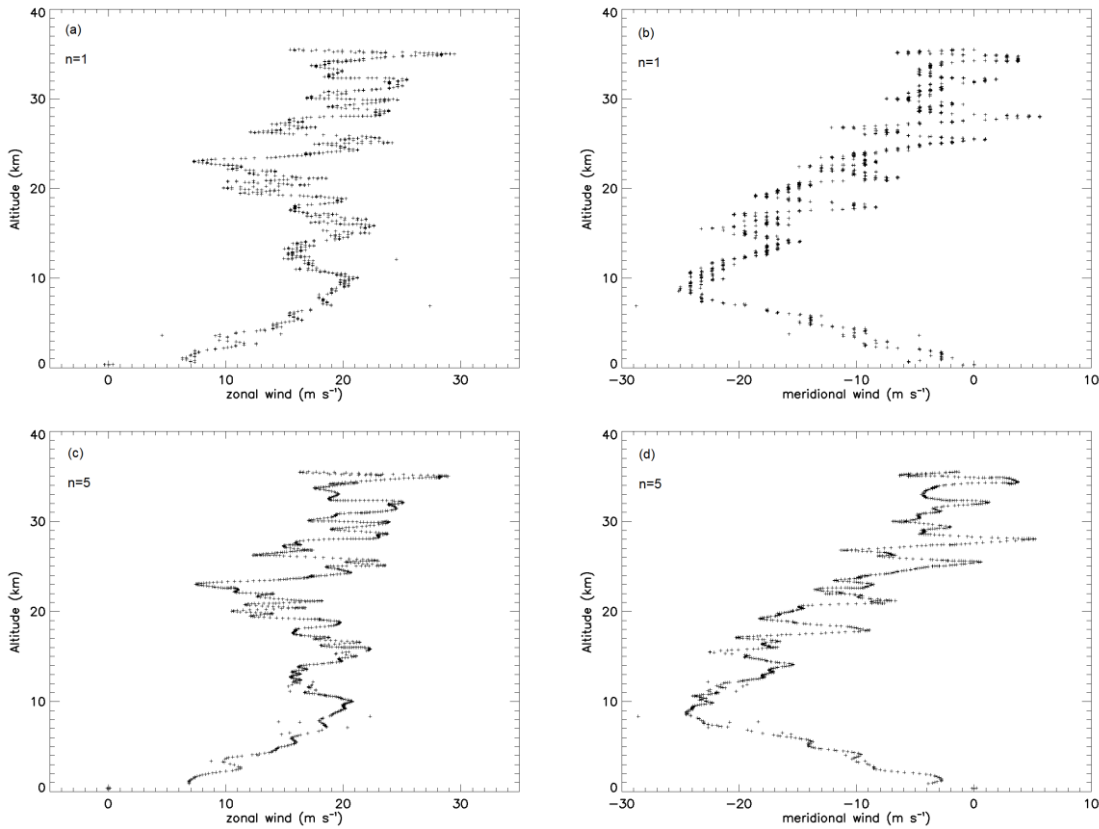


Figure 3.10. Vitesse du vent zonal (a) et méridien (b) calculée pour la montée lors du vol du 30 mars 2011 à Kiruna avec le paramètre $n=1$; (c) et (d) représentent les profils associés avec $n=5$.

Sauf dans certains cas spécifiques, qui seront mentionnés, les vitesses calculées dans cette étude utilisent le paramètre $n=5$. Ainsi avec $n=5$, considérant une période d'acquisition GPS de 10 s, les vitesses sont calculées sur un intervalle de 100 s, créant un filtre sur les phénomènes ayant une période inférieure. Le ballon et la chaîne de vol peuvent apporter leur propre oscillation. En considérant que la chaîne de vol se comporte comme un pendule oscillant ayant le ballon pour point d'encrage, un signal parasite de période caractéristique peut exister dans les données. Pour estimer cette période, considérons le cas d'un pendule simple oscillant. Si la longueur de la chaîne de vol est comprise entre 100 et 200 m, les périodes de ces oscillations sont inférieures à 30 s. En choisissant $n=5$, ces oscillations sont filtrées et n'auront pas d'influence sur la détermination des composantes du vent.

La figure 3.11 présente le vent zonal et méridien calculé avec la totalité des mesures disponibles. 1343059 points de mesures sont représentés jusqu'à une altitude de 43 km.

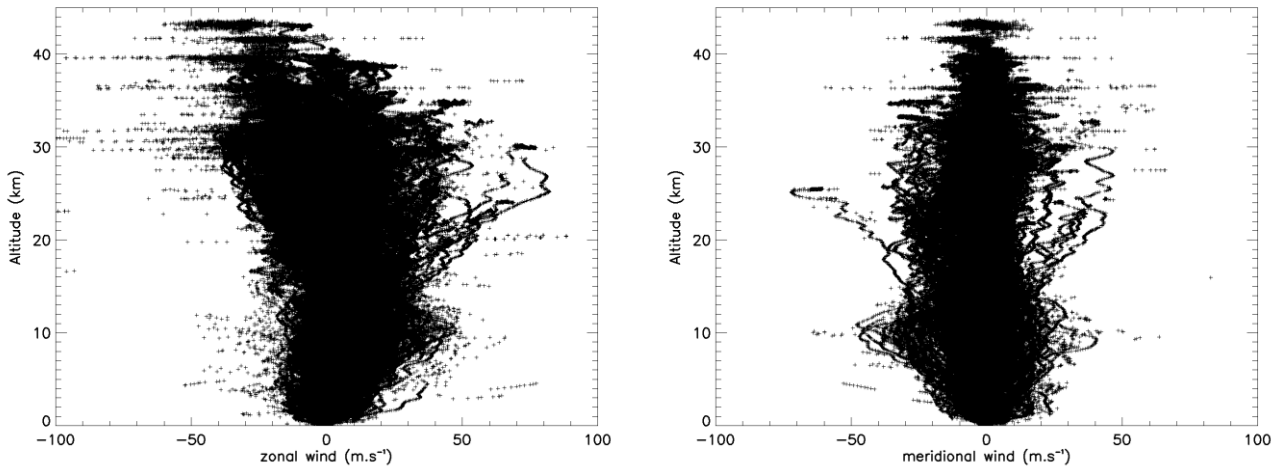


Figure 3.11. Vent zonal et méridien déduits de la base de données dans sa totalité (1343059 points de mesures), avec le paramètre $n=5$.

Cette figure montre qu'un grand nombre de mesures est réalisé dans la moyenne stratosphère (750116 points de mesures entre 20 km et 43 km). Cette distribution de points de mesure à haute altitude fait que cette base de données représente une source unique comparée aux autres sondages; comme par exemple les radiosondages dont l'altitude n'excède rarement 30 km (Baldwin and Gray, 2005 ; Houchi et al., 2010).

Avec les composantes zonales et méridiennes, il est intéressant d'en déduire des paramètres utiles au pilotage, la direction prise par le ballon (le cap en degré) et le module de sa vitesse horizontale (en m s^{-1}) :

$$cap_i = \tan^{-1} \left(\frac{u_i}{v_i} \right) \quad (3.6)$$

$$ff_i = \sqrt{u_i^2 + v_i^2} \quad (3.7)$$

Le calcul du cap peut être utilisé dans le but de vérifier notre méthode de détermination des composantes du vent en le comparant au cap fourni par le GPS. L'exemple suivant, sur la figure 3.12, montre la différence relative entre le cap calculé et celui fourni en fonction de l'altitude pour le vol effectué le 4 avril 2010 à Kiruna.

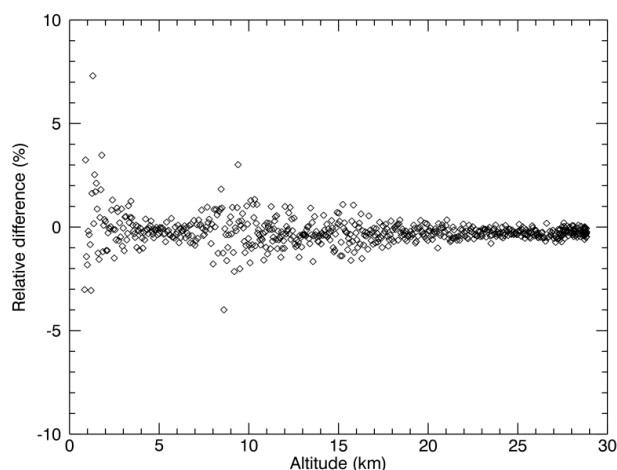


Figure 3.12. Différence relative entre le cap calculé et celui fourni par le GPS en fonction de l'altitude, vol du 4 avril 2010 à Kiruna.

On observe sur cette figure que les écarts les plus importants se situent en couche limite au niveau du sol et au voisinage de la tropopause. Ils restent inférieurs à 5% au niveau de la tropopause et en deçà de 1% au-delà de 20 km d'altitude. On peut estimer que les résultats sont très similaires et que la méthode choisie pour le calcul des composantes du vent est bien adaptée.

III.4.3. Métadonnées

Nous avons vu que les vitesses de vent calculées doivent être traitées séparément en fonction des différentes phases de vol. Cependant chacun des vols a un profil défini par les contraintes expérimentales et scientifiques des instruments embarqués. Ainsi la connaissance de ces profils et l'identification des différentes phases (transitions entre la montée et le plafond, entre le plafond et la descente lente et entre la descente lente et la descente sous parachute) sont nécessaires pour la suite de l'étude. Pour déterminer ces différentes transitions les fichiers de commandes CNES peuvent nous informer sur la nature et l'heure exacte des ordres envoyés au ballon durant le vol ; seulement ils ne sont pas toujours disponibles. Par contre l'analyse de la vitesse verticale du ballon en fonction du temps nous apporte des informations supplémentaires pour identifier les différentes phases de vol.

La figure 3.13 montre un profil de vol ainsi que la vitesse verticale du ballon calculée lors du vol à Kiruna le 7 août 2009 (instrument SPIRALE). Le ballon est lâché à 1:25 UTC (soit à $t=85$ minutes) et la durée de vol total est d'environ 5 heures, les différentes phases de ce vol peuvent être identifiées en analysant les déplacements verticaux du ballon :

- la phase de montée (de $t=85$ à $t=200$ minutes) est caractérisée par une vitesse ascensionnelle presque constante et positive; elle est d'environ 7 m s^{-1} jusqu'à 12 km d'altitude (niveau de la tropopause) et se maintient par la suite à 5 m s^{-1} .

- le plafond (de $t=200$ à $t=212$ minutes), malgré quelques oscillations, la vitesse verticale reste centrée sur zéro, l'altitude demeurant constante.

- la descente lente (de $t=212$ à $t=370$ minutes) se fait à vitesse relativement faible (entre 2 et 3 m s^{-1}).

- La descente sous parachute quant à elle est bien plus rapide. Elle suit l'étape de séparation entre la chaîne de vol et le ballon (à $t=70$ minutes); au moment du « décrochage » la nacelle tombe à une vitesse pouvant dépasser les $15\text{-}20 \text{ m s}^{-1}$. Cette phase de vol est la seule non exploitée dans notre étude, la vitesse verticale étant trop rapide pour que l'on puisse conserver l'hypothèse du traceur passif et donc utiliser les composantes zonales et méridiennes du vent déduit de la trajectoire.

Ces différentes phases de la vitesse verticale, associées à chaque type de vol, sont donc assez générales. Ainsi des critères précis peuvent être utilisés pour identifier chaque phase de vol.

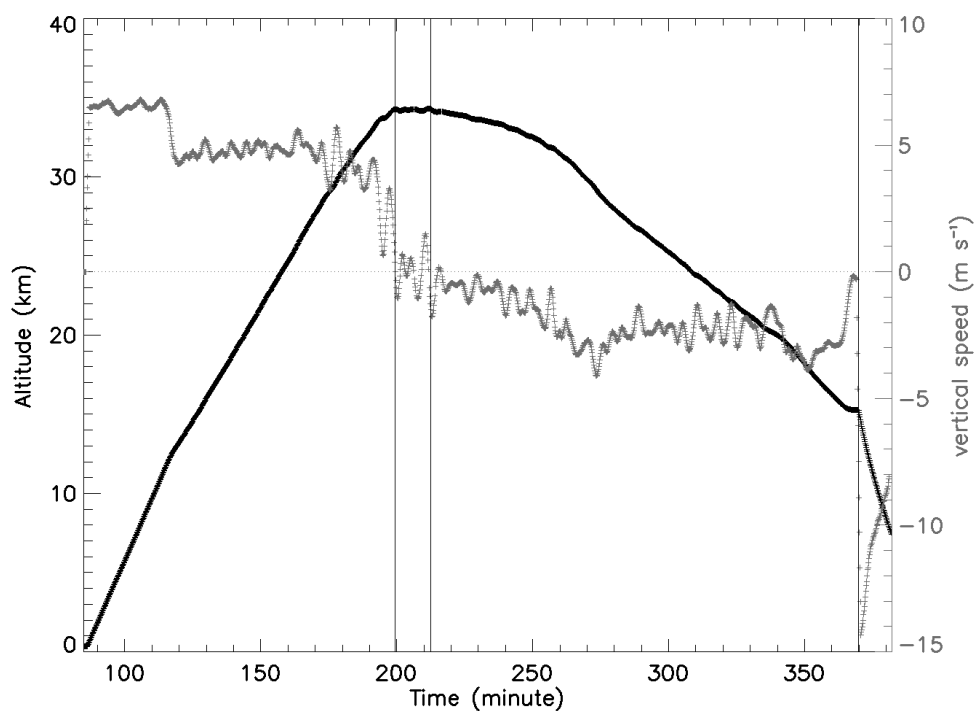


Figure 3.13. Altitude (noir) et vitesse verticale (gris) pour le vol du 7 août 2009 à Kiruna. Les barres verticales marquent les transitions entre les différentes phases de vol : montée, plafond, descente lente et descente sous parachute.

Une analyse systématique de la vitesse verticale et des fichiers de télécommandes permet d'identifier les différentes phases pour chaque vol. La phase de plafond commence dès que la vitesse verticale est égale à zéro. La phase de descente lente commence dès que la vitesse verticale moyennée sur 10 points de mesures consécutifs est négative. La phase de

descente sous parachute commence lorsqu'une vitesse verticale inférieure à -10 m s^{-1} est observée. Le résultat de cette analyse systématique a été contrôlé pour chaque vol et ajusté si besoin. Ces métadonnées concernant les différents vols sont sauvegardées dans la base de données.

Nous pouvons à présent caractériser avec une plus grande précision le type des données disponibles en termes de montée, plafond, descente lente et sous parachute. La figure 3.14 montre la somme des distributions des temps de vol en fonction des années, des régions et des différentes phases de vol. La position de chaque barre détermine l'année associée, la couleur informe sur la région du vol ballon (bleu pour la région polaire, jaune pour les moyennes latitudes et rouge pour les tropiques), la zone hachurée correspond à la phase de montée, la zone de couleur correspond au plafond, la partie grise est associée à la descente lente et le noir est utilisé pour la descente sous parachute. La hauteur des barres est proportionnelle au temps cumulé des vols en secondes.

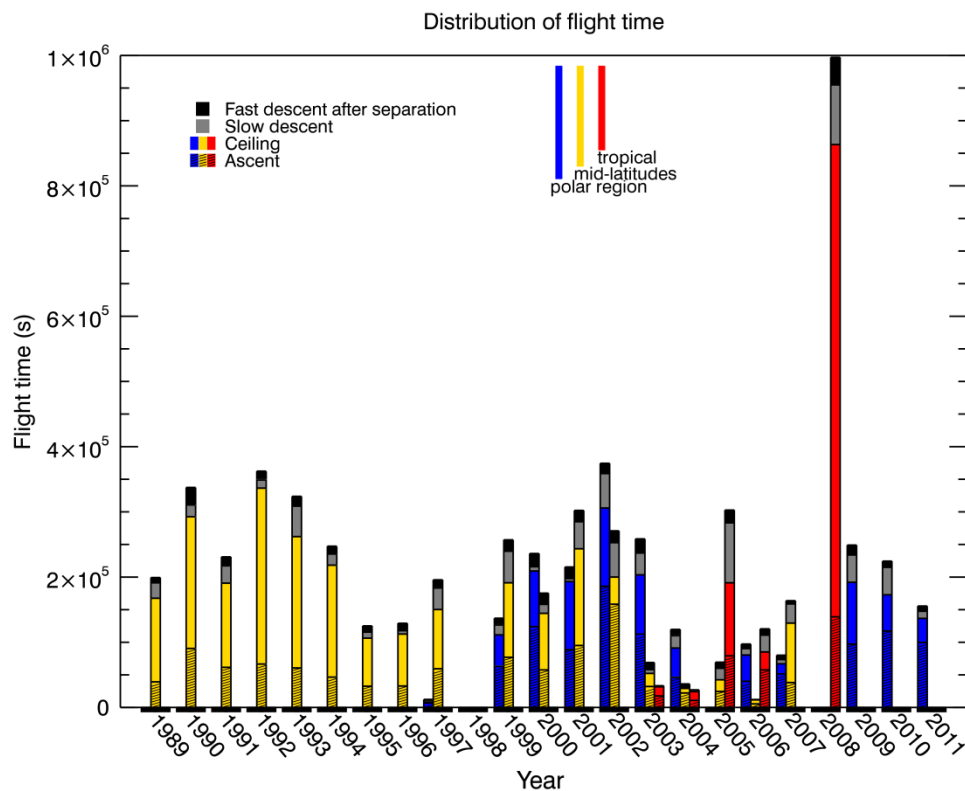


Figure 3.14. Distribution des temps de vol disponibles en fonction des années, des régions (bleu pour la région polaire, jaune pour les moyennes latitudes et rouge pour les tropiques) et des différentes phases de vol (zone hachurée pour la montée, de couleur pour le plafond, grise pour la descente lente et noir la descente sous parachute).

Dans la première décennie, de nombreux vols à moyenne latitude sont disponibles pour les saisons de printemps et d'automne. La grande partie des vols polaires prennent place en hiver (de décembre à avril) mais certaines campagnes se sont déroulées au printemps et en été. Aux tropiques, 5 campagnes sont identifiables de 2003 à 2008. Notons que 17 vols en 2008 proviennent de la campagne d'Hawaï où la moyenne des temps de vol est de 4-5 jours comparée aux 5-20 heures pour un vol habituel. Ceci explique les larges valeurs observées pour la région tropicale en 2008 avec environ 7×10^5 s (soit environ 200 heures) cumulées durant la phase de plafond. Pour chaque année, sauf pour 1998, on couvre des durées de vol comprises entre 1×10^5 s (≈ 30 heures) et 3.5×10^5 s (≈ 100 heures) en considérant les montées, les plafonds et les descentes lentes. Cette distribution répartie plus ou moins uniformément suivant les régions et les années nous permettra d'étudier des conditions de vortex polaire, la circulation à moyenne latitude et les différentes phases de la QBO avec un nombre de données suffisant pour les traiter de manière statistique.

III.5. Les données du centre européen

Le Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) assimile quotidiennement une grande quantité de mesures météorologiques dans ses modèles et génère un large éventail de données (prévisions, analyses, réanalyses). Les mesures météorologiques (pression, température, humidité, composantes du vent...) proviennent de mesures satellites, de capteurs au sol et de radiosondages couvrant toute la surface du globe. Les techniques et le nombre de mesures faites varient en fonction des années. Le modèle de prévision IFS (Integrated Forecast System) est régulièrement mis à jour pour : augmenter la résolution (horizontale et verticale), modifier la méthode d'assimilation, mieux prendre en compte les phénomènes physiques... Au total plusieurs dizaines de versions ont été utilisées, la dernière en date (IFS Cycle 40r1) a été implémentée le 22 novembre 2013.

Les mesures dont nous disposons dans notre base de données couvrent des régions et des saisons variées mais sont étalées sur une période supérieure à 20 ans (de 1989 à 2011). Au cours de ces 2 dernières décennies les modèles ont beaucoup évolué et le nombre de niveaux verticaux a régulièrement augmenté, essentiellement après 2004 où Vitart (2004) étudia l'impact des perturbations stratosphériques sur les prévisions troposphériques à long terme. Par contre les données réanalysées constituent une base solide pour effectuer nos comparaisons car elles utilisent un seul modèle pour toute la période de temps disponible.

III.5.1. Les données réanalysées

Les données réanalysées sont le résultat de calculs d'un modèle récent sur une plage de temps passé. Leur but est de caractériser au mieux l'état de l'atmosphère dans le passé. Pour cela, toutes les informations disponibles peuvent être utilisées ; données opérationnelles, archives de mesures... Le centre européen ECMWF produit ses premières données réanalysées nommées ERA-15 pour la période allant de 1978 à 1994, puis il a élargi la période temporelle disponible avec le projet ERA-40 qui propose des données réanalysées de

1957 à 2002. La particularité d'ERA-40, outre sa large extension temporelle, est d'avoir réussi à mettre en commun un maximum de données provenant d'agences différentes (les principales agences sont : l'ECMWF, le National Centers for Environmental Prediction (NCEP) et le Japan Meteorological Agency), ce projet est le fruit d'une collaboration (Uppala et al., 2005). Le projet ERA-40 englobe les données ERA-15 mais certains biais sont corrigés en prenant en compte les résultats de certaines études évaluant la justesse d'ERA-15 et elles ont été répertoriées par Kallberg (1997). Les données réanalysées utilisées dans cette thèse sont celles provenant d'ERA-Interim, la version de réanalyses la plus récente disponible à l'ECMWF.

III.5.2. Les réanalyses ERA-Interim

Les données ERA-Interim s'étendent du début 1979 jusqu'à aujourd'hui (initialement débutant en 1989 ; 10 années supplémentaires ont été calculées courant 2011) et la base est mise à jour presque en temps réel. L'objectif premier était de surmonter les difficultés rencontrées lors de l'assimilation de données pour ERA-40 et le deuxième était d'améliorer plusieurs points techniques pour augmenter les performances de calcul et corriger certains biais observationnels (Berrisford et al., 2011 ; Dee et al., 2011).

Le modèle utilisé pour ERA-Interim est le modèle opérationnel IFS Cy31r2 introduit en septembre 2006 qui est défini avec une résolution de 60 niveaux sur la verticale allant jusqu'à 0.1 hPa, une représentation horizontale en harmoniques sphériques avec une troncature pour un nombre d'ondes de 255 correspondant à une résolution d'environ 79 km à l'équateur (Dee et al., 2011). Les niveaux du modèle sont la conséquence de l'échantillonnage vertical de la coordonnée de pression du modèle réalisé de manière à ce que celui-ci travaille de manière optimale. Les niveaux de pression, utilisés ici, sont des valeurs de pression qui suivent une évolution quasi-logarithmique. Les niveaux de pression sont issus de l'interpolation des champs venant des niveaux du modèle (Berrisford et al., 2011).

Les données utilisées dans cette thèse sont les données ERA-Interim (mises à disposition sur la plateforme ClimServ de l'IPSL) avec une résolution horizontale de $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ et 37 niveaux pression : 1000, 950, 925, 900, 850, 800, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10, 7, 5, 3, 2 et 1 hPa ; illustrées sur la figure 3.15. Le pas de temps entre chaque fichier est de 6 heures.

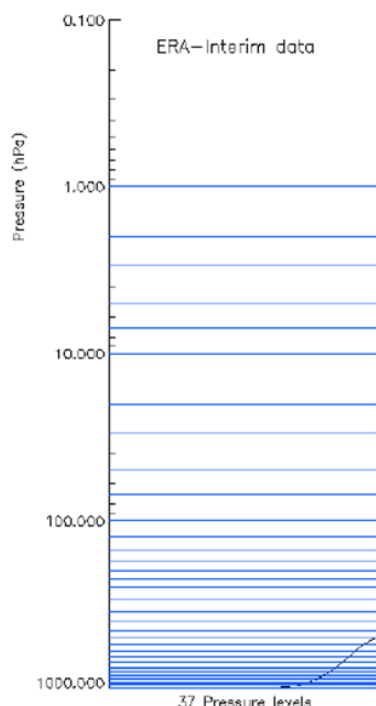


Figure 3.15. Représentation des 37 niveaux pression utilisés dans ERA-Interim

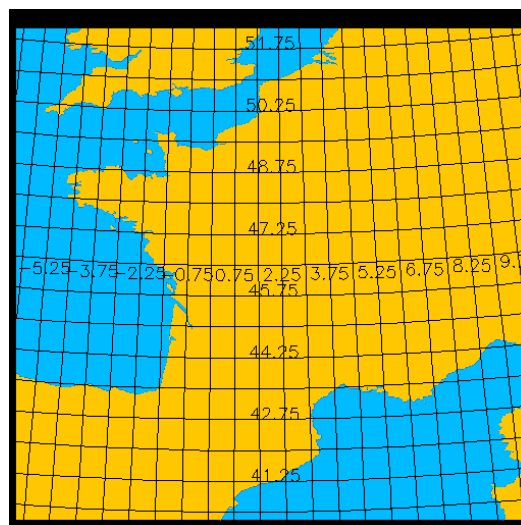


Figure 3.16. Représentation de la grille horizontale avec une résolution de $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ utilisée dans ERA-Interim

Sur 37 niveaux pression, très peu concernent la stratosphère. Seulement 11 niveaux sont situés entre 100 hPa et 1 hPa. La résolution verticale est représentée sur la figure 3.16. A la latitude d'Aire-sur-l'Adour (en France, 43.7°N) l'espacement moyen entre chaque point de grille est d'environ 60 km sur un parallèle et d'environ 83 km sur un méridien.

III.5.3. Méthode d'interpolation

Les données ERA-Interim (pression, température, vent zonal et méridien) sont interpolées pour chaque point de mesure de notre base de données. L'objectif de ces interpolations est d'évaluer le modèle ERA-Interim, donc nous recherchons les données du modèle qui coïncident avec les points de mesure. L'interpolation est faite suivant 3 étapes dont les 2 premières sont illustrées sur la figure 3.17.

La première étape consiste à interpoler linéairement les points les plus proches du point de mesure sur la verticale. La coordonnée verticale choisie est la hauteur géopotentielle H plutôt que la pression car, comme mentionné dans la section III.3.2 la précision des mesures de pression diminue avec l'altitude et devient mauvaise au-delà de 30 km d'altitude, alors que l'erreur sur la coordonnée GPS reste constante. Pour un vol BSO effectué à une latitude de 45° , l'erreur sur l'altitude géométrique est d'environ 140 m pour une hauteur géopotentielle de 30000 m, alors que l'erreur est supérieure à 300 m en utilisant la mesure de pression (en utilisant l'approximation de l'équilibre hydrostatique). La pression est donc déduite des

champs de hauteur géopotentielle issu d'ERA-Interim (en faisant l'hypothèse que l'altitude géométrique est égale à la hauteur géopotentielle); cette étape intervient en amont de l'interpolation.

La deuxième étape est l'interpolation quadratique en latitude et en longitude. Le résultat à ce stade correspond à un point interpolé pour un pas de temps donné ; ces 2 premières étapes sont donc réitérées pour des pas de temps différents. La troisième étape consiste donc en une interpolation quadratique en temps.

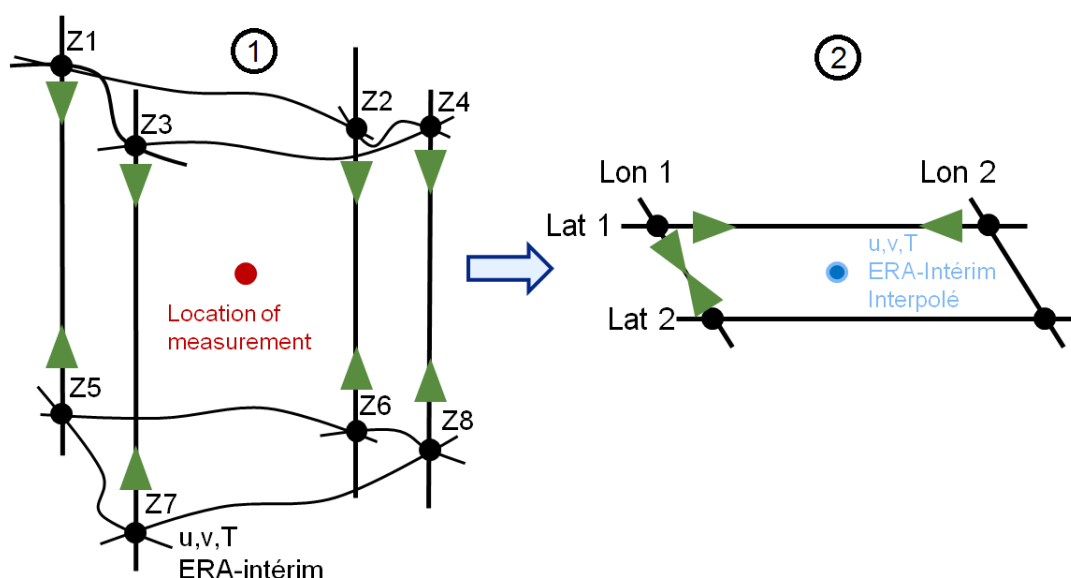


Figure 3.17. Représentation schématique des étapes successives d'interpolation en hauteur géopotentielle et d'interpolation sur la grille horizontale.

Le nombre de points pour l'interpolation verticale est de 2 car les niveaux sont relativement espacés dans la stratosphère et prendre plus de points risquerait de 'fausser' l'interpolation en considérant des couches de l'atmosphère beaucoup trop éloignées. La résolution horizontale étant de 0.75° , prendre 3 points (3 points sur la latitude et 3 points sur la longitude) est suffisant et pousse l'interpolation à travailler sur des distances pouvant atteindre 160 km à l'équateur. Enfin 3 points sont également utilisés pour le temps, les intervalles de temps utilisés étant donc de 12 heures.

Au total, 54 points de données ($2 \times 3 \times 3 \times 3$) sont utilisés pour faire l'interpolation propre à un point de mesure. Les paramètres interpolés sont la température, la pression et les composantes zonale et méridienne du vent.

La figure 3.18 montre les composantes du vent (vent zonal u à gauche et vent méridien v à droite) mesurées (en noir) et interpolées d'ERA-Interim en rouge correspondant à la phase de montée du vol du 7 août 2009 à Kiruna. L'allure générale des données ERA-Interim est relativement proche des mesures mais les structures fines (variations par rapport au vent moyen) ne sont pas représentées, principalement en raison de la faible résolution verticale du modèle.

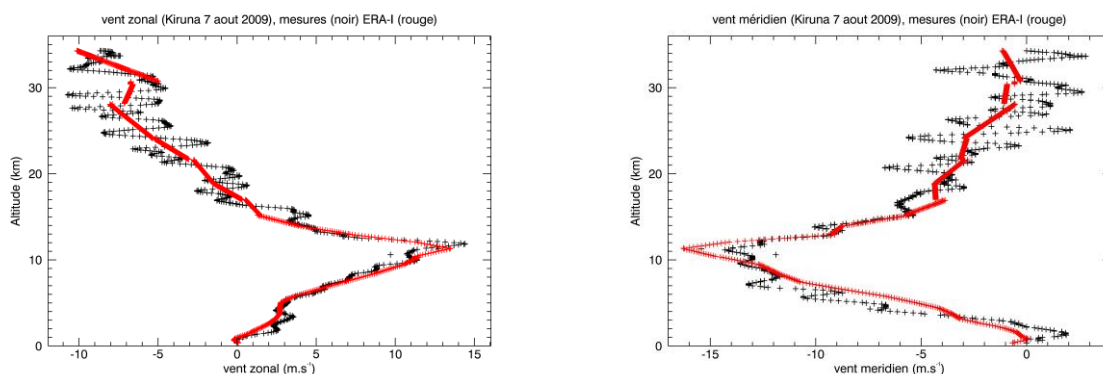


Figure 3.18. Vent zonal (à gauche) et vent méridien (à droite) mesurées grâce au ballon (en noir) et interpolées d'ERA-Interim (en rouge) correspondant à la phase de montée du vol du 7 août 2009 à Kiruna

Le faible nombre de niveaux de pression du modèle dans la stratosphère et la méthode d'interpolation linéaire sur la verticale donnent un aspect discontinu aux profils (en rouge). Les données interpolées dans la troposphère présentent des évolutions plus lisses car beaucoup plus de niveaux sont présents sur la verticale.

III.6. Pré-requis statistiques

Pour réaliser les comparaisons mesures/modèle nous utiliserons des outils statistiques appropriés au grand nombre de données à traiter. Il est donc utile ici d'introduire quelques notions simples de statistique, très utilisées dans cette étude. Les statistiques ont pour objectif d'étudier une série de données et d'en faire émerger les propriétés les plus importantes. Ces propriétés portent sur la nature et la répartition des données. Dans cette section nous faisons un rappel succinct des principales notions sur la répartition statistique de données avec les calculs de différents paramètres de diagnostic. Nous rappelons les définitions classiques sur la répartition d'une loi normale ainsi que les outils visant à tester l'adéquation d'une distribution à une loi normale.

III.6.1. Etude d'une répartition

Considérons une expérience se répétant n fois et ayant pour résultat les valeurs réelles notées $x_1, \dots, x_n$. Pour interpréter ces résultats, qui peuvent être volumineux, des outils de visualisation et la détermination de paramètres spécifiques à la répartition des données et à la forme de sa fonction de distribution sont nécessaires. Cette section explique l'utilisation de l'histogramme qui est un outil très répandu pour visualiser une répartition et introduit les moments d'ordre supérieur qui sont des paramètres largement utilisés en statistique.

Dans le cas d'une variable continue x , les valeurs sont réelles et n'ont, en théorie, subi aucun tri ou classement. Le principe de l'histogramme est de réaliser un comptage pour différentes classes, c'est-à-dire de compter le nombre de données disponible dans un intervalle et cela pour plusieurs intervalles. La première étape est la création de classes de largeur identiques (il est tout à fait possible de créer un histogramme avec des classes de largeur différentes). Le nombre et la largeur des classes vont dépendre des données elles-mêmes. L'histogramme étant principalement un outil de visualisation, il est habituel de faire plusieurs tests pour trouver la largeur la plus adéquate. Cependant il est conseillé de ne pas dépasser le nombre de classes k :

$$k = \sqrt{n} \quad (3.8)$$

La largeur de classe (ou amplitude) l peut se définir comme étant le rapport entre la plus grande amplitude possible ($x_{\text{maximum}} - x_{\text{minimum}}$) et k :

$$l = \frac{x_{\text{maximum}} - x_{\text{minimum}}}{k} \quad (3.9)$$

Cette largeur l peut être augmentée. En effet, en fonction des données utilisées, l doit impérativement être supérieur à la précision et aux incertitudes liées aux données. De plus, il peut être intéressant d'augmenter l pour faire apparaître visuellement certaines structures.

L'étape suivante est de compter le nombre d'occurrences pour chaque classe. Nous obtenons en fin de compte un tableau contenant le nombre d'éléments associé à chaque intervalle. L'histogramme est la représentation de ce tableau. La figure 3.19 montre un exemple d'histogramme de différence du vent zonal entre ERA-Interim et les mesures faites à Aire-sur-l'Adour entre 1999 et 2007 pour les mois d'avril, mai et juin entre 20 et 30 km d'altitude pour 4 largeurs de classes (0.1 m s^{-1} , 0.2 m s^{-1} , 0.5 m s^{-1} et 1 m s^{-1}):

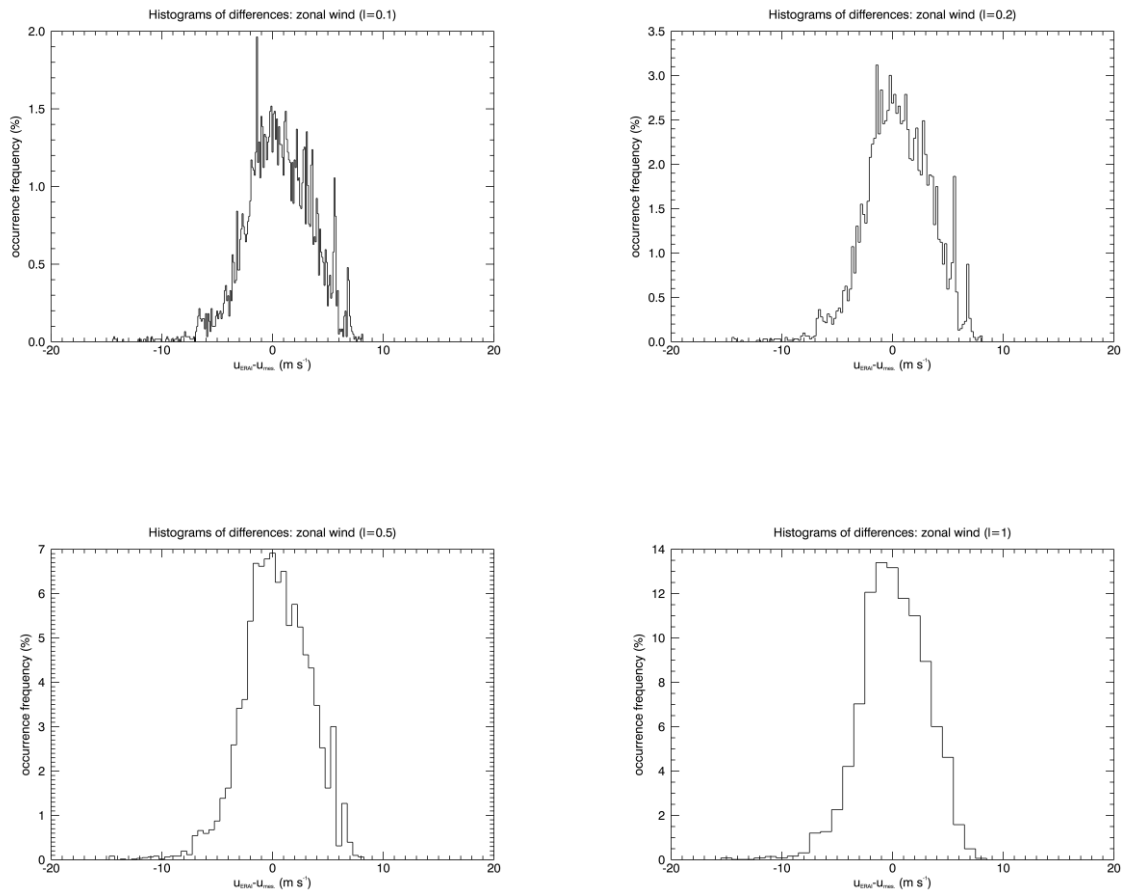


Figure 3.19. Histogramme des différences du vent zonal entre les données ERA-Interim et les mesures des vols d'Aire-sur-l'Adour entre 1999 et 2007 pour les mois d'avril, mai et juin entre 20 et 30 km d'altitude pour des largeurs de classe de 0.1 m s^{-1} , 0.2 m s^{-1} , 0.5 m s^{-1} et 1 m s^{-1} .

Dans cet exemple, nous calculons la différence entre ERA-Interim et le vent zonal mesuré par ballon pour chaque point de mesure de 18 vols. Au total, 6061 points sont présents. La précision sur la vitesse étant d'environ 0.05 m s^{-1} , on peut considérer que de prendre une largeur de classe plus petite n'a pas de sens. Le nombre de classes conseillé est au maximum de 77 (d'après l'équation 3.8) et les valeurs s'étendent de -15 m s^{-1} à 10 m s^{-1} donc la largeur de classe idéale est d'environ 0.45 m s^{-1} (d'après l'équation 3.9). Les histogrammes avec une grande résolution (de faible largeur de classe : 0.1 et 0.2 m s^{-1}) sont difficilement interprétables car le grand nombre de barres ne permet pas l'observation de tendances. Si la largeur de classe est trop grande, comme pour celui de 1 m s^{-1} , le risque de perdre certaines informations augmente ; la largeur de 0.5 m s^{-1} semble la mieux adaptée et sera utilisée pour tous les histogrammes des différences. Les occurrences ne sont pas représentées en nombre mais en pourcentage du nombre total de points.

Le mode (pic principal, représentant la valeur la plus fréquente) de cet histogramme est situé à 0 m s⁻¹ (avec la largeur de classe de 0.5 m s⁻¹) mais certains paramètres comme la moyenne ou l'asymétrie permettent de caractériser plus précisément la distribution.

Le moment d'ordre 1, l'espérance mathématique (premier paramètre de position) d'une loi de probabilité et correspondant à la moyenne d'une série de données, est le paramètre le plus important :

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad (3.10)$$

Remarquons que le calcul se fait sur la série de données x directement et non sur les données triées dans l'histogramme. A partir de l'histogramme, il est possible d'obtenir l'espérance mathématique en moyennant les classes pondérées par le nombre d'occurrences. En reprenant l'exemple de la figure 3.1, on calcule une moyenne de 0.348 m s⁻¹. Physiquement, cette moyenne correspond au biais du vent zonal d'ERA-Interim dans les conditions considérées précédemment.

Les paramètres de dispersion les plus utilisés en statistique sont la variance :

$$v_x = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \quad (3.11)$$

et l'écart type (racine carré de la variance):

$$s_x = \sqrt{v_x} \quad (3.12)$$

La variance (moment d'ordre 2) tend à caractériser la dispersion de la distribution en calculant la moyenne au carré des écarts par rapport à l'espérance mathématique. Elle est donc proportionnelle à la largeur de l'histogramme. L'écart type est plus souvent utilisé car il a la même dimension que la variable considéré. Avec l'exemple de la figure 3.19, le calcul de l'écart type donne 2.98 m s⁻¹.

Intéressons-nous aux paramètres de forme de la distribution statistique. Le coefficient d'asymétrie (skewness), moment d'ordre 3, en défini par :

$$\alpha_x = \frac{1}{n s_x^3} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3 \quad (3.13)$$

Ce coefficient vise à mesurer l'asymétrie de la distribution d'une variable aléatoire. Il est sans dimension et on montre facilement que le résultat est zéro pour une distribution symétrique. Le résultat peut être soit négatif soit positif.

Comme schématisé sur la figure 3.20, le coefficient d'asymétrie est positif lorsque la distribution est décalée vers la gauche de la médiane et qu'une queue s'étend vers la droite. Inversement, il est négatif lorsque la distribution est décalée à droite de la médiane et qu'une queue s'étale vers la gauche.

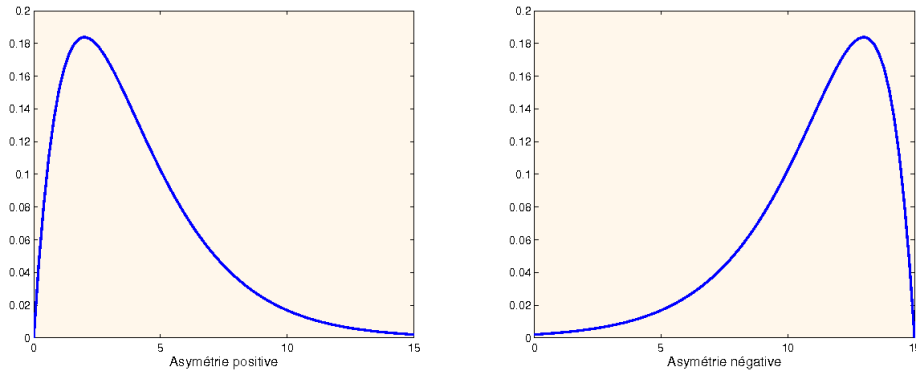


Figure 3.20. 2 exemples de distributions avec une asymétrie positive à gauche et une asymétrie négative à droite. (Dalalyan 2011).

Le coefficient d'asymétrie de la distribution présentée sur la figure 3.19 est de -0.36. Ce résultat semble cohérent avec l'apparence globale de la distribution, où une queue se prolonge vers la gauche.

Le deuxième paramètre de forme est le coefficient d'aplatissement (kurtosis), moment d'ordre 4. Il caractérise le degré d'aplatissement d'une distribution, il est sans dimension et indique une distribution de plus en plus pointue à mesure que le résultat est grand :

$$\beta_x = -3 + \frac{1}{ns_x^4} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^4 \quad (3.14)$$

On utilise ici le kurtosis normalisé en soustrayant 3 au résultat. En effet le coefficient d'aplatissement est égal à 3 pour une distribution parfaitement normale. La figure 3.21 présente plusieurs formes de distributions ainsi que le kurtosis associé pour chacune.

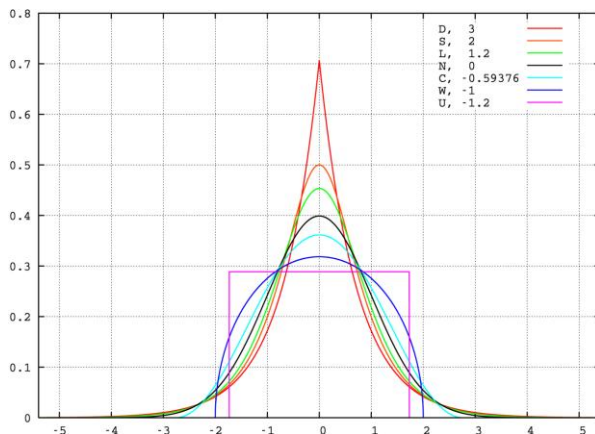


Figure 3.21. Exemples de distributions avec le coefficient d'aplatissement normalisé associé.

La valeur du kurtosis normalisé pour la distribution normale est de 0. Les valeurs positives du kurtosis indiquent donc une distribution pointue et les valeurs négatives une distribution plutôt plate. Le coefficient d'aplatissement de la distribution présentée sur la

figure 3.19 est de 0.74, ce qui montre que la distribution est de forme un peu plus pointue qu'une loi normale.

III.6.2. Normalité d'une distribution

A la suite d'une expérimentation il est commun de comparer l'échantillon statistique recueilli à une loi de probabilité connue. Les tests de compatibilité à la loi normale sont les plus fréquents et les plus nombreux comme par exemple : la droite de Henry, le test de Kolmogorov-Smirnov ou bien le test d'adéquation du χ^2 .

III.6.2.1. La loi normale

La loi normale $N(\mu, \sigma)$ est la loi dont la densité de probabilité s'exprime en fonction de son espérance μ et de son écart type σ sous la forme :

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{x-\mu}{\sigma}\right)^2} \quad (3.15)$$

La loi normale centrée réduite notée $N(0, 1)$ a une espérance mathématique de 0 et admet 1 comme écart type. Cette fonction est représentée sur la figure 3.22 (communément appelée courbe de Gauss).

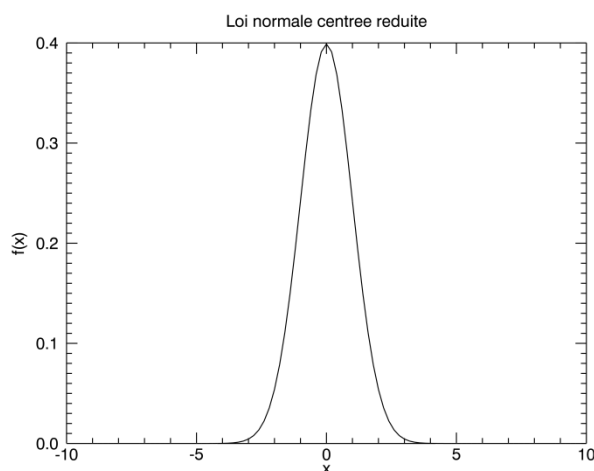


Figure 3.22. Loi normale centrée réduite.

Le théorème de la limite centrale indique que la distribution empirique d'une variable aléatoire (gaussienne) tend vers une loi normale quand le nombre de données tend vers l'infini. C'est un fait que l'on retrouve dans la grande majorité des expériences scientifiques. Le « tirage » de mesures identiques se répartit suivant une forme gaussienne. De ce fait comparer une distribution empirique à la loi normale constitue un bon moyen pour évaluer la qualité des résultats car nous ne disposons que d'une réalisation particulière de la distribution. Si dans une expérience les mesures sont distribuées de façon non gaussienne, alors plusieurs modes apparaîtront dans les résultats et la distribution s'éloignera de la normale.

III.6.2.2. Le test d'adéquation du χ^2

Ce test consiste à répondre si oui ou non une variable x suit une loi normale. L'objectif est de tester l'hypothèse selon laquelle les éléments x_i de la variable x suivent les probabilités y_i d'une loi normale.

La première étape est de créer la loi normale centrée sur l'espérance de la variable x et réduite par son écart type. Les valeurs sont ensuite rangées dans un histogramme avec la même largeur de classe que celles utilisées pour la variable x . La figure 3.23 montre un exemple d'histogramme avec la loi normale centrée réduite associée.

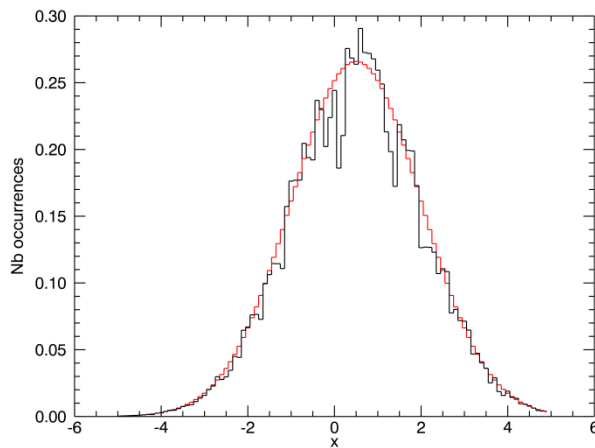


Figure 3.23. Exemple de répartition (noir) avec la loi normale centrée réduite associée (rouge).

A ce stade, les variables x et y (loi à laquelle on veut comparer x) sont rangées dans des classes communes. Avant de procéder au test, nous regroupons, dans les queues de chaque côté de la distribution, les classes contenant trop peu d'éléments de manière à avoir des classes contenant plus de 5 occurrences.

On définit la distance du χ^2 entre les 2 distributions par:

$$D = \sum_i^n \frac{(x_i - y_i)^2}{y_i} \quad (3.16)$$

L'hypothèse est rejetée si la valeur D est plus grande que la valeur théorique de la loi du χ^2 d'ordre $1-\alpha$ avec m degrés de libertés. Dans cette étude nous utiliserons $\alpha=0.05$ (5%), le nombre de degrés de liberté m est égal à $n-1$ moins 1 pour avoir fixé l'espérance et moins 1 pour avoir fixé l'écart type ; donc $m=n-3$. La réponse à ce test correspond à une confiance à 95%.

La valeur théorique du χ^2 peut se lire dans une table ou bien en utilisant la densité de probabilité de la loi du χ^2 .

III.6.2.3. Le coefficient de régression R^2

La distance entre les 2 distributions présentées sur la figure 3.23 peut également être calculée en utilisant le coefficient de régression R^2 :

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_i^n (x_i - y_i)^2}{\sum_i^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (3.17)$$

Plus cette valeur sera proche de 1 et plus les distributions seront proches. Ce paramètre pourra compléter les résultats du χ^2 .

III.7. Logiciel et interface homme machine développé : ESTIBAL

La base de données ainsi que les interpolations ERA-Interim sont traitées à partir d'une suite de routines et de programmes écrits dans le langage IDL (Interactive Data Language). Ayant pour objectif de manipuler les différents jeux de données et d'offrir des outils de visualisation et des outils statistiques adaptés, nous avons développé une interface graphique qui apporte un accès simplifié et complet à tous ces éléments. L'intérêt majeur de cette interface est de fournir des outils complets et en lien avec cette étude, de manière accessibles. Le deuxième intérêt réside dans le gain de temps offert par le logiciel. L'interface graphique et interactive permet très rapidement d'effectuer différentes tâches et des traitements graphiques sophistiqués.

Ce logiciel nommé ESTIBAL (Outil de tracE de trajectoireS et calculs statisTIques dédié aux vols **BAL**lon) a été très largement utilisé durant ces travaux de thèse. De nombreux graphiques et résultats statistiques sont issus de cet outil, conçu en parallèle des activités de recherche.

Ce chapitre est consacré à la présentation des différentes fonctionnalités offertes par ESTIBAL : traitement des données, visualisation des différents profils, outils statistiques et différentes méthodes de sauvegarde. Un intérêt supplémentaire de cet outil est la méthode et les possibilités de sélection des données. Cet élément est abordé avant de détailler les fonctionnalités par la suite.

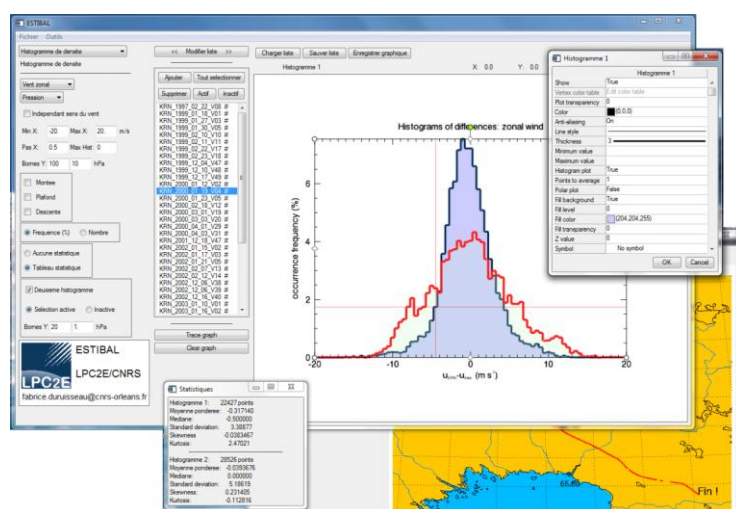


Figure 3.24. Capture d'écran du logiciel ESTIBAL

III.7.1. Gestion des données

III.7.1.1. Méthode de sélection

Pour les différents traitements et outils disponibles, il est primordial de pouvoir sélectionner les données pertinentes avec lesquelles on souhaite travailler. Le logiciel étant conçu pour traiter les trajectoires de vol, le premier critère doit porter sur la sélection des vols eux-mêmes.

La méthode adoptée est l'utilisation d'une liste dynamique dans laquelle figurent les lieux et dates des vols (voir capture d'écran sur la figure 3.25). La sélection des vols peut se faire de deux façons, soit en ajoutant des vols manuellement avec la commande « Ajouter », soit en utilisant la commande « Modifier liste ». Cette dernière propose un moteur de recherche capable d'importer les vols respectant les critères demandés qui sont le lieu, l'année, le mois, le jour ou le numéro de vol. Bien entendu, chaque critère peut être multiple. Par exemple, il est possible de rechercher et importer le nombre de vols disponibles pour l'année 2005, pour les mois de juin, juillet et août sur plusieurs lieux de campagnes.

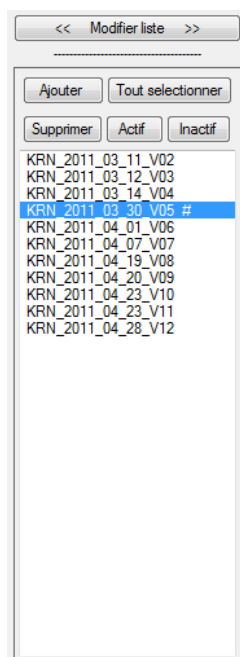


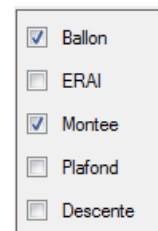
Figure 3.25. Capture d'écran de la liste de vol utilisée dans le logiciel ESTIBAL.

Cette liste est dynamique et interactive. Il est possible, à tout moment, de l'allonger ou de supprimer des éléments en les sélectionnant directement. La plupart des commandes concernant la liste apparaissent également en faisant un « clic droit » sur un élément. Une fois la liste complète, il est possible de rendre actif ou inactif les vols de notre choix. Le dièse placé sur la ligne du nom de vol (voir figure 3.25 pour exemple avec le vol KRN_2001_03_30_V05) spécifie que ce vol a le statut actif. Ce statut sera utilisé dans les différents traitements pour savoir si le vol doit être pris en compte ou non.

Les listes, une fois créées, peuvent être enregistrées (sous forme d'un fichier texte) et rechargées ultérieurement.

Il faut également définir si on souhaite travailler avec les mesures ballon ou avec les interpolations ERA-Interim ou bien avec les deux. Les différentes phases de vols étant connues avec précision, elles peuvent être traitées de manière indépendante. Ces différents critères sont sélectionnables de façon simple dans une boîte de dialogue située à côté de la liste.

Figure 3.26. Capture d'écran de la boîte de sélection des données.



Ces différents processus de sélection concernent la provenance, le lieu et la date des données à traiter mais ne renseignent pas sur leur nature. En effet, ce choix (tel que le choix de travailler avec la vitesse du vent, la température...) dépendra spécifiquement du type de traitement ou de l'outil choisi. Il sera également possible de spécifier la coordonnée verticale (altitude ou pression) et la gamme d'intérêt.

III.7.1.2. Suivi des métadonnées

Pour chaque profil de vol présent dans la liste, des informations annexes (les métadonnées) sont gardées en mémoire. Au chargement du profil dans la liste, toutes les métadonnées présentes dans l'entête du fichier AMES d'origine sont reprises et un premier commentaire sur la méthode de calcul des vitesses est ajouté. Toute modification ou traitement de données sera spécifiée dans ces commentaires ; on les retrouve dans la « Boite info » (voir figure 3.27), que l'on peut ouvrir avec la commande « Info » en faisant un « clic droit » sur le nom d'un vol dans la liste. La boîte « info » affiche les différentes métadonnées relatives au vol et un menu propose de visualiser soit le profil du vol (altitude en fonction du temps), soit la trajectoire du vol.

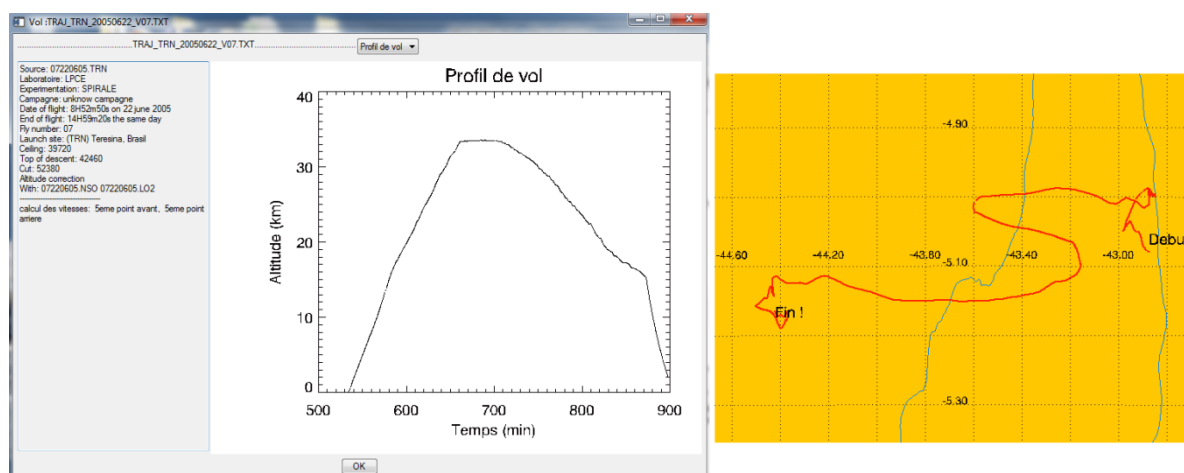


Figure 3.27. Capture d'écran de la « Boite info » à gauche et de la trajectoire de vol associée à droite.

III.7.2. Traitement et outils

Cette section présente les différentes options disponibles sous ESTIBAL. La plupart des outils sont développés pour le vent zonal et le vent méridien. La méthode de calcul par défaut est une différence centrée avec un intervalle de 10 pas de temps, ce paramètre est modifiable dans le menu « option » situé dans la barre des menus. Il est à noter que, pour être prise en compte, cette modification doit être faite avant l'import des différents vols dans la liste.

III.7.2.1. Outils de traitement des données

Avant de tracer différents graphiques ou d'utiliser des outils statistiques, un outil de traitement permet de s'assurer de la qualité des données. Le menu 'Lissage et traitement' offre une suite d'outils destinée à repérer et traiter les valeurs aberrantes pour un ou plusieurs vols simultanément.

Un outil de tracé permet de visualiser un profil et de 'marquer' précisément les points à traiter spécifiquement sur le graphique (voir capture d'écran sur la figure 3.28). L'utilisation de la souris est nécessaire car la 'molette' ou 'scroll wheel' commande le zoom sur le graphique. Les données marquées peuvent être traitées de plusieurs manières ; elles sont soit supprimées, soit elles subissent un lissage (simple ou gaussien).

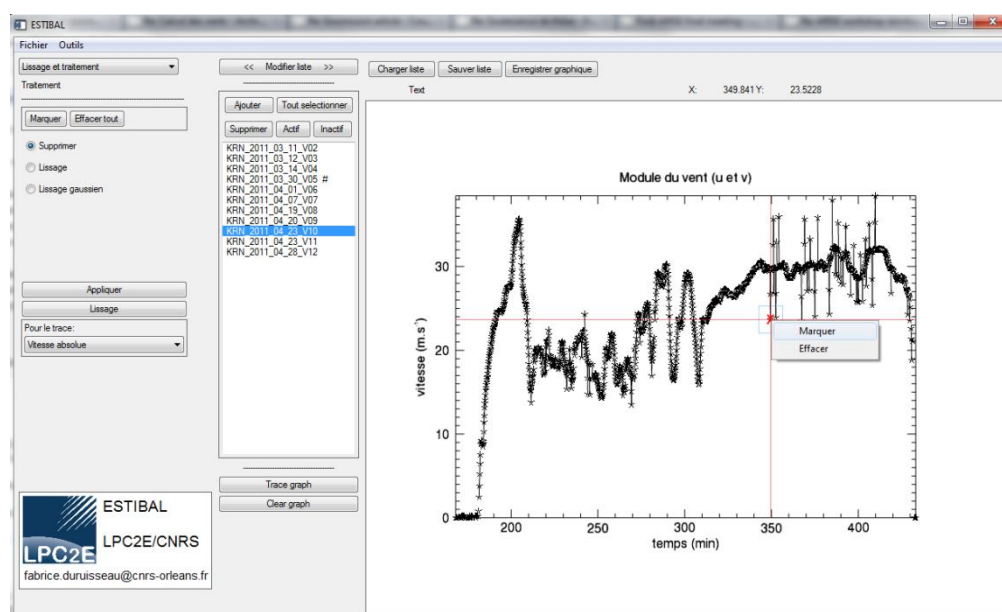


Figure 3.28. Capture d'écran du logiciel ESTIBAL sous la rubrique 'Lissage et traitement'.

Ce travail de traitement pour chaque vol individuel peut être long et fastidieux. Il est également possible d'appliquer un lissage sur un ou plusieurs profils en une seule étape (voir capture écran sur la figure 3.29). Ce lissage se fait en utilisant une fenêtre glissante dont la largeur (en nombre de points) doit être spécifiée pour les 3 coordonnées de l'espace (latitude, longitude et altitude). Le lissage est soit uniforme, soit gaussien (dans ce dernier cas les paramètres à mentionner seront les écarts types).

Les modifications apportées ne sont pas appliquées aux fichiers de départ mais seulement gardées en mémoire. La commande « Réinitialiser » récupère les profils sélectionnés tels qu'ils étaient au chargement. L'historique de chaque modification faite sur un profil (u ou v) d'un vol particulier est disponible avec la commande « Info », visible en faisant un « clic droit » dans la liste.

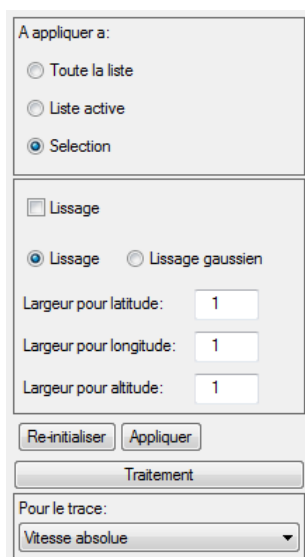


Figure 3.29. Capture d'écran de la boîte d'outil de lissage.

III.7.2.2. Tracé de profil et interaction graphique

Le tracé du profil, sous le menu « Tracé simple », est un outil permettant de représenter sous forme graphique les données déduites des vols ballons telles que l'altitude, le vent zonal (u), le vent méridien (v) ou la vitesse verticale du ballon (V_z). Les différentes variables à prendre en compte sont celles qui figurent dans la liste comme étant activés (pour les différents vols sélectionnés).

Les courbes des profils des variables sélectionnées se font en fonction du temps pour l'altitude et la pression, soit en fonction de la pression pour les composantes u , v et pour V_z . Les bornes du tracé (bornes en abscisses et en ordonnées) sont gérées de manière automatique par défaut. Toutefois il est possible de modifier manuellement ces bornes. La figure 3.30 montre une capture d'écran du logiciel ESTIBAL sous le menu « Tracé simple » avec un exemple de tracé du vent zonal déduit de la montée du vol du 30 mars 2011 à Kiruna.

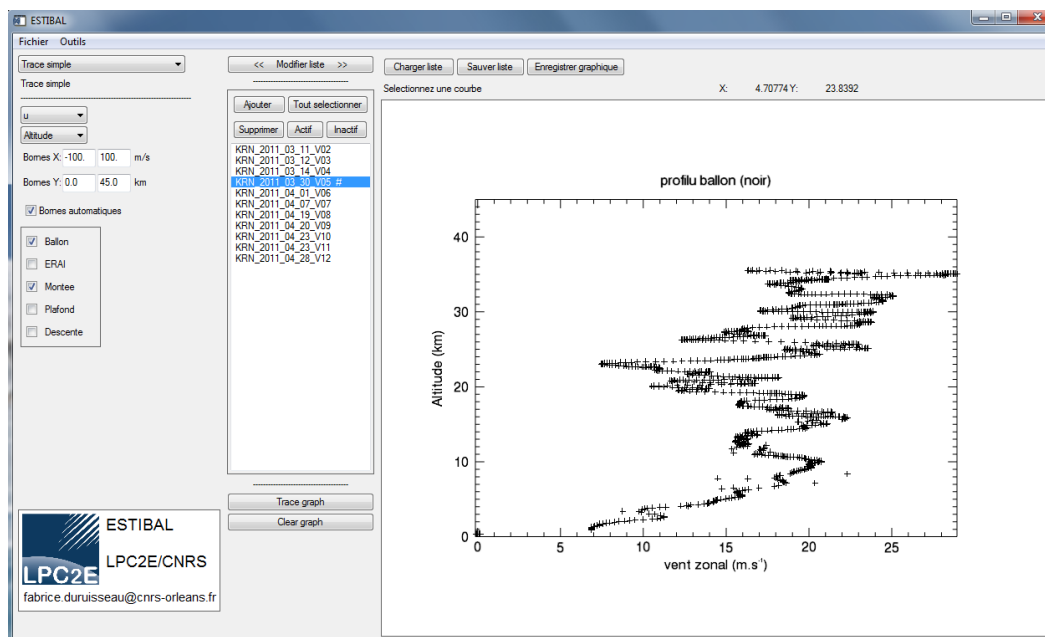


Figure 3.30. Capture d'écran du logiciel ESTIBAL sous la rubrique « Tracé simple ». On peut observer un exemple de profil de vent zonal durant la montée du vol du 30 mars 2011 à Kiruna.

L'exemple montre un profil de vent car un seul vol a le statut 'actif' dans la liste. Si plusieurs vols sont tracés, le graphique adaptera les bornes en fonction des valeurs maximales et minimales. Par défaut, les mesures ballon sont représentées en noir avec des croix pour chaque point, et en rouge pour les interpolations ERA-Interim.

Les commandes « Trace graph » et « Clear graph » permettent respectivement de tracer et d'effacer le graphique. La commande « Enregistrer graphique » ouvre une boîte de dialogue demandant le chemin, le nom et le type de l'extension de l'image à sauvegarder. Plusieurs formats de fichiers sont disponibles : PNG, JPEG, Windows bitmap, PostScript, PDF...

La zone graphique est entièrement interactive et offre de nombreuses possibilités. La position relative de la souris avec les courbes est repérée et reportée au-dessus de la zone graphique (les coordonnées sont affichées dans les mêmes unités que celles de l'abscisse et de l'ordonnée). Les métadonnées relatives à chaque courbe (nom du vol, types de données...) sont stockées et en lien direct avec le graphique lui-même. Un clic simple sur une courbe entraîne la sélection (mis en surbrillance) du vol dans la liste et le nom du fichier d'origine est reporté au-dessus de la zone graphique à gauche. Un « clic droit » sur une courbe ouvrira un menu déroulant proposant plusieurs choix : ouvrir la boîte « info » relative au vol, changer le statut (actif/inactif), traiter les données du vol avec l'outil « Traitement et lissage » et le supprimer de la liste. Un « double clic » sur une courbe ouvrira une nouvelle fenêtre proposant de modifier toutes les caractéristiques relatives à la courbe concernée (style de tracé, épaisseur du tracé, couleur, effet de transparence...). Les axes et les titres sont également éditables directement sur le graphique.

Les interactions avec le graphique sont également présentes dans les autres outils disponibles. Seules les représentations graphiques affichées dans la « Boite info » sont figées et non modifiables.

III.7.3. Outils statistiques

La rubrique « Histogramme de densité » est utilisée pour construire et tracer des histogrammes des différences entre les interpolations ERA-Interim et les mesures ballon (voir capture d'écran sur la figure 3.31). Les grandeurs proposées pour l'analyse sont la température, le vent zonal ou le vent méridien. La sélection des données suit le même protocole que celui décrit ci-dessus. L'histogramme sera construit en prenant en compte uniquement les vols étant marqués comme actifs dans la liste. Un deuxième histogramme peut être tracé en fonction d'une gamme d'altitude ou de pression différente ou bien en prenant en compte les vols inactifs.

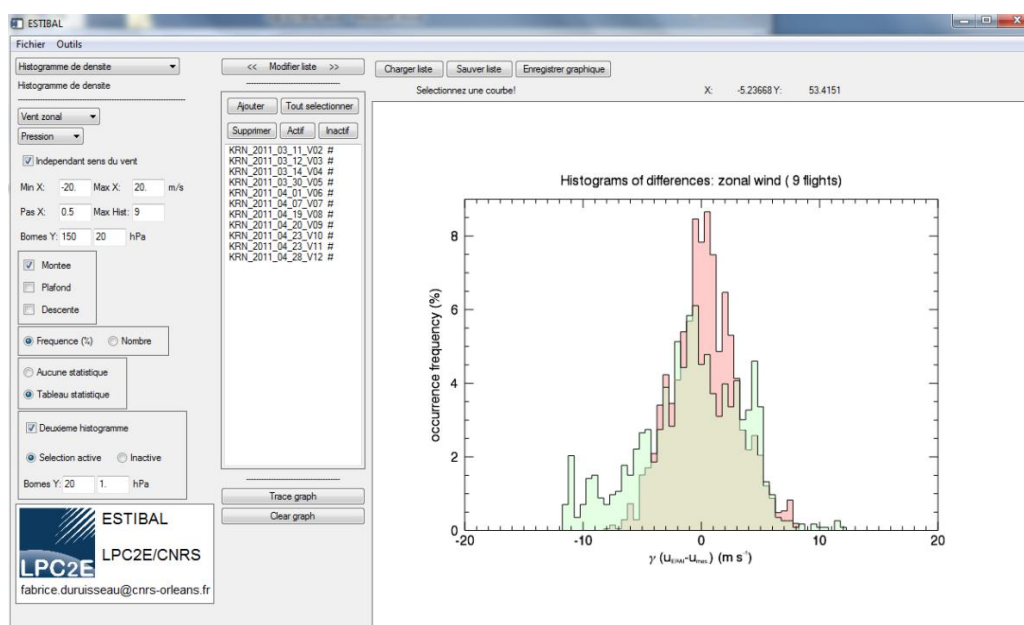


Figure 3.31. Capture d'écran du logiciel ESTIBAL sous la rubrique « Histogramme de densité ».

Tous les paramètres relatifs à l'histogramme sont définissables : valeurs minimale et maximale, largeur des classes (les paramètres par défaut sont ceux utilisés dans la thèse). Même si le tracé des histogrammes est le plus souvent fait en utilisant la fréquence d'occurrence (par classe), on propose également de les tracer en utilisant le nombre d'occurrences. Différents paramètres tels que la valeur maximale, la valeur minimale ainsi que la largeur des classes sont modifiables.

Comme précisé précédemment, la zone graphique est entièrement interactive et toutes les étiquettes (titre principal, titre des axes) et le graphique lui-même sont éditables. Pour les histogrammes, le remplissage par des couleurs différentes et l'application d'effets de transparence sont des outils permettant de différencier visuellement les 2 histogrammes.

Les paramètres statistiques relatifs à chaque histogramme sont calculés et disponible dans la boîte de résultat statistiques (voir figure 3.32). Les résultats présentés sont :

- ➔ le nombre de points de mesure utilisés pour l'histogramme
- ➔ la moyenne pondérée correspondant au biais (somme de chaque classe multiplié par sa fréquence d'occurrence)
- ➔ la médiane de la distribution
- ➔ l'écart type de la distribution (standard deviation)
- ➔ le coefficient d'asymétrie (skewness)
- ➔ le coefficient d'aplatissement (kurtosis)

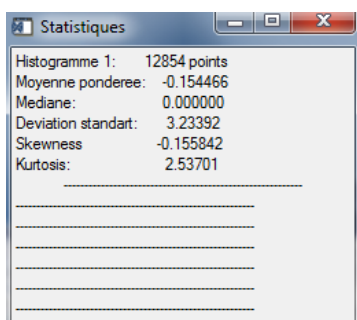


Figure 3.32. Boîte de résultats statistiques.

III.7.4. Sauvegardes

Une rubrique intitulée « Générer un fichier ASCII » fournit un utilitaire capable reprendre toutes les données chargées et de les modifier en mémoire (les différents profils d'origine, mesures ballon et ERA-Interim, avec ou sans traitement). Pour chaque vol sélectionné dans la liste, il est possible de créer un nouveau fichier contenant les données choisies. Ces données sont, en fonction du temps, les coordonnées de localisation du ballon (latitude, longitude), la pression, l'altitude, la température, la direction de la trajectoire (cap), le module de la vitesse, la composante zonale et méridienne, pour les mesures ballon ou pour ERA-Interim ou pour les deux (voir figure 3.33).

La sauvegarde se fait au format texte, un commentaire peut être ajouté dans l'entête du fichier. Le format AMES peut également être choisi, les différentes spécificités relatives à ce format sont automatiquement adaptées. La zone de graphique, sous cette rubrique, est transformée en une zone de texte affichant l'aperçu du fichier. Tout l'historique en lien avec les données (méthode de calcul des vitesses, traitement et lissage s'il y a lieu) est automatiquement ajouté aux commentaires. La commande « Générer fichier » ouvre une boîte de dialogue demandant l'emplacement et le nom du fichier à créer.

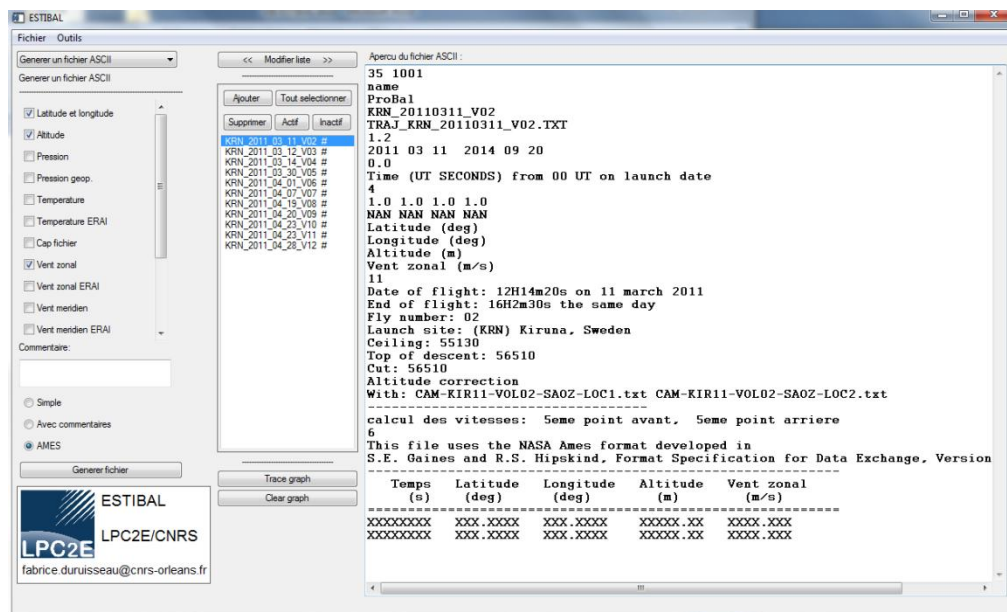


Figure 3.33. Capture d'écran du logiciel ESTIBAL sous la rubrique « Générer un fichier ASCII ».

III.8. Conclusion

Nous avons présenté les différents types de ballons qui sont intéressants pour cette étude des vents stratosphérique ainsi que leurs spécificités techniques. Les mesures déduites des données trajectographiques enregistrées à bord des ballons (et transmises au sol), qui sont les éléments utiles de notre base de données, ont été détaillées. Elles couvrent des lieux variés comme la région polaire arctique, les moyennes latitudes et les tropiques à des saisons différentes pour chaque zone. Notons cependant que la base de données concerne principalement l'hémisphère nord, en raison de la localisation des sites de lancements. Les différentes phases de vol, dont la connaissance est essentielle pour l'étude géophysique qui sera présentée plus loin, ont été caractérisées et identifiées.

Les données issues des réanalyses ERA-Interim ont été interpolées pour chaque point de mesure de chaque vol ballon (les données interpolées sont la température, la pression, le vent zonal et le vent méridien).

Pour la base de données ballon et les réanalyses ERA-Interim, un grand soin a été porté à la conservation des informations primaires. C'est-à-dire qu'on a choisi de conserver les mesures ballon brutes plutôt que les grandeurs météorologiques (comme les composantes du vent). Nous préférons donc conserver les données au niveau 2 (le niveau 1 correspondant aux données brutes) plutôt que de les convertir au niveau 3 (mise en forme des données, ce qui correspondrait dans notre cas au calcul des composantes des vitesses de vent). La méthode d'interpolation suit la même philosophie en privilégiant une extraction des données qui minimise la perte d'information initiale.

Différents outils statistiques ont été présentés ; ils seront utilisés dans les chapitres qui suivent qui sont consacrés à l'évaluation des biais dans les champs de vent ERA-Interim. Le chapitre IV vise à valider la base de données et met en place une méthode comparative entre les données ERA-Interim et les mesures de vent. Le chapitre V est dédié à la détermination des biais pour des régions et des saisons différentes.

Chapitre IV

Validation de la base de données de vent et méthodologie d'analyse des biais mesures/modèle

IV.1. Introduction

Nous disposons d'un grand nombre de données et donc calculer directement les écarts entre les données modèle et les mesures mènera à une grande quantité de résultats difficilement interprétables. C'est pourquoi il nous faut adopter une méthode d'analyse capable de synthétiser ces informations. Il est également nécessaire de valider notre méthode, et pour cela nous comparons les résultats obtenus à ceux de l'étude effectuée précédemment par Hertzog et al. (2004), notée H2004 par la suite.

IV.2. Méthodologie d'analyse des écarts mesures modèle.

L'étude H2004 était basée sur les données de vent déduites de six vols de ballons pressurisés qui se sont déroulés au cours de l'hiver 2002. Les caractéristiques géophysiques de ces vols sont des conditions de vortex polaire dans une gamme de pression d'environ [85.1; 82.8] hPa pour les ballons de 8.5 m de diamètre et de [64.7; 58.6] hPa pour les ballons de 10 m de diamètre soit entre 16.4 km et 18.6 km d'altitude. Les auteurs de H2004 ont évalué la capacité du modèle de prévision du centre européen ECMWF à représenter la distribution des composantes du vent zonal et méridien. Ainsi en établissant les histogrammes des différences entre les données de vent déduites des vols ballon et les données issues des analyses du modèle ECMWF, ils ont caractérisé les écarts mesure/modèle sur les deux composantes du vent : zonal et méridien. Leurs résultats montraient des biais très faibles pour chaque composante du vent (-0.1 m s^{-1} pour le vent zonal et 0.1 m s^{-1} pour le vent méridien) avec cependant des écarts types qu'ils jugeaient élevés (2.3 m s^{-1} et 2.2 m s^{-1} respectivement) mais qui sont relativement faibles par rapport au vent (au sein du vortex polaire le vent zonal peut dépasser 40 m s^{-1} dans cette gamme de pression). Les facteurs de forme montraient en revanche que les distributions des histogrammes obtenues étaient assez proches de distributions normales, le coefficient d'asymétrie était de 0.1 et de 0.0 pour le vent zonal et le vent méridien respectivement et le coefficient d'aplatissement (normalisé) était de 0.0 et 0.1 respectivement.

Pour mener ce même type d'étude avec les mesures BSO et pouvoir effectuer une comparaison robuste, il s'agit de se placer dans des conditions géophysiques voisines et d'utiliser une gamme d'altitude avec un nombre suffisant de données. Il est à noter que H2004 utilisaient pour faire les comparaisons les analyses du centre européen avec une résolution $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ sur l'horizontale alors que nous utilisons les réanalyses ERA-Interim avec une résolution légèrement plus faible de $0.75^\circ \times 0.75^\circ$. La méthodologie mise en œuvre pour effectuer une analyse comparable sur la base de nos données BSO est présentée ci-dessous.

Les différentes étapes de sélection des données pour la comparaison la plus robuste possible prennent en compte :

- le nombre de données considérées
- les conditions géophysiques
- la gamme d'altitude considérée (gamme de pression)
- le type de distribution obtenu

Dans cette étude nous nous concentrons sur les calculs de biais. Les écarts mesure/données modèle sont calculés pour chaque point mesure (différence entre les réanalyses ERA-Interim et mesures déduites des trajectoires ballon). Le biais est défini comme étant la moyenne de ces écarts mesures/données modèle.

IV.2.1. Comparaison directe

Les mesures de H2004 ont été réalisées de janvier à début mars 2002 dans le vortex polaire en combinant deux gammes de pression [85.1 ; 82.8] hPa et [64.7 ; 58.6] hPa. Durant cette période cinq vols BSO ont eu lieu depuis la base de Kiruna. Ainsi 248 points de données sont disponibles dans cette gamme d'altitude pour cette période durant la phase de montée.

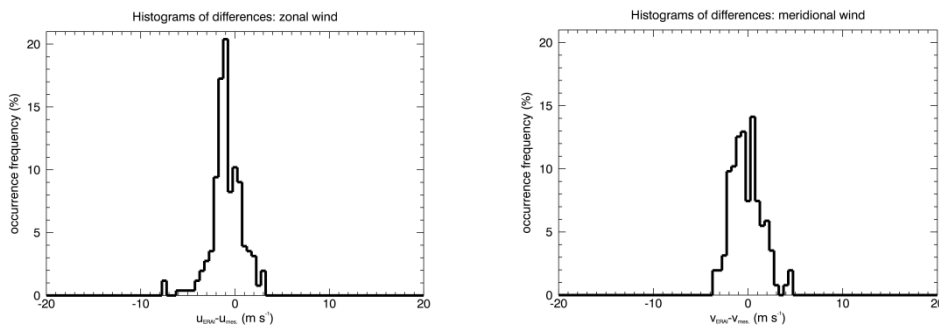


Figure 4.1. Histogrammes des différences du vent zonal (gauche) et méridien (droite) entre ERA-Interim et les 5 vols BSO de janvier à mars 2002 à Kiruna entre 85.1 hPa et 58.6 hPa.

La figure 4.1 présente les histogrammes des différences entre ERA-Interim et les mesures de ces 5 vols pour la composante zonale et méridienne du vent dans la gamme de pression [85.1; 58.6] hPa. Les distributions obtenues ne correspondent pas à des distributions suivant une loi normale comme H2004. On observe des modes bien identifiés sur chacune des distributions. La table 4.1 résume les biais, écart types, coefficients d'asymétrie et d'applatissage obtenus ainsi que ceux de H2004. Le biais sur le vent zonal est presque 9 fois plus élevé que celui de H2004 et les facteurs de forme (skewness et kurtosis) sont également très différents.

Ces écarts importants (biais, paramètres de forme) sont probablement liés au nombre insuffisant de données considérées (248 points dans cette étude, comparé à 11000 points pour H2004). Il est cependant important de noter également que les phases de montée des vols BSO ne se sont pas forcément déroulées au sein du vortex polaire.

Table 4.1 : Statistiques associées aux distributions de la figure 4.1.

	Vitesse zonal (m s^{-1})		Vitesse Méridienne (m s^{-1})	
	Hertzog et al. (2004)	Database 2002	Hertzog et al. (2004)	Database 2002
Biais	-0.1	-0.87	0.1	-0.17
Ecart type	2.3	1.65	2.2	1.63
Skewness	0.1	-0.65	0.0	0.47
Excess kurtosis	0.0	2.59	0.1	0.15

IV.2.2. Les conditions géophysiques comme critère de sélection

Il est possible de résoudre le problème du manque de points de mesure en 2002 en considérant plusieurs hivers. Pour obtenir un plus grand nombre de points de mesure nous considérons tous les vols BSO ayant eu lieu depuis Kiruna/Esrangle durant la période d'hiver (décembre, janvier, février et mars). Cela fait augmenter le nombre de vols à 75 répartis entre 1997 et 2011. Cependant il est nécessaire de s'assurer que lors de la phase de montée les BSO étaient bien au sein du vortex polaire. En effet, comme montré dans le chapitre II, le vortex polaire peut subir des déplacements importants en latitude et longitude ou même se rompre ponctuellement en raison d'échauffements soudains (Charlton et Polvani 2007 ; Kuttippurath et al. 2012 ; Goncharenko et al. 2013 ; Hitchcock et al. 2013). Ainsi les masses d'air traversées au-dessus de Kiruna au cours de la phase de montée des BSO peuvent être des masses d'air typiques des moyennes latitudes et non du vortex polaire (Huret et al., 2006).

Pour s'assurer des conditions géophysiques et sélectionner des données typiques du vortex polaire, nous avons analysé l'évolution temporelle de la vorticité potentielle pour chacun des vols au-dessus de Kiruna entre 1997 et 2011. La figure 4.2 présente l'évolution temporelle de la vorticité potentielle de Lait (Lait, 1994) normalisée par rapport au niveau 380 K (qu'on notera LPV) au-dessus de Kiruna du 1^{er} février au 31 mars 2000.

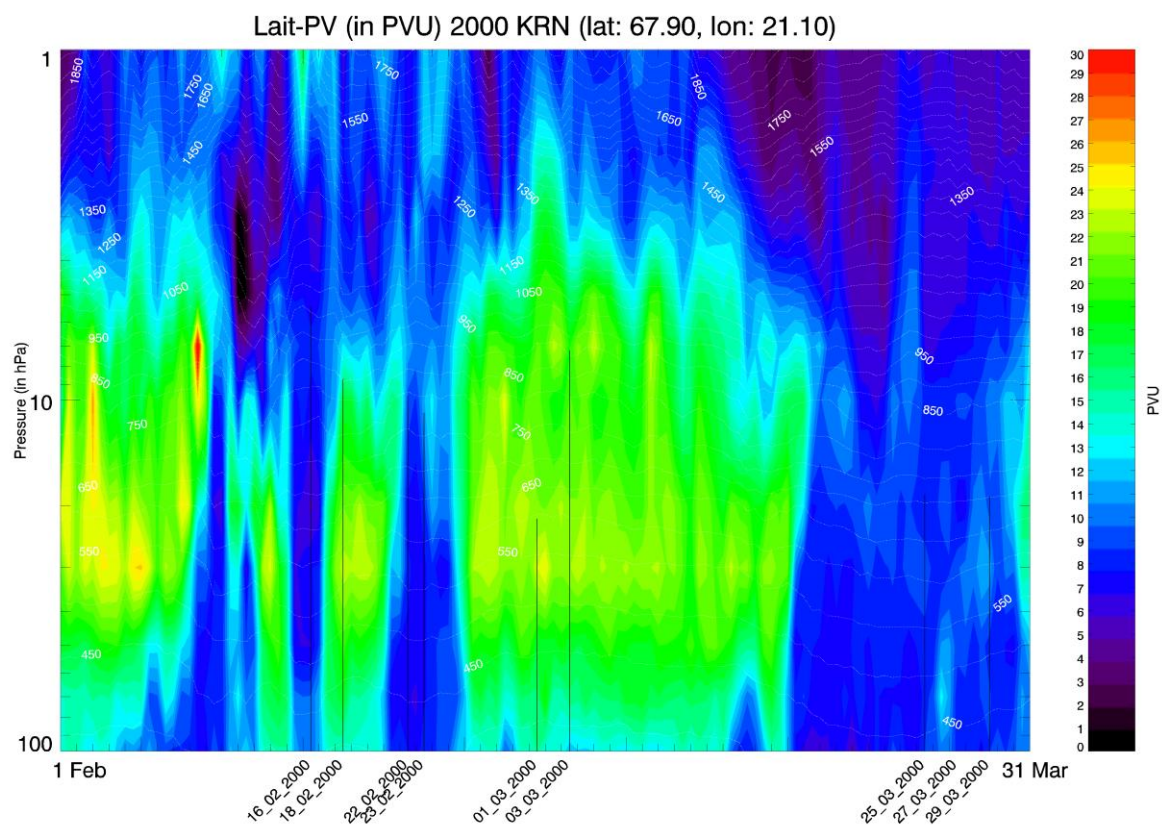


Figure 4.2. Vorticité potentielle de Lait (avec pour niveau de référence la température potentielle de 380 K) au-dessus de Kiruna entre février et mars 2000. Chaque vol est associé à une barre verticale dont la longueur correspond au plafond atteint par le vol.

Les barres verticales noires reportées identifient les vols disponibles durant cette période, soit 9 au total. Elles nous informent également de la gamme de pression pour laquelle les données BSO sont disponibles.

Il apparaît que les vols du 16, 22 et 23 février, ainsi que ceux du 25, 27 et 29 mars 2000 ont traversé des masses d'air de faible valeur de LPV, c'est-à-dire non typiques du vortex polaire contrairement aux trois vols du 18 février et du 01 et 03 mars de la même année. Ces trois derniers vols ont eu lieu lors de la montée dans des conditions géophysiques de vortex polaire de 100 hPa jusqu'au plafond. Ainsi les données issues de ces trois vols sont pertinentes, relativement aux conditions géophysiques pour comparaison à l'étude H2004.

Cet exercice systématique d'analyse des conditions géophysiques au cours des montées a été effectué sur l'ensemble de la base de données pour sélectionner les vols pertinents. Ainsi sur la période 1997-2011, 44 vols ont été identifiés comme étant des vols ayant eu des phases de montée au sein du vortex polaire entre au minimum 100 hPa et au maximum 10 hPa. Ces 44 vols correspondent à un nombre de données de vent de 12850 points de mesure (du même ordre de grandeur que H2004).

La figure 4.3 représente les histogrammes des différences du vent zonal et méridien pour ces 44 vols durant la phase de montée entre 100 hPa et 10 hPa.

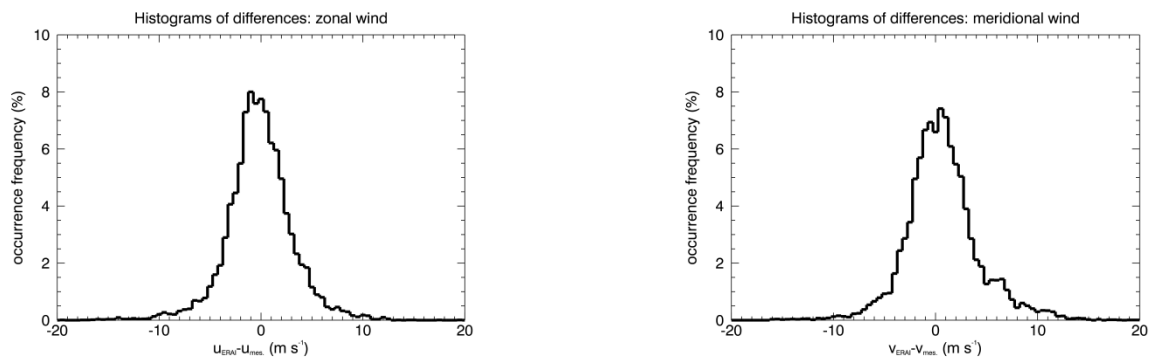


Figure 4.3. Histogrammes des différences du vent zonal (gauche) et méridien (droite) entre ERA-Interim et les 44 vols BSO sélectionnés, entre 100 hPa et 10 hPa uniquement pour la phase de montée.

Les distributions obtenues dans la figure 4.3 sont d'aspect plus gaussien que les précédentes distributions avec un mode bien identifié. Les facteurs de forme présentés dans le tableau 4.2 montrent que les distributions sont beaucoup plus proches d'une distribution normale avec, pour le vent zonal et le vent méridien respectivement, des coefficients d'asymétrie de -0.16 et 0.32 et des coefficients d'aplatissement de 2.54 et 2.11. Même si le biais du vent méridien est encore différent de celui de H2004 (0.67 m s^{-1} contre 0.1 m s^{-1}) le biais du vent zonal est du même ordre de grandeur (-0.15 m s^{-1} comparé à -0.1 m s^{-1} pour H2004).

Table 4.2 : Statistiques associées aux distributions de la figure 4.3

	Vitesse zonal (m s^{-1})		Vitesse Méridienne (m s^{-1})	
	Hertzog et al. (2004)	44 vols 100-10 hPa	Hertzog et al. (2004)	44 vols 100-10 hPa
Biais	-0.1	-0.15	0.1	0.67
Ecart type	2.3	3.23	2.2	3.61
Skewness	0.1	-0.16	0.0	0.32
Excess kurtosis	0.0	2.54	0.1	2.11

Cependant, les valeurs d'asymétrie et d'écart type restent élevées comparées à celles de H2004. Ceci indique une dispersion non négligeable des écarts mesure/modèle. Cette dispersion pourrait être associée à la grande gamme de pression [100 ; 10] hPa considérée dans notre étude alors que les données de H2004 couvrent une gamme plus réduite [85.1 ; 82.8]U[64.7 ; 58.6] hPa. Il est donc nécessaire d'aller plus avant dans l'analyse des

distributions en fonction de l'altitude (pression moyenne et gamme de pression) afin d'étudier leurs évolutions et de se placer au plus près des conditions d'H2004.

IV.2.3. Outil d'analyse de l'évolution des biais en fonction de la couche de pression.

Pour étudier l'évolution du biais en fonction de la pression, on se propose de calculer les biais du vent zonal et méridien entre le modèle (ERA-Interim) et les mesures BSO pour des niveaux de pression allant de 100 hPa à 10 hPa et pour plusieurs largeurs de l'intervalle de pression (donc d'altitude) sur lequel on détermine les écarts. L'idée est de construire des distributions des différences du vent pour des couches de la stratosphère définies de manière à pouvoir étudier l'évolution du biais en fonction du niveau de pression de ces couches et de pouvoir les comparer entre elles.

IV.2.3.1. Définition des couches de pression pour l'analyse

Nous considérons des intervalles glissants pour différents niveaux de pression pour lesquels les histogrammes de différences seront calculés. L'objectif est d'obtenir un nombre de points de mesure équivalent pour chaque intervalle, donc l'évolution de la largeur et des niveaux de pression doivent suivre une loi logarithmique. La figure 4.4 représente les différents intervalles considérés pour cette analyse.

Les niveaux de pression évoluent logarithmiquement entre $P_0=100$ hPa et $P_f=10$ hPa avec un pas initial dP_0 de 5 hPa. Le pas dP entre deux niveaux dépend du niveau P_1 sur lequel l'intervalle est centré :

$$dP(P_1) = \exp(\ln(P_1) + \ln(dP_0) - \ln(P_0)) \quad (4.1)$$

La largeur des intervalles dépend également du niveau de pression P_1 et de la valeur du demi-intervalle initial ΔP_0 (4 intervalles initiaux sont utilisés ici : $[\pm 5$ hPa], $[\pm 10$ hPa], $[\pm 30$ hPa] et $[\pm 100$ hPa]). La borne inférieure de l'intervalle ΔP_{inf} s'écrit :

$$\Delta P_{inf}(P_1) = \exp(\ln(P_1) + \ln(\Delta P_0) - \ln(P_0)) \quad (4.2)$$

La borne supérieure de l'intervalle ΔP_{sup} évolue en fonction de ΔP_{inf} et de P_1 :

$$\Delta P_{sup}(\Delta P_{inf}, P_1) = P_1 \times (\exp(\ln(P_1) - \ln(P_1 + \Delta P_{inf})) - 1) \quad (4.3)$$

Pour cet exemple, 45 niveaux sont considérés entre 100 hPa et 10 hPa. En utilisant différents intervalles, on obtient des couches de pression relativement différentes. Pour le plus petit intervalle $[\pm 5$ hPa], les gammes de pression obtenues varient de $[105 ; 95.24]$ hPa à $[10.99 ; 9.97]$ hPa. Pour le plus grand intervalle $[\pm 100$ hPa], les gammes de pression évoluent de $[200 ; 50]$ hPa à $[20.93 ; 5.23]$ hPa.

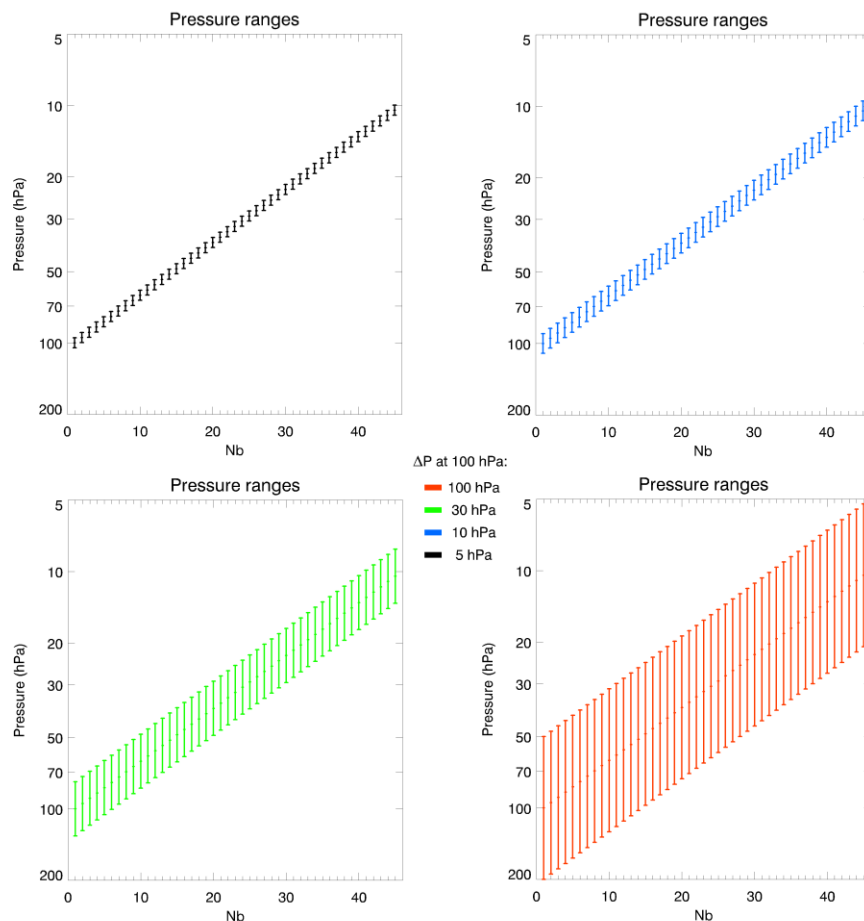


Figure 4.4: Intervalles de pression utilisés entre 100 hPa et 10 hPa (noir: ± 5 hPa, bleu: ± 10 hPa, vert: ± 30 hPa et rouge: ± 100 hPa).

Ainsi, comme le montrent les segments représentés sur la figure 4.4, les intervalles, bien qu'ils utilisent la pression comme coordonnée verticale, conservent des largeurs constantes (en distance) quel que soit le niveau. Le nombre de points contenu pour chaque largeur d'intervalle est représenté sur la figure 4.5. On constate qu'en fonction de la pression le nombre de points de mesure change relativement peu pour les largeurs de $[\pm 5 \text{ hPa}]$, $[\pm 10 \text{ hPa}]$, $[\pm 30 \text{ hPa}]$; ayant pour valeur environ 500 points, 1000 points et 2500 points respectivement. Les valeurs pour les intervalles de $[\pm 100 \text{ hPa}]$ sont plus variables, elles sont comprises entre 6000 et 7500 points. La diminution du nombre de points de mesure, principalement à haute altitude, est due au plus faible nombre de vols atteignant ces niveaux. La faible variation du nombre de points confirme la possibilité de comparer chaque distribution indépendamment du niveau de pression.

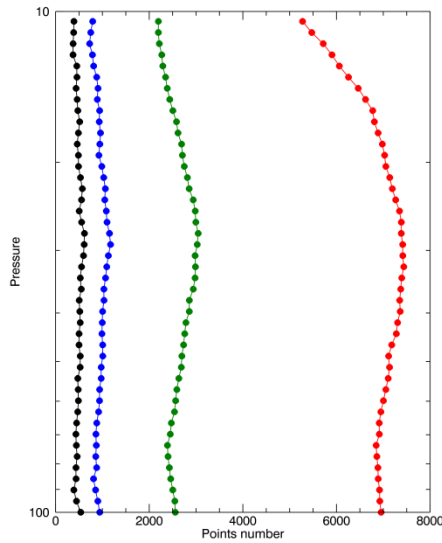


Figure 4.5. Nombre de points pour chaque intervalle (noir: ± 5 hPa, bleu: ± 10 hPa, vert: ± 30 hPa et rouge: ± 100 hPa) représentés sur la figure 4.4.

IV.2.3.2. Détermination des biais pour chaque intervalle

Les histogrammes de différences du vent zonal et méridien entre ERA-Interim et notre base de données sont construits pour chacun des intervalles définis précédemment. Les biais obtenus correspondant à ces histogrammes sont présentés sur la figure 4.6.

Une première observation montre que les biais ne sont pas constants en fonction de la pression quelle que soit la largeur des intervalles considérée, et ils sont alternativement positifs et négatifs. Par exemple, pour les largeurs d'intervalles de $[\pm 10 \text{ hPa}]$ nous obtenons un biais du vent zonal de -0.79 m s^{-1} à 54 hPa [59.4; 49.1] hPa et 0.36 m s^{-1} à 73.5 hPa [80.9; 66.8] hPa. L'amplitude des variations est moindre à mesure que l'intervalle s'élargit. Notons que ces oscillations viennent directement des mesures du vent entre 100 hPa et 10 hPa et n'ont pas de corrélation avec les niveaux pression (100-70-50-30-20-10 hPa) du modèle ERA-Interim, quelle que soit la largeur des intervalles considérée. En apparence le nombre de points dans la zone négative est plus important pour le vent zonal que le vent méridien. Ceci est cohérent avec les résultats précédents dans lesquels nous trouvions un biais du vent zonal de -0.15 m s^{-1} calculé entre 100 hPa et 10 hPa et 0.67 m s^{-1} pour le vent méridien. Ces résultats sont également en accord avec les biais trouvés pour un intervalle plus grand $[\pm 100 \text{ hPa}]$ qui sont compris entre -0.4 m s^{-1} et -0.05 m s^{-1} et entre 0.1 m s^{-1} et 1.1 m s^{-1} pour le vent zonal et méridien respectivement.

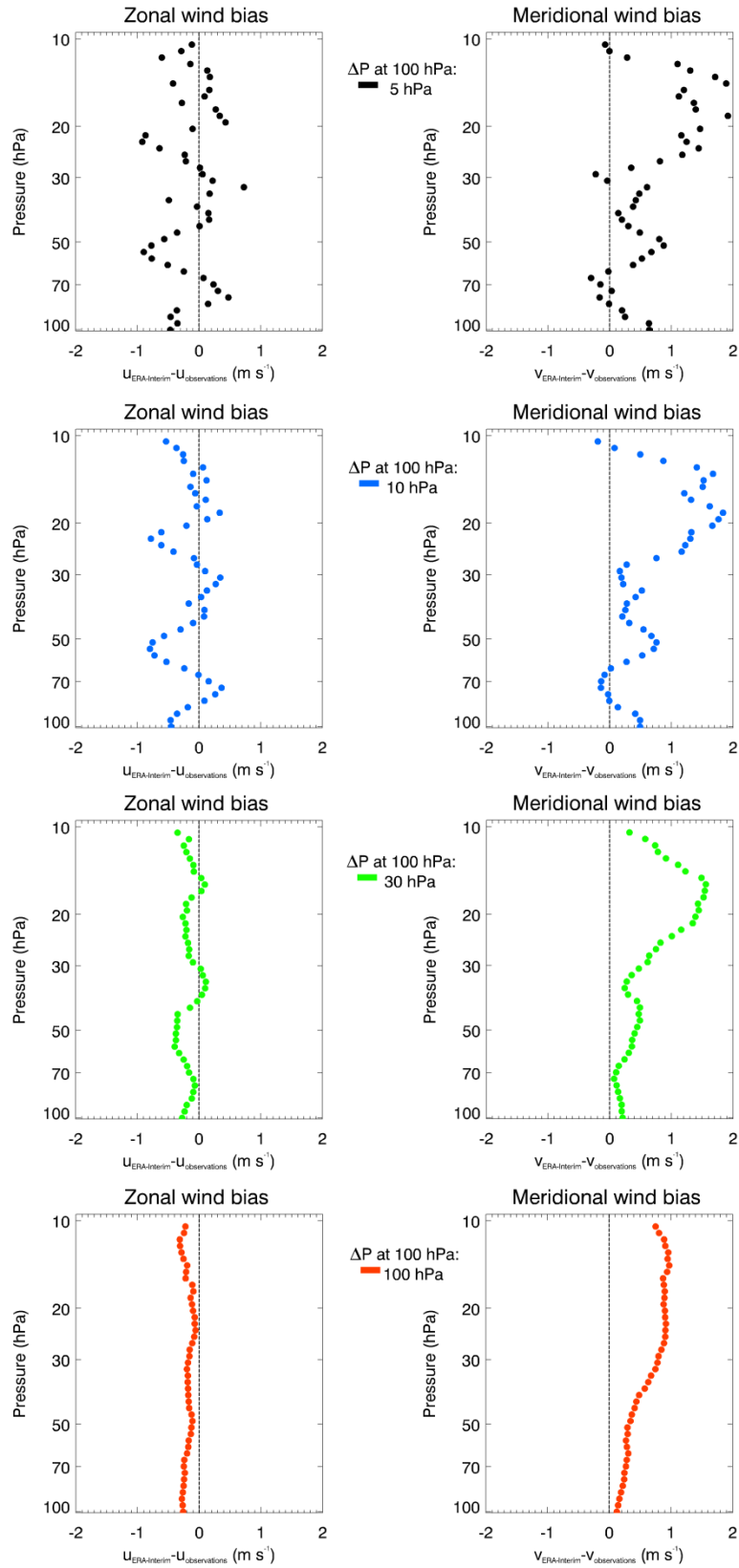


Figure 4.6. Biais du vent zonal et méridien calculés sur les intervalles définis sur la figure 4.4 pour les 44 vols sélectionnés.

IV.2.3.3. Attribution d'un niveau de confiance aux résultats

Chaque distribution est analysée et un test d'adéquation à la loi normale est opéré suivant deux méthodes ; par le test d'adéquation du χ^2 avec un risque d'erreur de 5% (section III.6.2.2) et par le calcul du coefficient de régression R^2 (section III.6.2.3). Une distribution normale centrée par l'espérance de la distribution et réduite par son écart type est utilisée pour les deux méthodes. La figure 4.7 montre les résultats obtenus par ces deux tests pour la composante zonale du vent et la figure 4.8 pour les distributions correspondantes au vent méridien. Les valeurs obtenues par le test du χ^2 sont présentées en calculant le rapport entre le résultat du χ^2 calculé et le χ^2 théorique ; ainsi le test peut être validé si le résultat est inférieur à 1 et est de plus en plus concluant à mesure qu'il est faible. Les résultats du coefficient de régression sont directement présentés, la distribution est donc normale à mesure que le résultat se rapproche de 1.

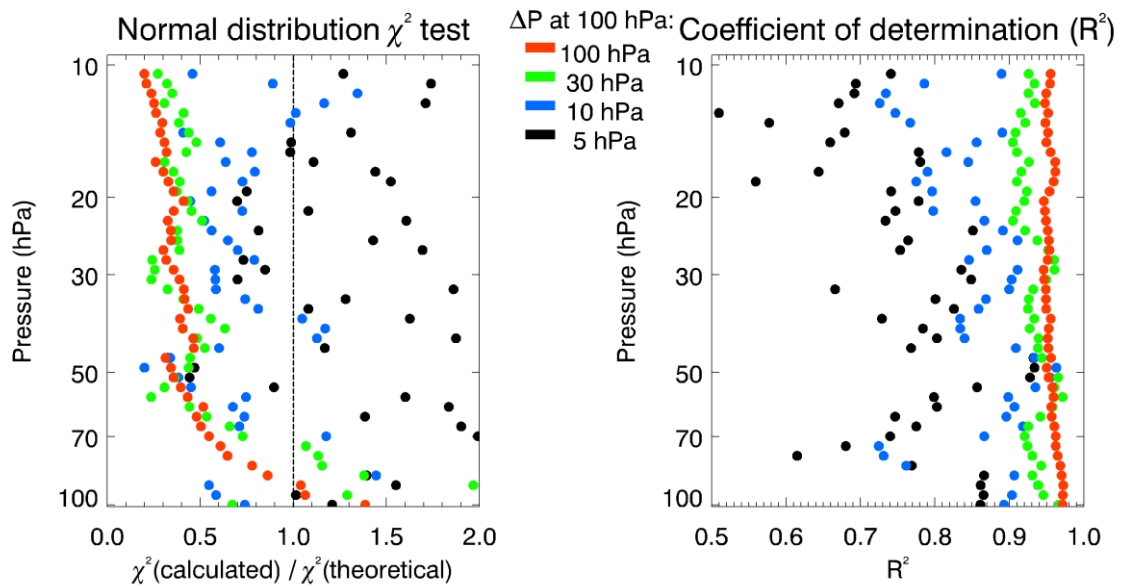


Figure 4.7. Test d'adéquation du χ^2 (gauche) et coefficient de régression R^2 (droite) entre la loi normale et les distributions calculées suivant les intervalles définies sur la figure 4.4 pour la composante zonale.

Le test du χ^2 ainsi que le coefficient de régression R^2 nous montrent que la plupart des distributions peuvent être considérées comme suivant une loi normale pour les intervalles les plus larges [± 30 hPa] and [± 100 hPa]. Considérant les petits intervalles de [± 5 hPa] and [± 10 hPa] plusieurs distributions ne sont pas normales, ce qui est probablement dû au plus faible nombre de points de mesures intervenant. Les distributions deviennent de plus en plus gaussiennes à mesure que l'intervalle de pression s'élargit. Notons que pour certains niveaux de pression spécifique, comme pour 65 hPa et 45 hPa, les résultats du test du χ^2 montrent que les distributions suivent de plus en plus une loi normale à mesure que la largeur d'intervalle diminue, et ce pour les deux composantes du vent. On peut observer que ces valeurs de pression correspondent aux niveaux où le biais évolue le plus rapidement, c'est-à-dire aux

maxima de la variation du biais pour une même variation de pression. Concrètement, ces valeurs particulières correspondent aux points de jonction entre deux tendances différentes.

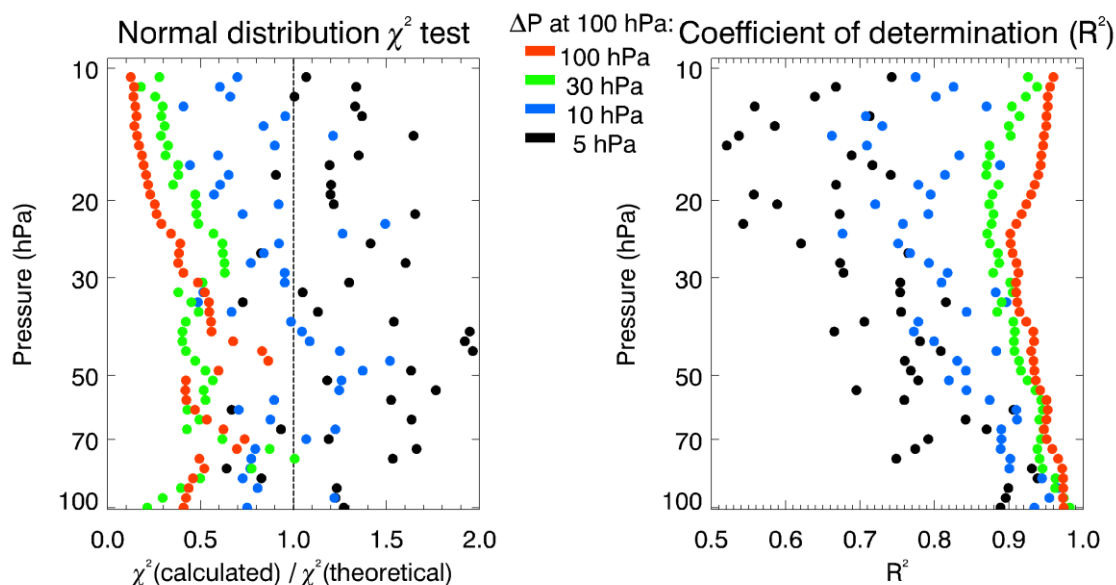


Figure 4.8. Test d'adéquation du χ^2 (gauche) et coefficient de régression R^2 (droite) entre la loi normale et les distributions calculées suivant les intervalles définies sur la figure 4.4 pour la composante méridienne.

Ces tests de normalité sont utiles pour attribuer un niveau de confiance à chaque résultat. Par la suite, le test du χ^2 sera plus utilisé que celui du coefficient de détermination R^2 car il est plus sensible aux variations de la forme des distributions comme on peut le constater sur les figures 4.7 et 4.8. Bien souvent, lors de la discussion, les résultats de ces tests ne seront plus directement montrés mais auront été utilisés dans la sélection des distributions à conserver. En effet, pour une meilleure lecture, nous pouvons rejeter les distributions n'ayant pas eu un résultat satisfaisant au test du χ^2 (valeur supérieure à 1).

Par exemple, on peut observer sur la figure 4.9 l'écart type, le coefficient d'asymétrie ainsi que le coefficient d'aplatissement pour chaque distribution obtenue dans la figure 4.6 (pour la composante zonale). Une distribution peut être considérée comme proche de la loi normale si son coefficient d'asymétrie et son coefficient d'aplatissement normalisé sont proches de zéro. D'après la figure 4.9, les distributions sont de plus en plus proches de la normalité à mesure que l'altitude augmente car les valeurs du coefficient d'aplatissement (kurtosis) s'approchent de zéro et les valeurs du coefficient d'asymétrie restent centrées sur zéro. On observe cependant que les valeurs de l'écart type augmentent, ce qui indique une dispersion de plus en plus forte avec l'altitude. Ces différentes tendances sont en cohérence avec les résultats du test du χ^2 observés sur la figure 4.7 où les distributions avec les plus larges intervalles de pression ($[\pm 100\text{hPa}]$ et $[\pm 30\text{hPa}]$) prennent en compte un plus grand nombre de points de mesure et donc sont moins affectées par la dispersion et montrent des résultats au test du χ^2 attestant qu'elles s'approchent de la normalité avec l'altitude.

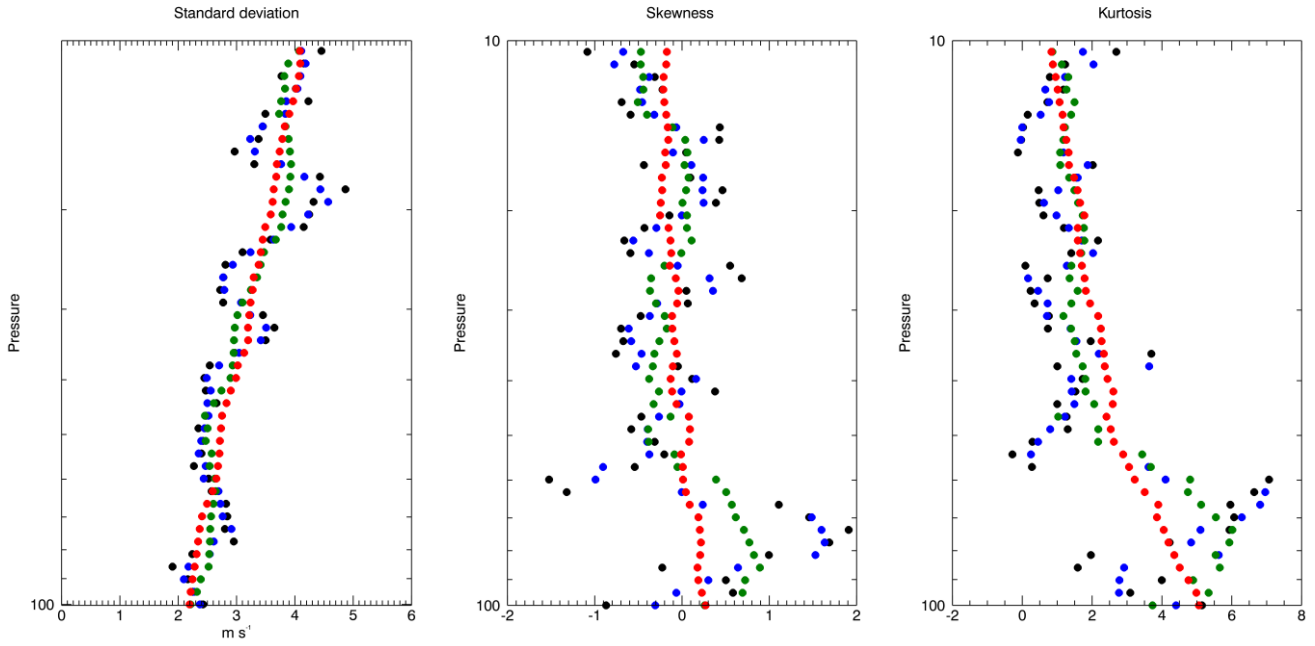


Figure 4.9. Valeurs des écarts types, des coefficients d'asymétrie et d'aplatissement correspondant aux distributions présentées dans la figure 4.6 pour la composante zonale.

Observons plus en détails les distributions obtenues pour un même niveau de pression et les résultats au test du χ^2 en fonction de la largeur d'intervalle de pression considérée. La figure 4.10 présente les distributions obtenues dans la figure 4.6 pour la composante zonale du vent au niveau de pression de 73.51 hPa pour les 4 largeurs d'intervalle. La courbe noire représente la loi normale centrée réduite utilisée pour faire le test d'adéquation. Les différents paramètres statistiques associés à ces distributions sont rassemblés dans le tableau 4.3. On constate que plus la largeur d'intervalle augmente, plus la valeur du coefficient d'asymétrie diminue (on passe de 1.91 à 0.20 pour les intervalles de $[\pm 5\text{hPa}]$ et $[\pm 100\text{hPa}]$ respectivement), ainsi que la valeur du coefficient d'aplatissement (de 5.93 à 4.05 pour les intervalles de $[\pm 5\text{hPa}]$ et $[\pm 100\text{hPa}]$ respectivement) et aussi le rapport $\chi^2/\chi^2_{\text{théorique}}$ (de 3.46 à 0.61 pour les intervalles de $[\pm 5\text{hPa}]$ et $[\pm 100\text{hPa}]$ respectivement). On observe donc une nette corrélation entre les valeurs du coefficient d'asymétrie, du coefficient d'aplatissement et le résultat du χ^2 .

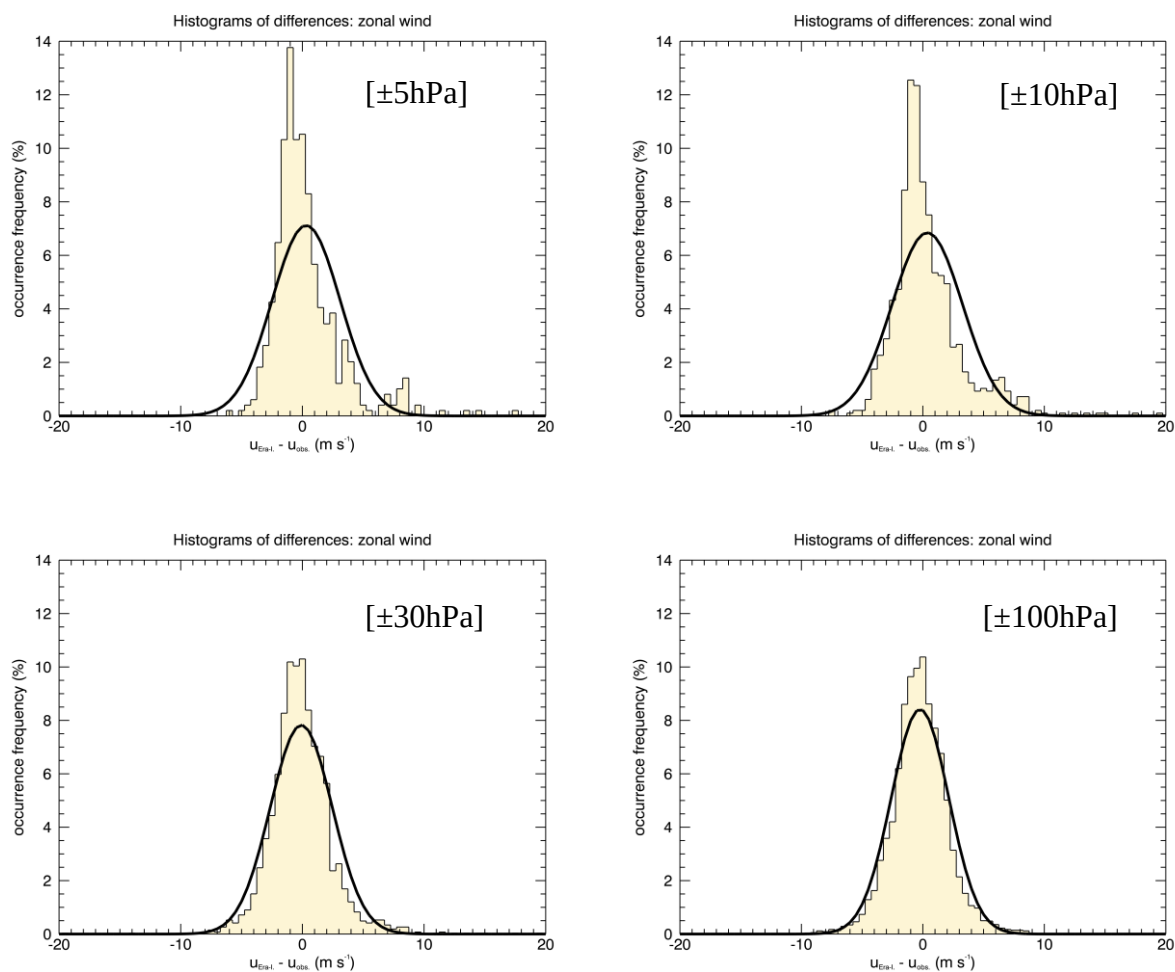


Figure 4.10. Histogrammes des différences entre les réanalyses ERA-Interim et les mesures pour la composante zonale des 44 vols sélectionnés dans le vortex polaire, pour les 4 largeurs d'intervalle $[\pm 5\text{hPa}]$, $[\pm 10\text{hPa}]$, $[\pm 30\text{hPa}]$ et $[\pm 100\text{hPa}]$ au niveau de pression de 73.51 hPa. La courbe noire représente la loi normale centrée réduite utilisée pour faire le test d'adéquation.

Table 4.3 : Statistiques associées aux distributions de la figure 4.10

	$[\pm 5\text{hPa}]$	$[\pm 10\text{hPa}]$	$[\pm 30\text{hPa}]$	$[\pm 100\text{hPa}]$
Nb points	494	972	2677	7615
$\chi^2/\chi^2_{\text{théorique}}$	3.46	2.27	0.97	0.61
Ecart type	2.80 m s^{-1}	2.91 m s^{-1}	2.55 m s^{-1}	2.37 m s^{-1}
Skewness	1.91	1.60	0.71	0.20
kurtosis	5.93	5.10	6.02	4.05

IV.3. Validation de la base de données

Les observations ballon de H2004 couvraient deux gammes de pression moyenne i.e. [85.1 ; 82.8] et [64.7 ; 58.6] hPa. La figure 4.11 présente les mêmes résultats que ceux de la figure 4.6 pour la gamme de pression [100 ; 50] hPa ; seuls les résultats dont la distribution suit la loi normale sont représentés. Les zones grisées correspondent aux gammes de pression utilisées par H2004 et les barres noires les valeurs de biais trouvées par H2004 pour chaque composante du vent. Nous observons que les deux gammes de pression d'H2004 sont situées aux niveaux où les valeurs de biais évoluent le plus. La gamme de pression moyenne de [85.1 ; 82.8] hPa est située juste en dessous de la couche contenant les plus faibles valeurs de biais. La seconde gamme de pression moyenne [64.7 ; 58.6] hPa est située juste en dessous du maximum négatif du biais du vent zonal à 55 hPa en considérant les intervalles de pression [± 5 hPa], [± 10 hPa] et [± 30 hPa]. Par conséquent, le biais du vent zonal trouvé par H2004 (-0.1 m s^{-1}) est le résultat de la moyenne de deux couches avec des biais différents. Les résultats pour des intervalles de largeur [± 30 hPa] aux niveaux de pression de 73.5 hPa (correspondant à la gamme de pression de [95.6 ; 56.5] hPa) et 69.8 hPa (correspondant à la gamme de pression de [90.8 ; 53.7] hPa) sont très proches de ceux trouvés par H2004 pour la composante zonale et pour la composante méridienne; de plus ces intervalles de pression prennent en compte les deux gammes de pression de l'étude H2004.

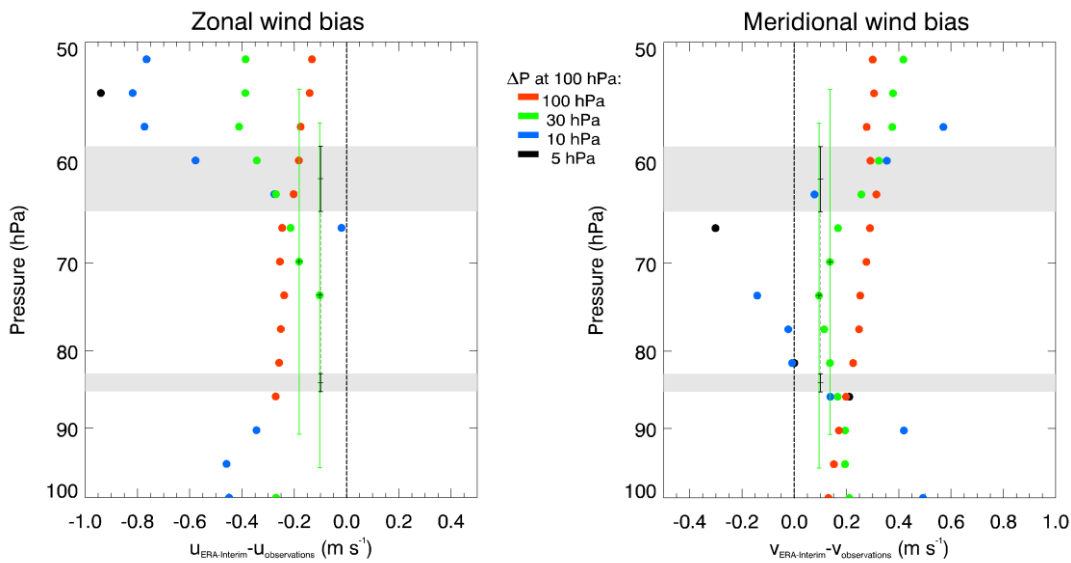


Figure 4.11. Mêmes résultats que ceux trouvés dans la figure 4.6 entre 100 et 50 hPa ; les résultats dont la distribution n'est pas normale ne sont pas représentés. Les zones grisées correspondent aux gammes de pression de H2004, les barres noires verticales correspondent aux biais trouvés par H2004 pour chaque composante. Les intervalles verts représentent les intervalles de pression de largeur [± 30 hPa] aux niveaux de pression de 73.5 hPa [95.6 ; 56.5] hPa et 69.8 hPa [90.8 ; 53.7] hPa.

Concentrons nous sur les distributions obtenues avec ces 2 intervalles de largeur $[\pm 30 \text{ hPa}]$ aux niveau 73.5 hPa et 69.8 hPa ; elles sont présentées dans la figure 4.12 pour les composantes zonales et méridiennes.

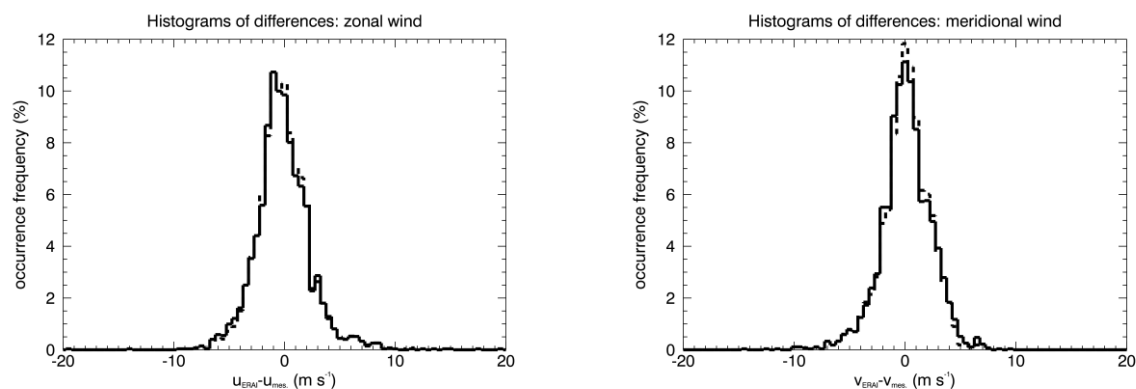


Figure 4.12 Histogrammes des différences du vent zonal (gauche) et méridien (droite) entre les réanalyses ERA-Interim et les mesures de 44 vols BSO sélectionnés en considérant les phases de montée, pour les largeurs d'intervalle $[\pm 30 \text{ hPa}]$ au niveau de pression de 69.8 hPa (ligne continue) et 73.5 hPa (ligne en pointillés). Les nombres de points de mesure associés au niveau de pression 69.8 hPa et 73.5 hPa sont respectivement de 2721 et 2660.

Les propriétés statistiques de ces distributions sont présentées dans le tableau 4.4. Les 4 histogrammes sont d'apparence gaussienne, avec des asymétries quasi nulles et un seul mode identifiable. Les biais calculés sont très proches de ceux trouvés par H2004 : pour la composante zonale, -0.16 m s^{-1} et -0.09 m s^{-1} contre -0.1 m s^{-1} pour H2004, pour la composante méridienne, 0.11 m s^{-1} et 0.07 m s^{-1} contre 0.1 m s^{-1} pour H2004. Nous obtenons des résultats de biais très similaires voire identiques à ceux trouvés par H2004 pour les deux composantes du vent.

Table 4.4 : Statistiques associées aux distributions de la figure 4.12

	Vitesse zonal (m s^{-1})		Vitesse méridienne (m s^{-1})	
	Hertzog et al. (2004)	[95.6; 56.5] hPa [90.8; 53.7] hPa	Hertzog et al. (2004)	[95.6; 56.5] hPa [90.8; 53.7] hPa
Biais	-0.1	-0.09 -0.16	0.1	0.07 0.11
Ecart type	2.3	2.55 2.56	2.2	2.24 2.32
Skewness	0.1	0.71 0.62	0.0	-0.65 -0.46
Excess kurtosis	0.0	6.02 5.54	0.1	2.66 2.31

Ces résultats sont cohérents avec les conclusions de H2004 dans lesquelles les analyses de ECMWF pouvaient être considérées comme très proches des observations. Cela permet de valider notre base de données.

Il faut remarquer que notre étude portant sur les écarts mesures/données modèle n'a pas été menée de la même manière que celle de H2004. La première différence concerne les mesures effectuées, H2004 utilise des mesures de vent déduits de vols ballons opérant dans une gamme de pression restreinte durant plusieurs semaines alors que nos mesures sont déduites de vols ballon traversant les différentes couches composant la stratosphère sur une période de temps de seulement quelques heures. La deuxième différence vient des données modèle comparées, H2004 utilise le modèle d'analyse (et de prévision) ECMWF alors que pour pouvoir prendre en compte les différentes années considérées dans notre étude nous avons utilisé les réanalyses ERA-Interim. Malgré ces différences, les deux études présentent des résultats très similaires.

IV.4. Conclusion

La méthodologie implémentée dans cette section (sélection des conditions géophysiques, tests sur plusieurs intervalles de pression ou d'altitude, attention portée à la forme des distributions) est un outil permettant d'évaluer un modèle de prévision de façon fine et précise en utilisant un grand nombre de données dans des conditions particulières. Le grand intérêt de cette méthode est de conserver un maximum d'information tout en synthétisant l'essentiel. Il est possible d'observer des structures particulières dans les différents biais calculés alors qu'un simple histogramme des différences prenant en compte une large gamme de pression est trop global et rend difficilement compte des variations géophysiques qui sont présentes dans les données.

Cette méthode a mis en lumière le fait que les résultats de H2004 (conduisant à des biais relativement faibles) étaient le résultat d'une combinaison de plusieurs couches atmosphériques ayant chacune un biais sur le vent différent et cela pour chaque composante. En s'approchant au mieux des conditions de H2004, il a été possible de construire des distributions aboutissant à des résultats très similaires sur les différences du vent zonal et méridien. Cette dernière conclusion est l'argument utilisé pour considérer que notre base de données est bien validée et pour justifier les méthodes de calcul et d'évaluation des biais qui sont associées à la comparaison mesures/modèle.

Dans cette section, les conditions géophysiques choisies comme cas d'étude étaient les conditions de vortex polaire arctique. Il est tout à fait possible d'utiliser les mêmes approches et la même méthodologie pour des conditions et des saisons différentes, et pour les altitudes plus élevées.

Chapitre V

Analyse des biais mesures/modèle en fonction des régions, saisons

V.1. Introduction

Dans cette section nous utilisons la méthode mise en œuvre dans la chapitre IV dans le but d'évaluer comment les réanalyses ERA-Interim permettent de représenter la dynamique stratosphérique entre 100 hPa et 2 hPa. Cette étude est faite dans plusieurs régions et à plusieurs saisons en fonction des mesures disponibles dans notre base de données ballon. Dans le but de prendre en compte la totalité des vols disponibles, l'étude est découpée selon les trois principales régions (la région polaire arctique, les moyennes latitudes et les tropiques) qui sont analysées séparément en fonction des saisons. Les différentes conditions géophysiques sont donc traitées : l'hiver polaire (caractérisé par le vortex polaire), le printemps polaire (ayant pour signature la transition entre le régime d'hiver et l'installation de l'anticyclone d'été), l'été polaire, le printemps aux moyennes latitudes (avec l'inversion de sens du vent zonal et la fin de la période de la 'surf zone'), l'été aux moyennes latitudes (régime stable), l'automne aux moyennes latitudes (inversion de la circulation zonale) puis les tropiques séparées en fonction de la phase de l'oscillation quasi-biennale.

Les études sont faites à haute altitude (jusqu'à 2 hPa) en utilisant la totalité des mesures utilisables, c'est-à-dire en prenant en compte les phases de montée, de plafond et de descente lente. Les résultats présentés sont filtrés en fonction de la forme des distributions associées ; les distributions n'ayant pas passé le test d'adéquation à la loi normale (en utilisant le test du χ^2) ne sont pas conservées.

Dans le chapitre IV, nous avons constaté que les résultats obtenus avec les largeurs d'intervalles de $[\pm 5 \text{ hPa}]$ et $[\pm 10 \text{ hPa}]$ étaient rarement significatifs. Nous considérons donc ici uniquement les résultats avec les largeurs d'intervalle de pression de $[\pm 30 \text{ hPa}]$ et $[\pm 100 \text{ hPa}]$.

Chaque analyse considérant une condition géophysique différente est structurée comme suit : nous présentons la structure et l'évolution du vent en fonction de la région et de la saison considérée (un seul exemple est montré, mais la totalité des figures est disponible dans l'annexe B), puis nous décrivons et analysons les biais obtenus pour chaque composante du vent dans le but de quantifier la surestimation ou la sous-estimation du modèle. Enfin une

courte synthèse est effectuée. Nous terminerons ce chapitre par une partie discutant et résumant les différents résultats obtenus.

V.2. La région polaire arctique

Plusieurs campagnes ballon se sont déroulées en région polaire (123 vols au total) durant différentes saisons. La formation du vortex polaire durant la saison froide est un des aspects les plus marquants de la dynamique stratosphériques et nous avons donc l'occasion d'évaluer la précision des réanalyses ERA-Interim dans cette condition. Le printemps polaire est caractérisé par la destruction de ce vortex et la mise en place d'un régime anticyclonique ; nous étudierons également cette saison ainsi que la saison d'été où ce régime est stable et bien installé.

V.2.1. Saison d'hiver

L'hiver polaire est caractérisé par un fort vent d'ouest en bordure du vortex polaire dans la stratosphère (Krishnamurti 1959 ; Kuroda et Kodera 2001 ; Hitchcock et al. 2013). La figure 5.1 montre un exemple d'évolution de la vitesse du vent zonal et du vent méridien au-dessus de la base de Esrange/Kiruna (on utilisera quelquefois Kiruna pour simplifier) jusqu'à 1 hPa de décembre 2000 à mars 2001 (l'intégralité des vents concernés, allant de 1997 à 2011, est représentée dans l'annexe B.1). Globalement entre 100 hPa et 10 hPa la vitesse du vent zonal est comprise entre 10 m s^{-1} et $30\text{-}40 \text{ m s}^{-1}$, et dans la gamme de pression de $[10 ; 1] \text{ hPa}$ la vitesse du vent zonal peut excéder 40 m s^{-1} et même atteindre 60 m s^{-1} dans la gamme de pression $[4 ; 1] \text{ hPa}$. Cependant nous pouvons observer quelques périodes où le vent zonal présente une circulation inversée. En effet des événements de grande échelle appelés les réchauffements stratosphériques soudains (SSW) peuvent apparaître et perturber le vortex polaire (Manney et al., 2005 ; Charlton et Polvani, 2007). Ces événements sont souvent caractérisés par la descente de masses d'air plus chaudes venant de la mésosphère et par une inversion de la circulation zonale. Sur la figure 5.1 deux SSW sont identifiés ; le premier entre le 10 décembre 2000 et le 21 décembre 2000 et le deuxième entre le 5 février 2001 et le 10 mars 2001. Ces perturbations ont également un impact sur la vitesse méridienne. Alors que la vitesse du vent méridien au sein du vortex polaire varie entre -10 m s^{-1} et -20 m s^{-1} , plusieurs inversions de direction sont identifiables mais à des temps ne coïncidant pas forcément avec les inversions observées pour le vent zonal. Ceci est dû au fait que la forme du vortex n'est pas un cercle parfait et que son contour se déplace en latitude et longitude ; donc toutes les inversions n'ont pas pour cause exclusivement l'intervention de SSW, mais certaines font partie intégrante du vortex polaire lui-même.

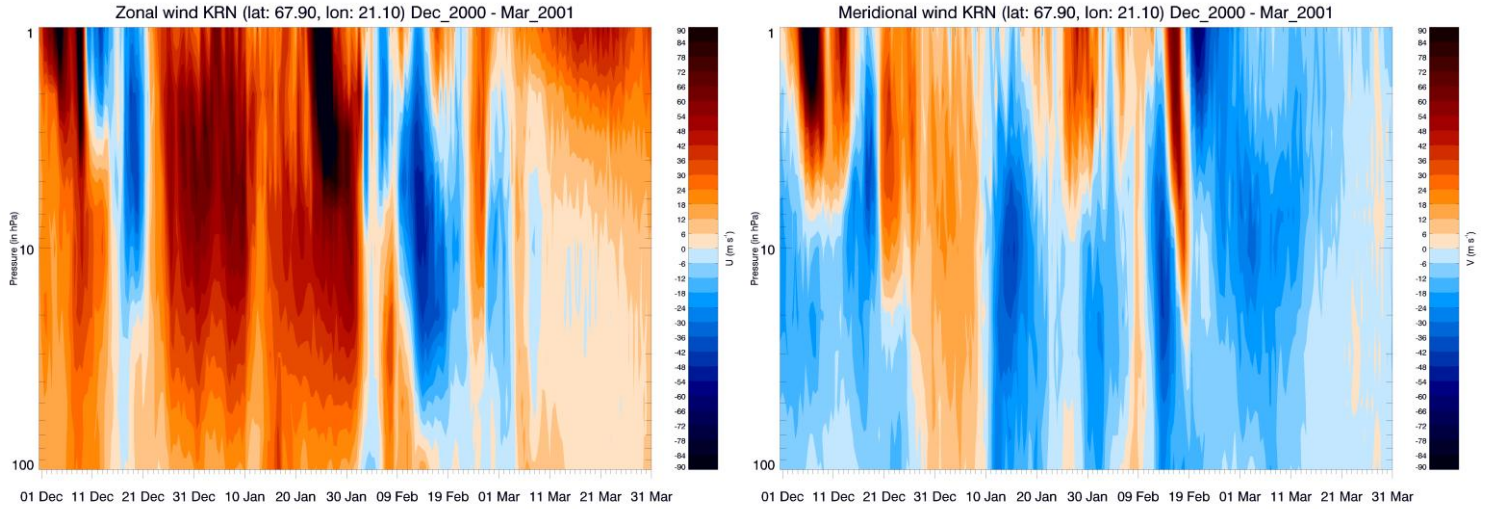


Figure 5.1. Vent zonal et vent méridien en fonction de la pression issus des réanalyses ERA-Interim au-dessus de base de Esrange/Kiruna (latitude: 67.9°, longitude: 21.1°) entre décembre 2000 et mars 2001.

75 vols BSO sont disponibles dans notre base de données à partir du début du mois de décembre jusqu'à la fin du mois de mars dans la région polaire. La figure 5.2 présente les biais du vent zonal et du vent méridien calculés en utilisant ces 75 vols dans la gamme de pression de [100 ; 2] hPa. Le nombre de points utilisés pour construire les histogrammes des différences au niveau de pression de 10 hPa varie entre 38000 pour la largeur d'intervalle de $[\pm 100 \text{ hPa}]$ (rouge) et 15000 pour l'intervalle de $[\pm 30 \text{ hPa}]$ (vert).

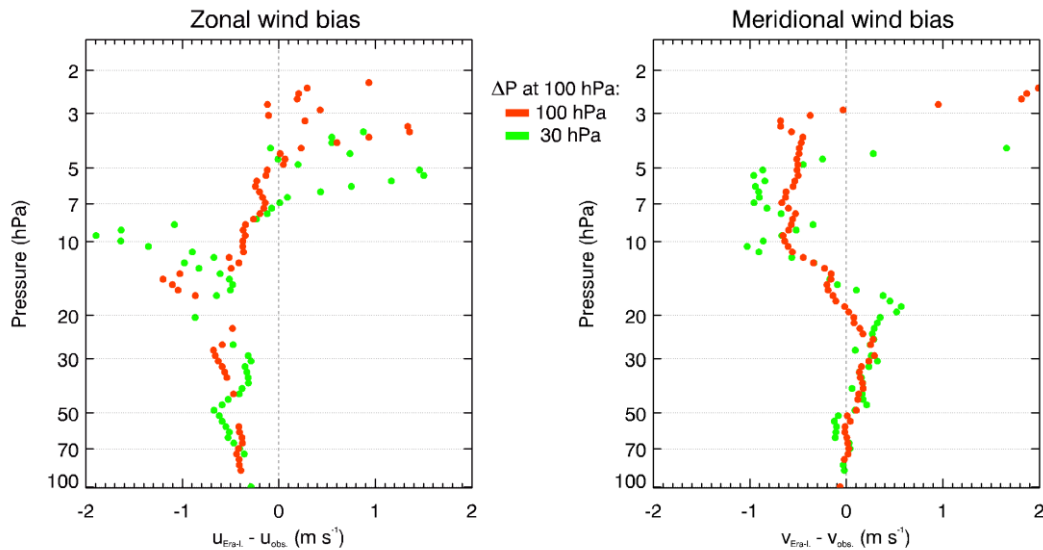


Figure 5.2. Biais du vent zonal (gauche) et du vent méridien (droite) calculés entre décembre et mars en région polaire (75 vols de 1997 à 2011) en considérant les largeurs d'intervalle de $[\pm 100 \text{ hPa}]$ et $[\pm 30 \text{ hPa}]$; les niveaux moyens de pression varient entre 100 hPa et 2 hPa.

Le biais sur la composante zonale du vent est presque constant et égal à -0.5 m s^{-1} entre 100 hPa et 20 hPa pour les 2 largeurs d'intervalle considérées. Dans l'intervalle de pression de [20 ; 2] hPa, le signe du biais sur le vent zonal est alternativement positif et négatif en fonction du niveau de pression que l'on considère ; pour l'intervalle de [± 30 hPa] il est de -1.9 m s^{-1} à 9.8 hPa et de 1.5 m s^{-1} à 5.2 hPa, pour l'intervalle de [± 100 hPa] il est de 0.9 m s^{-1} à 2.1 hPa.

Pour la composante méridienne, les valeurs de biais varient entre -0.1 m s^{-1} et 0.6 m s^{-1} dans la gamme de pression de [100 ; 20] hPa. Elles atteignent -1.1 m s^{-1} à 10.1 hPa pour la largeur d'intervalle de de [± 30 hPa] et 2 m s^{-1} à 2.2 hPa pour la largeur de [± 100 hPa].

Nous pouvons dire que les biais observés pour la composante zonale du vent sont principalement négatifs quelle que soit la largeur d'intervalle considérée entre 100 hPa et 7 hPa et augmentent positivement alors que l'altitude augmente; donc les réanalyses ERA-Interim sous-estiment la vitesse du vent zonal dans la plupart des cas étant donné que le vent zonal est lui-même positif. Même si les biais du vent zonal peuvent paraître importants à haute altitude (dans la gamme de pression [10 ; 2] hPa), ils ne représentent que 5% en relatif (la valeur absolue de u étant de 40 m s^{-1}). Les biais sur la composante méridienne sont légèrement plus significatifs ; ils peuvent atteindre 10% en considérant une vitesse moyenne de -10 m s^{-1} à un niveau de pression de 6 hPa. Nous notons que dans la gamme de pression [7 ; 2] hPa (à haute altitude) le biais sur le vent zonal peut devenir positif, c'est-à-dire traduire une surestimation.

V.2.2. Printemps polaire

Le printemps polaire marque le remplacement du vortex polaire par un régime anticyclonique qui perdurera durant tout l'été. Cette transition est visible sur la figure 5.3 qui représente un exemple de vitesse du vent zonal et du vent méridien au-dessus de la base de Esrange/Kiruna jusqu'à 1 hPa de avril 2010 à mai 2010 (l'intégralité des vents concernés, allant de 2000 à 2011, est représentée dans l'annexe B.2). Une circulation zonale forte et positive est observée entre 100 hPa et 10 hPa jusqu'au début du mois de mai ; durant cette période la vitesse zonale peut atteindre 24 m s^{-1} entre 100 hPa et 10 hPa, mais reste comprise entre -6 m s^{-1} et 12 m s^{-1} dans la gamme de pression de [10 ; 1] hPa. A partir de mi-mai le vent zonal devient presque exclusivement négatif avec une vitesse presque nulle à 100 hPa et valant -24 m s^{-1} à 1 hPa. Les valeurs du vent méridien varient tout autant que celle du vent zonal et alternent entre des valeurs de -12 m s^{-1} et 30 m s^{-1} jusqu'au 15 mai puis restent comprises entre -12 m s^{-1} et 6 m s^{-1} après.

Le vortex polaire perdure jusqu'au début du mois de mai en 2010 puis se brise par la suite comme nous pouvons l'observer sur les cartes de vorticité potentielle de la figure 5.4 aux dates du 15 avril 2010 et du 15 mai 2010. Nous constatons qu'au 15 avril 2010 le vortex polaire est encore présent et Kiruna se trouve sur son bord d'où la forte circulation zonale observée à la date correspondante. Le vortex disparaît presque entièrement le 15 mai 2010 et seuls des résidus de vortex (« vortex remanents ») sont encore présents.

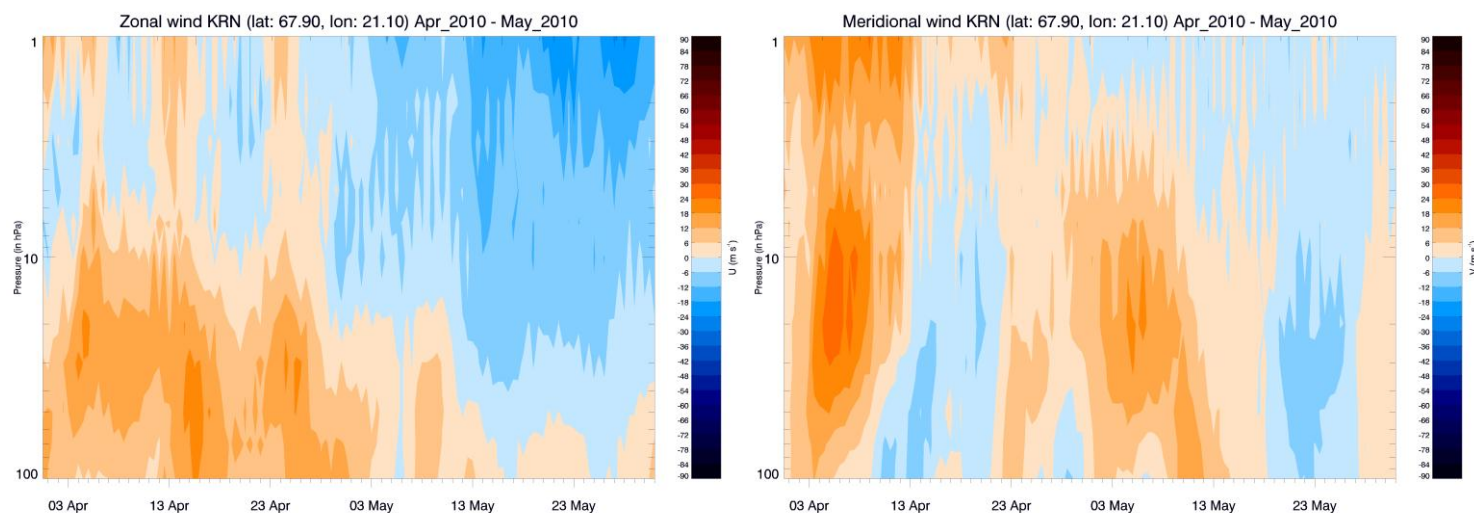


Figure 5.3. Vent zonal et vent méridien en fonction de la pression issus des réanalyses ERA-Interim au-dessus de base de Esrange/Kiruna (latitude: 67.9°, longitude: 21.1°) entre avril 2010 et mai 2010.

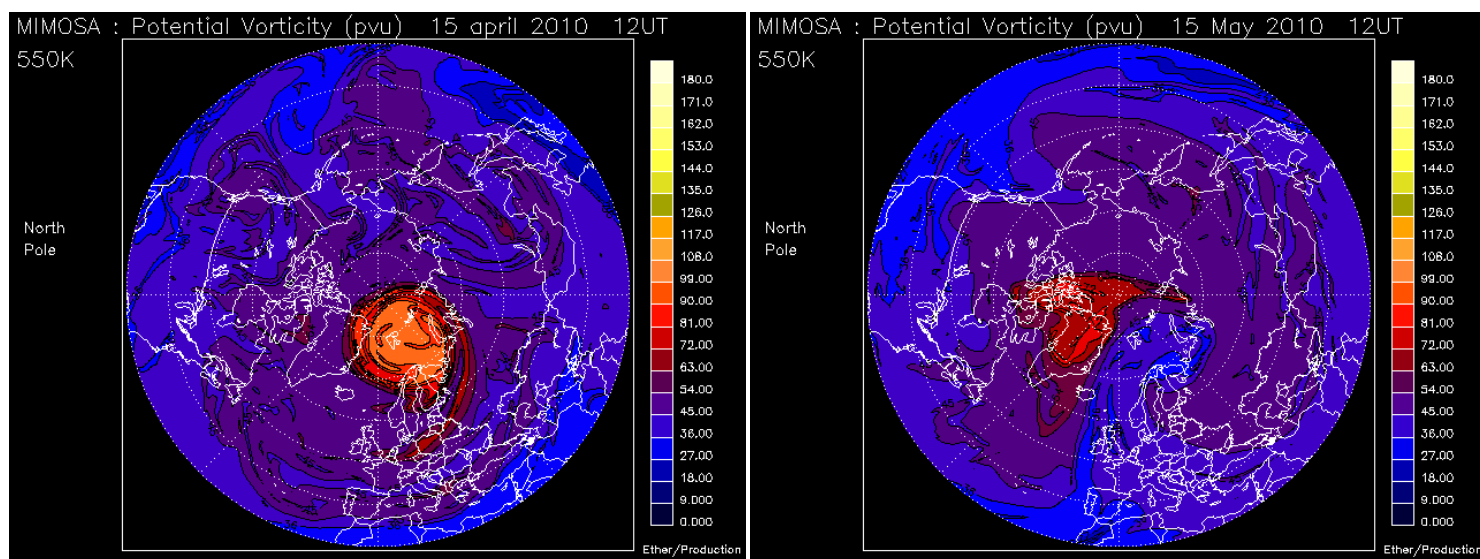


Figure 5.4. Vorticité potentielle (PVU) au niveau de température potentielle de 550 K (vers 30-40 hPa) issue du modèle MIMOSA avec représentation centrée sur le pôle nord aux dates du 15 avril 2010 (à gauche) et du 15 mai 2010 (à droite).

20 vols BSO sont disponibles dans notre base de données du début du mois d'avril à la fin du mois de mai dans la région polaire. La figure 5.5 présente les biais du vent zonal et du vent méridien calculés à partir de ces 20 vols dans la gamme de pression de [100 ; 4] hPa. Le nombre de points utilisés pour la construction des histogrammes de différences au niveau de pression de 10 hPa varie entre 5500 pour la largeur d'intervalle de $[\pm 100 \text{ hPa}]$ (rouge) et 2000 pour la largeur de $[\pm 30 \text{ hPa}]$ (vert).

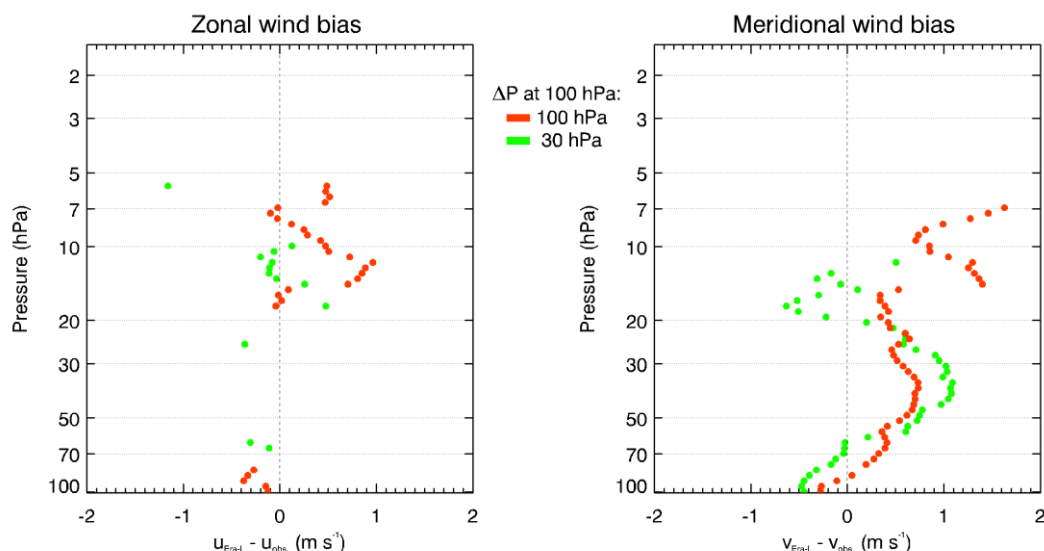


Figure 5.5. Biais du vent zonal (gauche) et du vent méridien (droite) calculés entre avril et mai en région polaire (20 vols de 2000 à 2011) en considérant les largeurs d'intervalle de $[\pm 100 \text{ hPa}]$ et $[\pm 30 \text{ hPa}]$; les niveaux moyens de pression varient entre 100 hPa et 4 hPa.

Vu le faible nombre de vols en cette période de nombreuses distributions sont rejetées par le test du χ^2 . Ainsi les biais du vent zonal obtenus sont peu nombreux et ne sont exploitables qu'entre 20 hPa et 5 hPa. Cette gamme d'altitude correspond aux niveaux des plafonds de vol où de nombreuses données sont disponibles. Les valeurs de biais alternent principalement entre des valeurs négatives de -0.1 m s^{-1} aux niveaux de pression de 7.1 hPa et 18 hPa et de 1 m s^{-1} à 11 hPa pour la largeur d'intervalle de $[\pm 100 \text{ hPa}]$. Les valeurs observées pour la largeur d'intervalle de $[\pm 30 \text{ hPa}]$ sont d'amplitudes un peu moindres pour la plupart mais en faibles nombre.

Un plus grand nombre de résultats est disponible pour la composante méridienne qui montre des valeurs principalement positives. Les biais sont assez variables et sont de -0.5 m s^{-1} et de -0.3 m s^{-1} au niveau de pression de 100 hPa pour les largeurs d'intervalle de $[\pm 30 \text{ hPa}]$ et de $[\pm 100 \text{ hPa}]$ respectivement. Les résultats obtenus avec la largeur de $[\pm 30 \text{ hPa}]$ sont de 1.1 m s^{-1} à 39 hPa et de -0.7 m s^{-1} à 18 hPa. La valeur de 1.7 m s^{-1} est atteinte à 7 hPa pour la plus large largeur d'intervalle. L'erreur relative commise est d'environ 10% pour la composante zonale à 10 hPa et 10 % pour le vent méridien à 7 hPa.

V.2.3. Saison d'été en région polaire

La figure 5.6 montre un exemple d'évolution de la vitesse du vent zonal et du vent méridien au-dessus de la base de Esrange/Kiruna jusqu'à 1 hPa en juillet et août 2003 (l'intégralité des vents concernés, allant de 1998 à 2009, est représentée dans l'annexe B.3). La stratosphère polaire en été est caractérisée par un anticyclone relativement faible et centré sur le pôle. La vitesse du vent zonal varie linéairement dans la stratosphère d'une valeur positive mais voisine de zéro à 100 hPa, elle passe à environ -10 m s^{-1} au niveau de pression de 10 hPa. A haute altitude, la vitesse du vent zonal peut excéder -20 m s^{-1} entre 4 hPa et 1 hPa. Nous pouvons observer une faible évolution de la structure du vent à la fin du mois d'août où la vitesse du vent zonal devient très faible et devient même positive quel que soit le niveau de pression. En effet, à partir du mois de septembre le système atmosphérique polaire évolue lentement vers le régime hivernal. Cette évolution n'est ici pas encore assez forte pour être visible sur la composante méridienne du vent. La vitesse du vent méridien reste relativement faible et comprise entre -6 m s^{-1} et 6 m s^{-1} quel que soit le niveau de pression considéré.

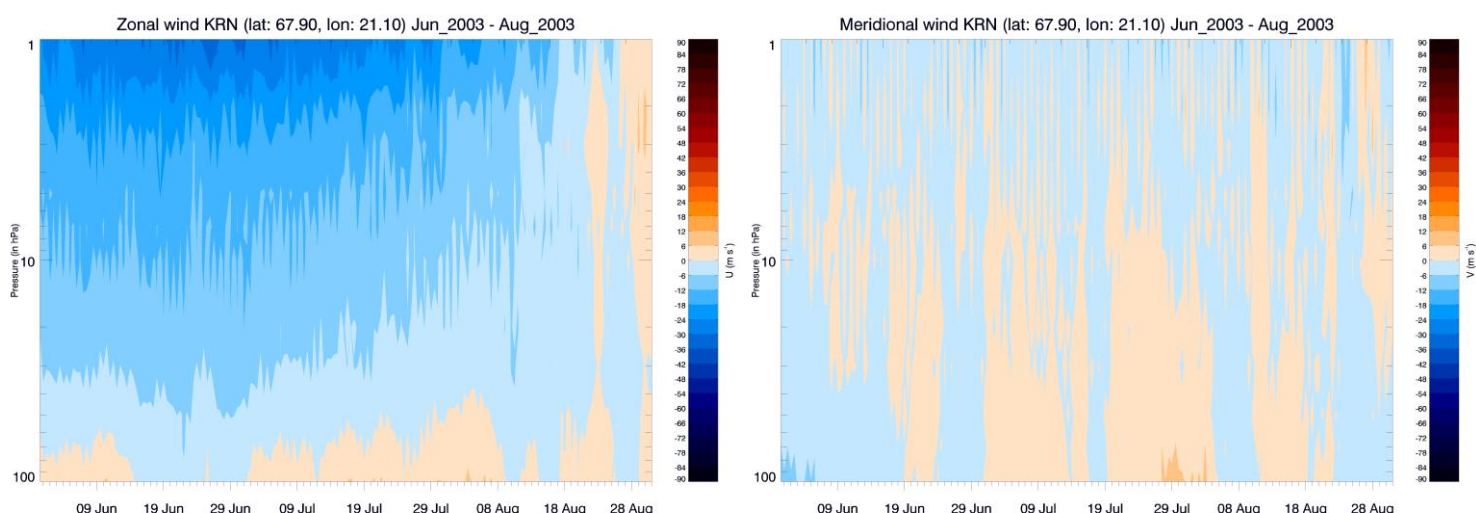


Figure 5.6. Vent zonal et vent méridien en fonction de la pression issus des réanalyses ERA-Interim au-dessus de base de Esrange/Kiruna (latitude: 67.9° , longitude: 21.1°) entre juin 2003 et août 2003.

23 vols BSO sont disponibles dans notre base de données du début du mois de juin à la fin du mois d'août dans la région polaire. La figure 5.7 présente les biais du vent zonal et du vent méridien calculés avec ces 23 vols dans la gamme de pression de [100 ; 3] hPa. Le nombre de points utilisés pour la construction des histogrammes de différences au niveau de pression de 10 hPa varie entre 14000 pour la largeur d'intervalle de $[\pm 100 \text{ hPa}]$ (rouge) et 5000 pour la largeur de $[\pm 30 \text{ hPa}]$ (vert).

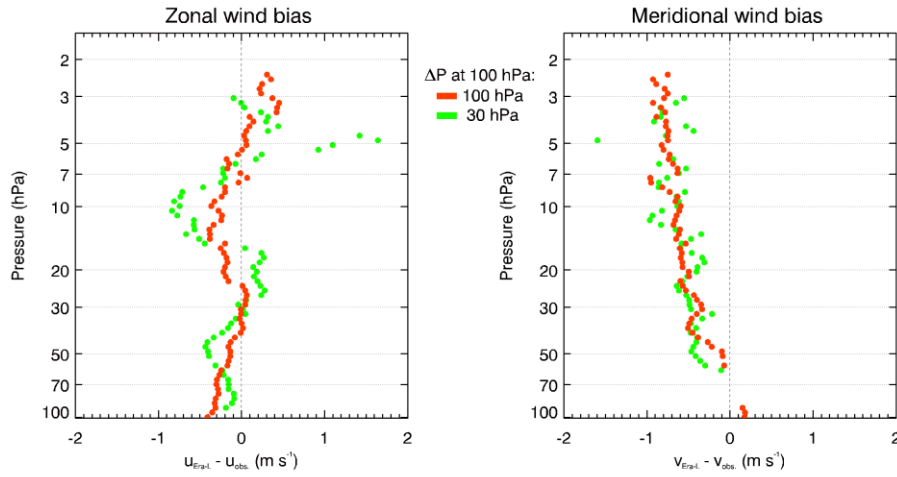


Figure 5.7. Biais du vent zonal (gauche) et du vent méridien (droite) calculés entre juin et août en région polaire (23 vols de 1998 à 2009) en considérant les largeurs d'intervalle de $[\pm 100 \text{ hPa}]$ et $[\pm 30 \text{ hPa}]$; les niveaux moyens de pression varient entre 100 hPa et 2 hPa.

Les biais du vent zonal oscillent entre -0.9 m s^{-1} au niveau de pression de 10 hPa et 1.7 m s^{-1} à 5 hPa pour la largeur d'intervalle de $[\pm 30 \text{ hPa}]$. Les valeurs de biais du vent zonal associées à la largeur d'intervalle de $[\pm 100 \text{ hPa}]$ sont d'amplitudes plus restreintes et sont de -3.1 m s^{-1} au niveau de pression de 100 hPa et de 0.5 m s^{-1} à 3.1 hPa.

Concernant le vent méridien, les biais varient essentiellement linéairement pour les deux composantes du vent. Ils sont de 0.2 m s^{-1} au niveau de pression de 100 hPa et de -0.9 m s^{-1} à 2.4 hPa .

Si nous considérons une vitesse moyenne de vent zonal de -10 m s^{-1} à 10 hPa nous pouvons dire que les réanalyses ERA-Interim sous-estiment le vent zonal de 10% au niveau de pression de 10 hPa et peuvent atteindre une surestimation de 15% à 5 hPa pour l'intervalle de largeur de $[\pm 30 \text{ hPa}]$. La vitesse du vent méridien peut en revanche être considérée comme proche de zéro ou tout du moins comprise entre -6 m s^{-1} et 6 m s^{-1} dans la stratosphère durant l'été polaire, mais la différence relative peut être extrêmement grande et dépasser très facilement 60% au-delà de 3 hPa.

V.3. Evaluation d'ERA-Interim aux moyennes latitudes

Les moyennes latitudes ont largement été sondées sur une longue période avec un grand nombre de vols principalement au printemps et en automne. Ces vols sont répartis entre 1989 et 2007 et sont au nombre de 153 dans notre base de données.

V.3.1. Printemps des moyennes latitudes

Durant la saison de printemps aux moyennes latitudes, une inversion du sens du vent zonal apparait dans la moyenne stratosphère. La figure 5.8 montre un exemple de la vitesse du vent zonal et du vent méridien au-dessus de la base de lancement d'Aire-sur-l'Adour jusqu'à 1 hPa en avril et mai 2002 (l'intégralité des mesures concernées, allant de 1999 à 2007, est représentée dans l'annexe B.4). L'inversion des vents est visible dans la gamme de pression [10 ; 1] hPa ; la circulation est principalement d'ouest (entre 12 m s⁻¹ et 42 m s⁻¹) avant le mois de mai alors que les vents d'est sont majoritaires après (entre -12 m s⁻¹ et -30 m s⁻¹).

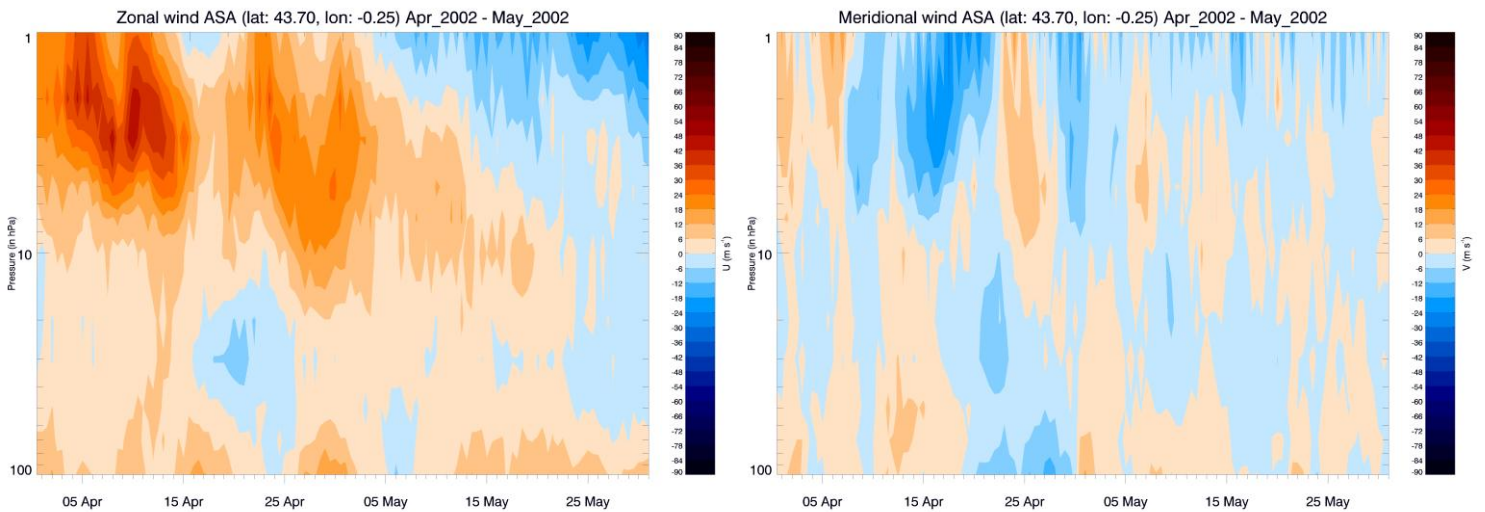


Figure 5.8. Vent zonal et vent méridien en fonction de la pression issus des réanalyses ERA-Interim au-dessus de base d'Aire-sur-l'Adour (latitude: 43.7°, longitude: -0.25°) entre avril 2002 et mai 2002.

La vitesse zonale est bien moindre dans la gamme de pression de [100 ; 10] hPa et est comprise entre -12 m s⁻¹ et 12 m s⁻¹. L'inversion de la circulation a un impact direct sur le vent méridien. La composante méridienne du vent est presque inexistante lorsque le vent zonal est d'est alors que v est positif (environ 12 m s⁻¹) entre 10 hPa et 1 hPa le 6 avril et le 24 avril lorsqu'un fort vent zonal est présent. Cette circulation méridienne est causée par la circulation de Brewer-Dobson. Cette circulation est d'autant plus forte que la composante zonale du vent est d'ouest; ce mécanisme peut être expliqué avec le déferlement des ondes

planétaires. (McIntyre et Palmer, 1983 ; Holton et Alexander, 2000). Le printemps aux moyennes latitudes caractérise la fin de période de ‘surf zone’ (McIntyre et Palmer, 1984).

13 vols BSO sont disponibles entre le début du mois d’avril et la fin du mois de mai à moyennes latitudes. La figure 5.9 présente les biais du vent zonal et du vent méridien calculés avec ces 13 vols dans la gamme de pression de [100 ; 2] hPa. Le nombre de points utilisés pour la construction des histogrammes des différences au niveau de pression de 10 hPa varie entre 5700 pour la largeur d’intervalle de $[\pm 100 \text{ hPa}]$ (rouge) et 2600 pour celui de $[\pm 30 \text{ hPa}]$ (vert).

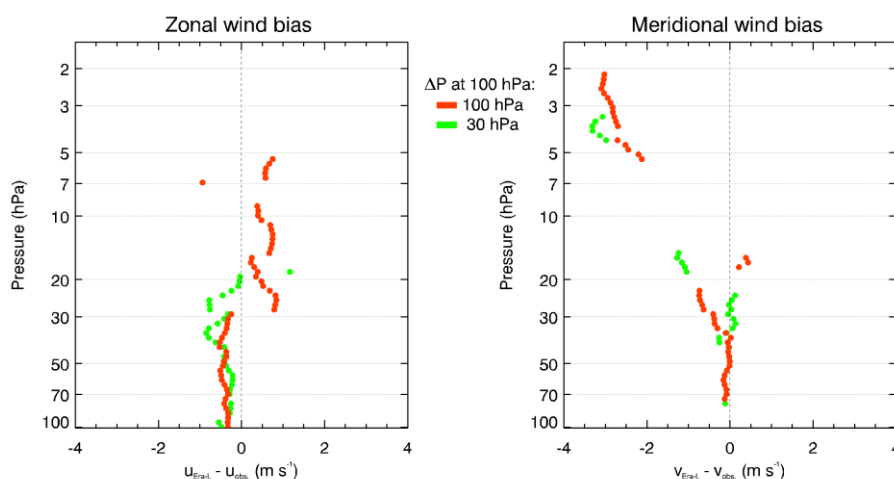


Figure 5.9. Biais du vent zonal (gauche) et du vent méridien (droite) calculés entre avril et mai à moyennes latitudes (13 vols de 1999 à 2007) en considérant les largeurs d’intervalles de $[\pm 100 \text{ hPa}]$ et $[\pm 30 \text{ hPa}]$; les niveaux moyens de pression varient entre 100 hPa et 2 hPa.

Les biais observés sur le vent zonal sont négatifs entre 100 hPa et 26 hPa, la valeur de -1 m s^{-1} est atteinte à 26 hPa pour l’intervalle de $[\pm 30 \text{ hPa}]$. Entre 26 hPa et 6 hPa, très peu de résultats sont utilisables mais ils sont essentiellement compris entre 0.2 m s^{-1} et 0.8 m s^{-1} pour la largeur d’intervalle de $[\pm 100 \text{ hPa}]$.

Les valeurs de biais pour la composante méridienne du vent sont bien plus importantes et restent négatives. Elles augmentent presque linéairement de -0.1 m s^{-1} à -3 m s^{-1} entre 70 hPa et 2 hPa pour les deux largeurs d’intervalle. On constate qu’aucun résultat n’est présent dans la gamme de pression de [15 ; 6] hPa.

Une grande quantité de résultats manque pour les deux composantes du vent et cela montre que de nombreuses distributions sont éloignées de la loi normale, probablement à cause du faible nombre de vols utilisables et du fait des fortes variabilités observées durant cette saison. Cependant il apparaît que les réanalyses ERA-Interim sous-estiment la vitesse du vent méridien d’au moins 30% au niveau de pression 3 hPa. La vitesse zonale est également sous-estimée d’environ 10% entre 100 hPa et 26 hPa ; il est plus difficile de conclure sur la nature des biais à plus haute altitude en raison du manque de résultats utilisables.

V.3.2. Régime d'été aux moyennes latitudes

La figure 5.10 montre un exemple de vent zonal et de vent méridien au-dessus de la base de lancement de Gap jusqu'à 1 hPa en juin et juillet 2001 (l'intégralité des mesures concernées, allant de 1989 à 2007, est représentée dans l'annexe B.5). Durant l'été la stratosphère à moyenne latitude est caractérisée par un fort vent d'est à haute altitude (entre -30 m s^{-1} et -40 m s^{-1} dans la gamme de pression [3 ; 1] hPa). La vitesse du vent diminue avec l'altitude et devient quasi-nulle au niveau de pression de 50-60 hPa ; le vent zonal est légèrement positif à 100 hPa (entre 6 m s^{-1} et 12 m s^{-1}). Le vent méridien quant à lui ne présente aucune structure et peut être considéré comme très faible (compris entre -6 m s^{-1} et 6 m s^{-1}) quel que soit le niveau de pression.

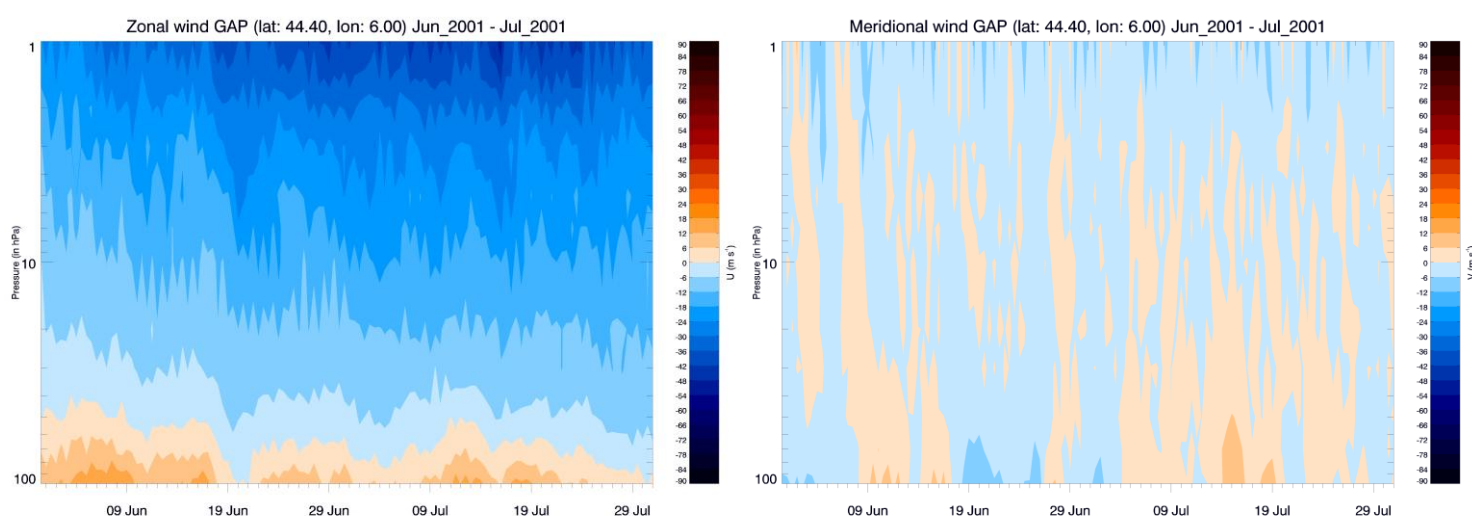


Figure 5.10. Vent zonal et vent méridien en fonction de la pression issus des réanalyses ERA-Interim au-dessus de base de Gap (latitude: 44.0°, longitude: 6.00°) entre juin 2001 et juillet 2001.

107 vols BSO se sont déroulés entre le début du mois juin et la fin du mois de juillet à moyenne latitude. La figure 5.11 présente les biais du vent zonal et du vent méridien calculés à partir de ces 107 vols dans la gamme de pression [100 ; 2] hPa. Le nombre de points utilisés pour la construction des histogrammes des différences au niveau de pression de 10 hPa varie entre 146000 pour la largeur d'intervalle de $[\pm 100 \text{ hPa}]$ (rouge) et 66000 pour celui de $[\pm 30 \text{ hPa}]$ (vert).

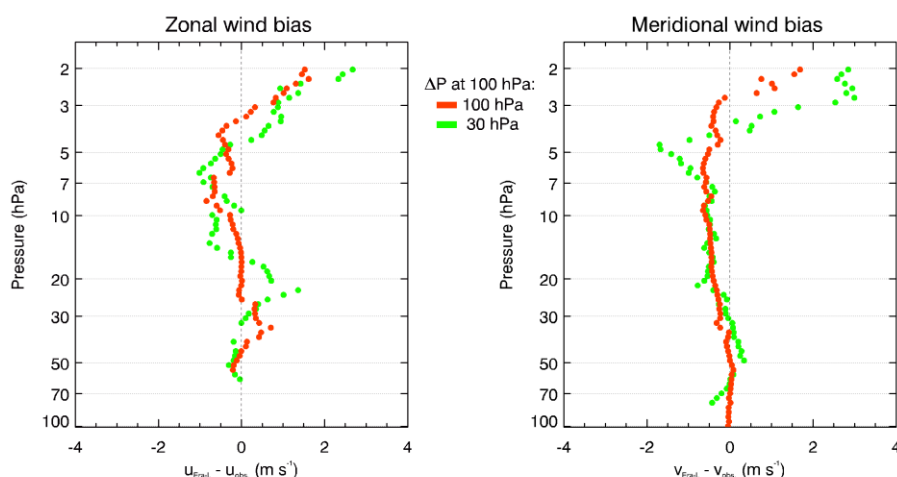


Figure 5.11. Biais du vent zonal (gauche) et du vent méridien (droite) calculés entre juin et juillet à moyennes latitudes (107 vols de 1989 à 2007) en considérant les largeurs d'intervalles de $[\pm 100 \text{ hPa}]$ et $[\pm 30 \text{ hPa}]$; les niveaux moyens de pression varient entre 100 hPa et 2 hPa.

Les biais du vent zonal présentent des valeurs oscillantes entre -1 m s^{-1} au niveau de pression de 6.4 hPa et 2.7 m s^{-1} à 2 hPa pour la largeur d'intervalle de $[\pm 30 \text{ hPa}]$. Les biais associés à la largeur d'intervalle de $[\pm 100 \text{ hPa}]$ suivent une évolution similaire d'amplitude un peu moindre.

Les biais du vent méridien évoluent de manière presque linéaire entre les niveaux de pression de 100 hPa et 7 hPa quelque soit la largeur d'intervalle considérée et sont proches de zéro au niveau de pression de 100 hPa et -0.6 m s^{-1} à 7 hPa. Entre 7 hPa et 2 hPa, les valeurs de biais sont plus importantes et atteignent -1.7 m s^{-1} à 4.7 hPa et 3.1 m s^{-1} à 2.5 hPa avec la largeur d'intervalle de $[\pm 30 \text{ hPa}]$.

Nous constatons que les biais sont relativement faibles pour les deux composantes du vent entre 100 hPa et 5 hPa et sont exclusivement négatifs pour le vent méridien. Les réanalyses ERA-Interim surestiment la vitesse des deux composantes du vent au-delà de 3 hPa. Si les différences relatives sont inférieures à 10% pour le vent zonal entre 3 hPa et 2 hPa, elles peuvent au contraire être sur estimées d'environ 50% pour la composante méridienne dans la même gamme de pression.

V.3.3. Automne aux moyennes latitudes

La figure 5.12 montre un exemple de vitesse du vent zonal et du vent méridien au-dessus de la base de lancement d'Aire-sur-l'Adour jusqu'à 1 hPa de septembre 2001 à novembre 2001 (l'intégralité des mesures concernées, allant de 1999 à 2006, est représentée dans l'annexe B.6). Durant cette période des vents d'ouest se mettent en place dans la stratosphère au milieu du mois de septembre dans la gamme de pression [10 ; 1] hPa et la vitesse de ces vents peuvent excéder 30 m s^{-1} à 10 hPa et même 70 m s^{-1} dans la gamme de pression de [4 ; 1] hPa à la fin du mois de novembre. Les fortes valeurs de vitesses zonales sont corrélées avec les vitesses positives du vent méridien ; elles peuvent atteindre $12\text{-}18 \text{ m s}^{-1}$ dans la gamme de pression de [4 ; 1] hPa dans les périodes où le vent zonal est très fort. A plus basse altitude, la vitesse du vent méridien reste proche de zéro. L'automne aux moyennes latitudes correspond à la transition inverse de celle observée au printemps en débutant le régime hivernal avec une circulation zonal d'ouest.

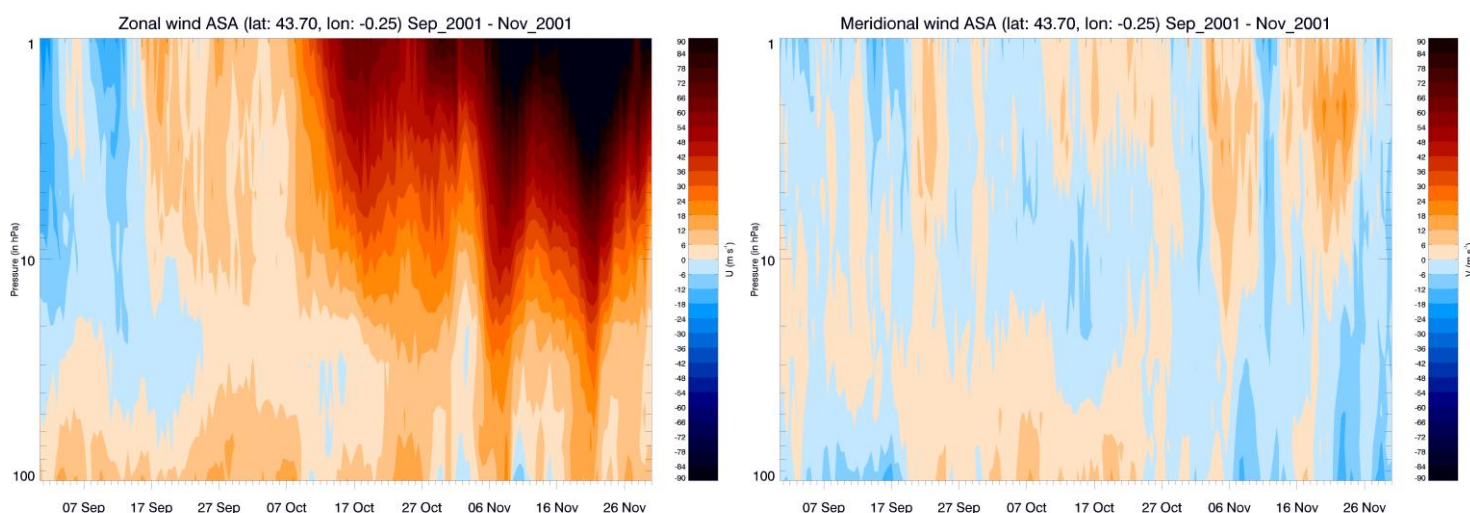


Figure 5.12. Vent zonal et vent méridien en fonction de la pression issus des réanalyses ERA-Interim au-dessus de base d'Aire-sur-l'Adour (latitude: 43.7° , longitude: -0.25°) entre septembre 2001 et novembre 2001.

33 vols BSO se sont déroulés entre le début du mois de septembre et la fin du mois de novembre aux moyennes latitudes. La figure 5.13 présente les biais du vent zonal et du vent méridien calculés à partir de ces 33 vols dans la gamme de pression [100 ; 2] hPa. Le nombre de points utilisés pour la construction des histogrammes des différences au niveau de pression de 10 hPa varie entre 19000 pour la largeur d'intervalle de $[\pm 100 \text{ hPa}]$ (rouge) et 7500 pour celui de $[\pm 30 \text{ hPa}]$ (vert).

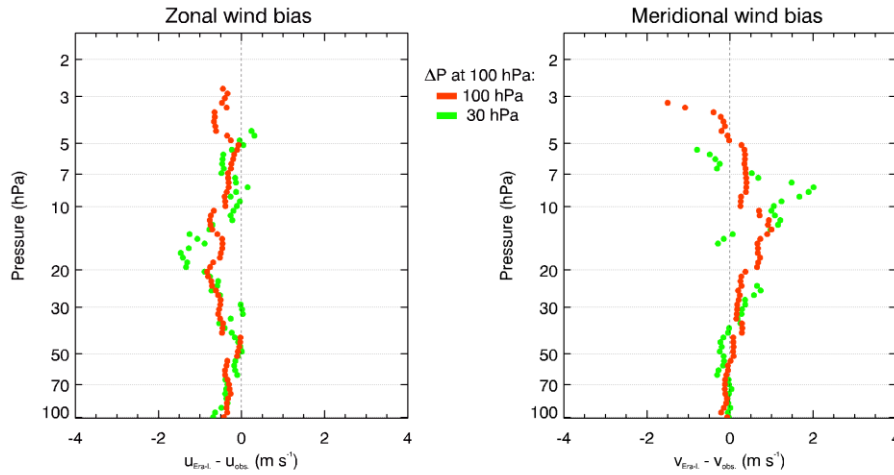


Figure 5.13. Biais du vent zonal (gauche) et du vent méridien (droite) calculés entre septembre et novembre aux moyennes latitudes (33 vols de 1999 à 2006) en considérant les largeurs d'intervalle de $[\pm 100 \text{ hPa}]$ et $[\pm 30 \text{ hPa}]$; les niveaux moyens de pression varient entre 100 hPa et 2 hPa.

Les biais observés pour le vent zonal varient relativement peu quelle que soit la largeur d'intervalle considérée entre 100 hPa et 3 hPa ; les valeurs demeurent comprises entre -1 m s^{-1} et zéro pour l'intervalle de $[\pm 100 \text{ hPa}]$. Au niveau de pression de 15 hPa l'erreur du vent zonal est de -1.5 m s^{-1} avec la largeur d'intervalle de $[\pm 30 \text{ hPa}]$ et devient légèrement positive avec 0.3 m s^{-1} à 4.6 hPa. Les résultats obtenus avec la largeur d'intervalle de $[\pm 100 \text{ hPa}]$ évoluent assez peu avec le niveau de pression et sont de -0.4 m s^{-1} à 3 hPa.

Les biais du vent méridien sont compris entre -0.3 m s^{-1} et 0.7 m s^{-1} dans la gamme de pression de $[100 ; 20] \text{ hPa}$ quelle que soit la largeur d'intervalle considérée. Puis ils alternent entre 2.1 m s^{-1} au niveau de pression de 8 hPa pour la largeur d'intervalle de $[\pm 30 \text{ hPa}]$ et -1.6 m s^{-1} à 3.5 hPa avec la largeur de $[\pm 100 \text{ hPa}]$.

Relativement à la moyenne du vent zonal, le biais est plutôt faible ; il est d'environ 10% à 15 hPa et inférieur à 4% à 3 hPa. La différence relative pour la composante méridienne est plus significative dans la gamme de pression de $[10 ; 3] \text{ hPa}$; alors que la vitesse moyenne du vent méridien est quasi nulle dans la moyenne stratosphère, elle est d'environ 10 m s^{-1} à haute altitude ; ainsi l'erreur relative sur le vent méridien peut dépasser 40%. Encore une fois, les réanalyses ERA-Interim sous-estiment majoritairement les vitesses de vent à haute altitude.

V.4. Evaluation d'ERA-Interim en région tropicale

Nous utilisons les vols ayant eu lieu dans les régions tropicales mais l'analyse se fait pour deux conditions géophysiques différentes. La dynamique de la stratosphère tropicale est en effet régulée par un phénomène appelé l'oscillation quasi-biennale ou QBO (Baldwin et al., 2001). La direction de la circulation zonale alterne de façon presque périodique avec une période d'un petit peu plus de 24 mois. Certains vols se sont déroulés lorsque cette QBO était en phase d'ouest (Teresina en novembre 2004, décembre 2004, mai 2008 et juin 2008 ; Bauru en février 2003 ; Niamey en juillet et août 2006 ; Hawaii en août et septembre 2008) alors que les autres avaient lieu dans une phase d'est de la QBO (Teresina en juin et juillet 2005 ; Niamey en novembre 2005).

V.4.1. Condition de QBO en phase d'Est

La figure 5.14 montre un exemple de la vitesse du vent zonal et du vent méridien au-dessus de la base de lancement de Teresina jusqu'à 1 hPa entre juin et juillet 2005 (l'intégralité des mesures concernées, est représentée dans l'annexe B.7). Une couche avec un fort vent d'est est visible entre 50 hPa et 10 hPa. La vitesse maximale du vent peut excéder -30 m s^{-1} et est localisée dans la gamme de pression $[30 ; 20] \text{ hPa}$. Nous observons que le vent zonal peut parfois être d'ouest dans la gamme de pression $[10 ; 1] \text{ hPa}$ où l'oscillation semi-annuelle débute (Garcia et al., 1997). Les valeurs du vent méridien sont très faibles et proches de zéro entre 100 hPa et 10 hPa. Des valeurs légèrement plus fortes peuvent être observées dans la gamme de pression $[10 ; 1] \text{ hPa}$; elles oscillent entre -12 m s^{-1} et 12 m s^{-1} .

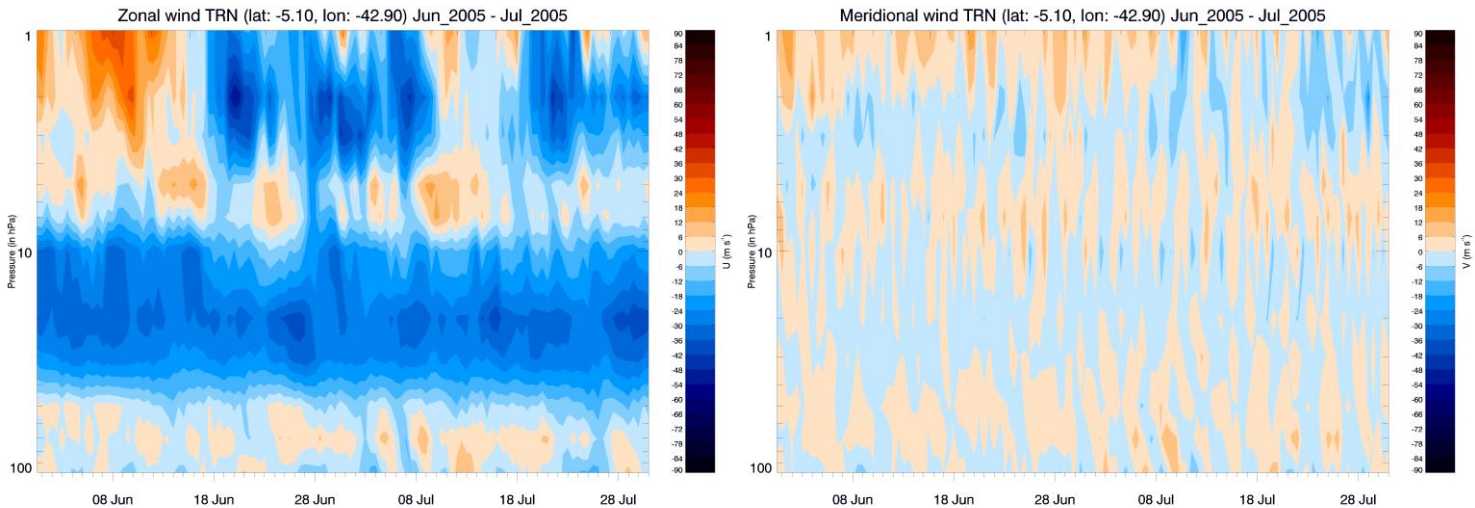


Figure 5.14. Vent zonal et vent méridien en fonction de la pression issus des réanalyses ERA-Interim au-dessus de base de Teresina (latitude: -5.1° , longitude: -42.9°) entre juin 2005 et juillet 2005.

14 vols BSO se sont déroulés en région tropicale au moment où la QBO était en phase d'est. La figure 5.15 présente les biais du vent zonal et du vent méridien calculés à partir de ces 14 vols dans la gamme de pression de [100 ; 3] hPa. Le nombre de points utilisés pour construire les histogrammes des différences au niveau de pression de 10 hPa varie entre 11000 pour la largeur d'intervalle de $[\pm 100 \text{ hPa}]$ (rouge) et 4000 pour la largeur de $[\pm 30 \text{ hPa}]$ (vert).

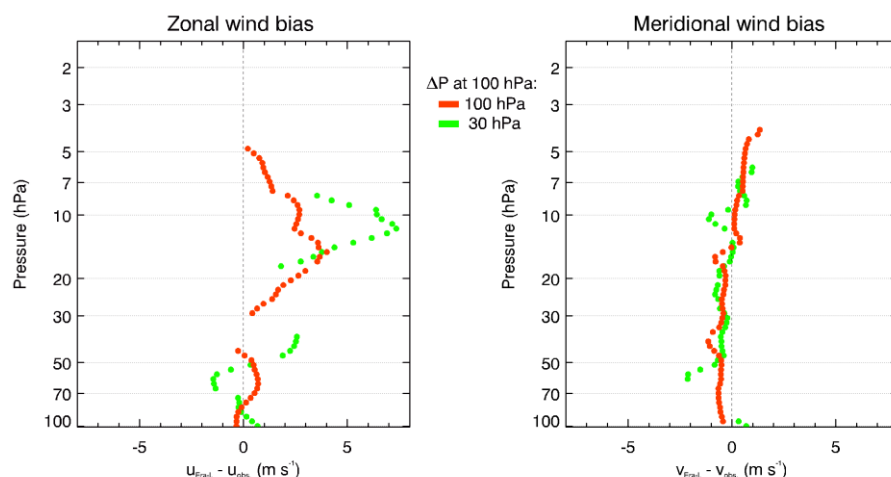


Figure 5.15. Biais du vent zonal (gauche) et du vent méridien (droite) calculés durant la phase d'est de la QBO (14 vols en juin et juillet 2005 à Teresina ; en novembre 2005 à Niamey) en considérant les largeurs d'intervalles de $[\pm 100 \text{ hPa}]$ et $[\pm 30 \text{ hPa}]$; les niveaux moyens de pression varient entre 100 hPa et 2 hPa.

Les biais du vent zonal présentent de grandes variations en fonction du niveau de pression considéré. Les valeurs de biais avec la largeur d'intervalle de $[\pm 100 \text{ hPa}]$ sont de 0.4 m s^{-1} au niveau de pression de 30 hPa et de 3.9 m s^{-1} à 15 hPa. Les résultats obtenus avec la largeur d'intervalle de $[\pm 30 \text{ hPa}]$ sont d'amplitude plus grande ; les biais du vent zonal trouvés sont de 2.5 m s^{-1} à 44 hPa et 7.4 m s^{-1} à 11 hPa.

Les biais du vent méridien sont compris entre -2.2 m s^{-1} et 1.4 m s^{-1} dans la gamme de pression de [100 ; 4] hPa pour les deux largeurs d'intervalle.

De grandes différences sont observées entre les résultats obtenus avec les deux largeurs d'intervalle pour deux niveaux de pression ; à 44 hPa et 11 hPa où la phase de la QBO change. Dans le but d'éclaircir la raison de telles différences nous étudions les distributions obtenues à ces deux niveaux de pression ; à 44.0 hPa et 11.0 hPa pour les deux largeurs d'intervalle. Ces distributions sont présentées sur la figure 5.16. Les formes des distributions obtenues au niveau de pression de 44.0 hPa sont très similaires entre elles ; les biais obtenus sont de 2.25 m s^{-1} et -0.25 m s^{-1} pour les largeurs d'intervalles de $[\pm 30 \text{ hPa}]$ et $[\pm 100 \text{ hPa}]$ respectivement, les écarts types sont de 3.96 m s^{-1} et 3.34 m s^{-1} , les coefficients d'asymétrie de 0.03 et 0.76, les coefficients d'aplatissement de -0.84 et 0.38 respectivement.

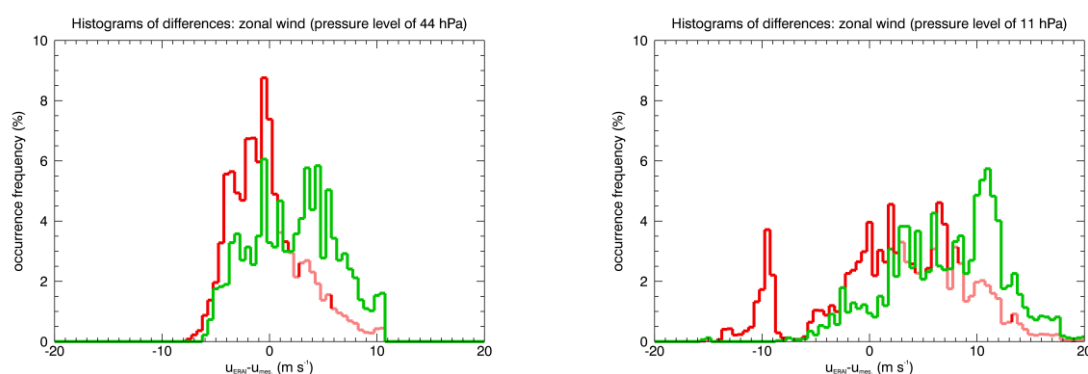


Figure 5.16. Histogrammes des différences entre les réanalyses ERA-Interim et les mesures ballon, obtenues dans la figure 5.15 avec les deux largeurs d'intervalle au niveau de pression de 44.0 hPa (à gauche) et 11.0 hPa (à droite). Les distributions obtenues avec la largeur d'intervalle de $[\pm 30 \text{ hPa}]$ sont en vert et celles avec la largeur de $[\pm 100 \text{ hPa}]$ en rouge.

Les formes des distributions obtenues au niveau de pression de 11.0 hPa présentent des différences. Les biais du vent zonal obtenus sont de 7.17 m s^{-1} et 2.55 m s^{-1} pour les largeurs d'intervalle de $[\pm 30 \text{ hPa}]$ et $[\pm 100 \text{ hPa}]$ respectivement ; les écarts types sont de 5.27 m s^{-1} et 6.57 m s^{-1} ; les coefficients d'asymétrie de -0.41 et -0.37 ; les coefficients d'aplatissement de 0.01 et -0.28 respectivement ; plusieurs modes sont présents sur ces distributions. Un seul mode bien identifié est visible sur chaque distribution au niveau de pression de 44.0 hPa. Au niveau de pression de 11.0 hPa, les distributions présentent de larges écarts types et le résultat des coefficients d'aplatissement est très faible ou négatif, cela est cohérent avec les formes qui sont observées sur la figure où plusieurs modes sont visibles. La largeur d'intervalle de $[\pm 100 \text{ hPa}]$ prend en compte un plus grand nombre de points que celle de $[\pm 30 \text{ hPa}]$ et donc plus de valeurs différentes. Chaque mode présent dans les distributions correspond à un vol spécifique. Nous pouvons identifier la provenance des 3 principaux pics présents.

Le mode localisé à -10 m s^{-1} correspond au vol de la nacelle CASOLBA du 7 juillet 2005 à Teresina où la phase de plafond était d'une durée de presque 4 heures à une altitude de 34 km. Le mode localisé à 7 m s^{-1} est associé au vol de la nacelle O3SAMPLER du 4 juin 2005 à Teresina avec un plafond de plus de 4 heures à une altitude comprise entre 34 km et 30 km. Le mode localisé à 2 m s^{-1} est associé à l'expérience LPMA-IASI du 30 juin 2005 à Teresina, le plafond était de plus de 7 heures à une altitude de 34 km. La distribution avec la largeur d'intervalle de $[\pm 30 \text{ hPa}]$ ne prend pas en compte la grande quantité de points présents à 34 km d'altitude et considère une couche de pression plus restreinte, ainsi la valeur moyenne prend en compte une plage de biais plus restreinte.

Nous observons que les réanalyses ERA-Interim surestiment la vitesse du vent zonal pour tous les niveaux de pression considérés. La vitesse moyenne du vent zonal étant négative, cela revient à une sous-estimation de la force du vent. Ces biais peuvent largement dépasser les 50% pour la composante zonale et plus de 60% pour le vent méridien.

V.4.2. Condition de QBO en phase d'Ouest

La figure 5.17 montre un exemple de la vitesse du vent zonal et du vent méridien au-dessus de la base de lancement de Teresina jusqu'à 1 hPa en mai et juin 2008 (l'intégralité des mesures concernées, est représentée dans l'annexe B.8). Une couche avec un fort vent d'ouest est visible entre 50 hPa et 8 hPa. La vitesse maximale excède 30 m s^{-1} et est localisée dans la couche de [30 ; 20] hPa. Nous observons de fines couches avec des vents d'est dans les gammes de pression de [100 ; 50] hPa et de [8 ; 1] hPa. Les valeurs du vent méridien varient très peu et sont très proche de zéro (entre -6 m s^{-1} et 6 m s^{-1}) dans la gamme de pression [100 ; 1] hPa.

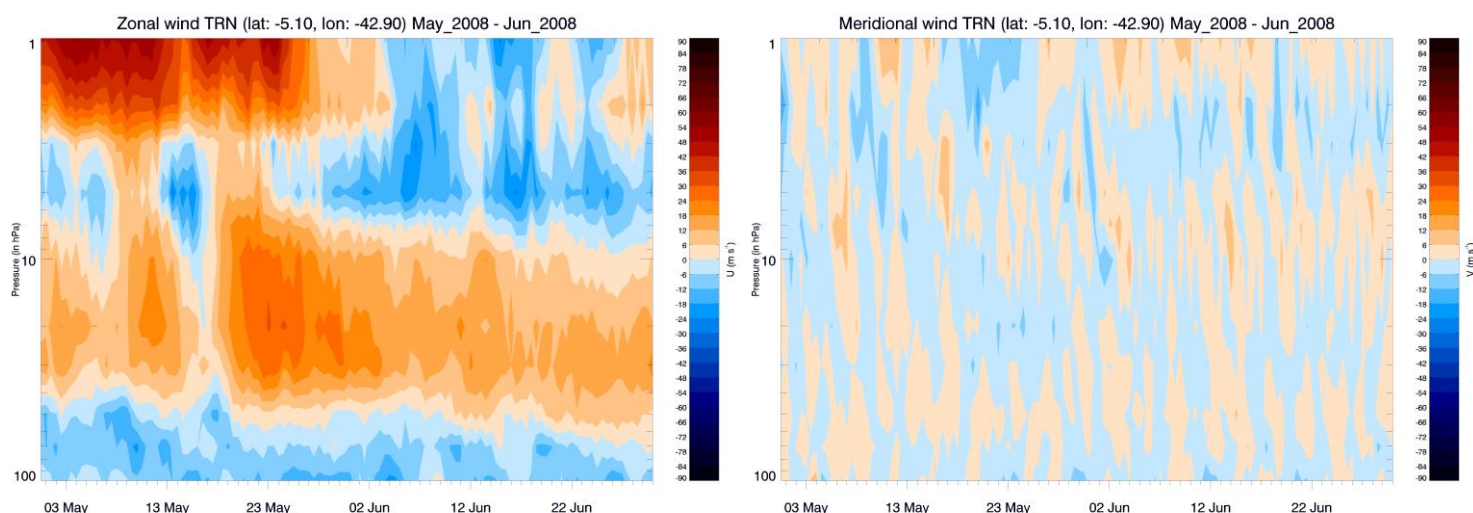


Figure 5.17. Vent zonal et vent méridien en fonction de la pression issus des réanalyses ERA-Interim au-dessus de base de Teresina (latitude: -5.1° , longitude: -42.9°) entre mai 2008 et juin 2008.

37 vols BSO se sont déroulés dans une QBO avec une phase d'ouest (Teresina en novembre et décembre 2004, mai et juin 2008 ; Bauru en février 2003 ; Niamey en juillet et août 2006 ; Hawaii en août et septembre 2008). La figure 5.18 présente les biais du vent zonal et du vent méridien calculés avec ces 37 vols dans la gamme de pression de [100 ; 3] hPa. Le nombre de points utilisés pour construire les histogrammes des différences au niveau de pression de 10 hPa varie entre 60000 pour la largeur d'intervalle de $[\pm 100 \text{ hPa}]$ (rouge) et 20000 pour la largeur de $[\pm 30 \text{ hPa}]$ (vert) mais il est bien plus important à 50 hPa en raison de la campagne d'Hawaii avec 590000 points de mesure en considérant l'intervalle de $[\pm 100 \text{ hPa}]$ et 170000 pour la largeur de $[\pm 30 \text{ hPa}]$.

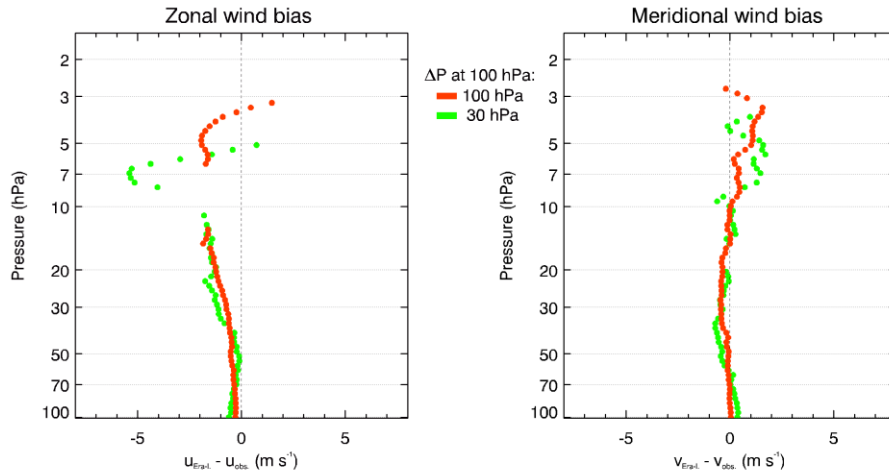


Figure 5.18. Biais du vent zonal (gauche) et du vent méridien (droite) calculés durant la phase d'ouest de la QBO (37 vols; à Teresina en novembre-décembre 2004 et mai et juin 2008; à Bauru en février 2003; à Niamey en juin et août 2006 et à Hawaii en août et septembre 2008) en considérant les largeurs d'intervalles de $[\pm 100 \text{ hPa}]$ et $[\pm 30 \text{ hPa}]$; les niveaux moyens de pression varient entre 100 hPa et 2 hPa.

Le biais du vent zonal est compris entre -0.5 m s^{-1} et -1.9 m s^{-1} dans la gamme de pression $[100 ; 10] \text{ hPa}$ pour les deux largeurs d'intervalle. Dans la gamme de pression $[10 ; 3] \text{ hPa}$ les valeurs de biais du vent zonal atteignent -5.6 m s^{-1} aux niveaux de pression de 7 hPa pour la largeur de $[\pm 30 \text{ hPa}]$, quelques valeurs positives sont observables entre 5 hPa et 3 hPa mais ne dépassent pas 2 m s^{-1} .

Pour le vent méridien, les valeurs des biais sont comprises entre -1 m s^{-1} et 1.9 m s^{-1} et cela quelle que soit la largeur d'intervalle considérée dans la gamme de pression $[100 ; 3] \text{ hPa}$.

L'erreur sur le vent zonal est relativement faible, et inférieure à 5%, dans la gamme de pression $[100 ; 10] \text{ hPa}$. Ces faibles valeurs sont très probablement dues au grand nombre de points de mesures disponibles autour d'Hawaii, ce qui lisse les résultats. Cependant, nous observons des biais notables localisés juste au-dessus de la couche de la QBO, là où le régime de vent s'inverse; l'erreur relative du vent zonal peut dépasser 50% dans la gamme de pression $[10 ; 3] \text{ hPa}$. La vitesse du vent méridien peut être considérée comme étant presque nulle et dans ce cas le biais relatif peut prendre des valeurs supérieures à 30%. La vitesse du vent zonal entre 10 hPa et 3 hPa est sous-estimée par les réanalyses ERA-Interim.

V.5. Discussion-Conclusion

Entre les niveaux de pression de 100 hPa et 2 hPa les biais ont été calculés pour les différentes conditions géophysiques mentionnées. Leurs valeurs varient en fonction du lieu, de la saison et de la pression considérée et dans certains cas de très fortes valeurs de biais sont mises en évidence.

Les différences absolues entre les réanalyses ERA-Interim et les mesures excèdent rarement 2 m s^{-1} dans la gamme de pression [100 ; 20] hPa, ce qui est en bon accord avec plusieurs études évaluant la qualité des modèles ECMWF dans la basse stratosphère (Hertzog et al., 2004 ; Hertzog et al., 2006 ; Christensen et al., 2007 ; Boccara et al., 2008 ; Houchi et al., 2010). En effet, comme observé dans la région polaire arctique et aux moyennes latitudes les biais du vent zonal et du vent méridien sont inférieurs à 5-10% entre 100 hPa et 20 hPa. Cela montre que les réanalyses ERA-Interim sont cohérentes avec les mesures dans les systèmes bien établis dans la basse stratosphère.

Cependant les réanalyses ERA-Interim rencontrent plus de difficultés à représenter la structure du vent à plus haute altitude. Les écarts entre le modèle et les observations peuvent dépasser 20% dans la gamme de pression de [10 ; 2] hPa pour les deux composantes du vent dans la région polaire et aux moyennes latitudes. Ces forts désaccords prennent place là où de grandes variabilités des vents existent comme aux moments des réchauffements stratosphériques soudains, du « turn over » en région polaire ou encore au moment de l'inversion du vent zonal en mai et en octobre aux moyennes latitudes. Ceci met en évidence les difficultés du modèle à représenter de tels phénomènes à variation rapide.

Les régions tropicales sont les régions où les réanalyses ERA-Interim semblent être le plus en difficulté pour représenter la circulation stratosphérique. Les résultats montrent des écarts à des niveaux bien localisés correspondant aux endroits où la phase de QBO s'inverse. Même si les modèles capturent l'essentiel de la dynamique correspondant à la QBO (Huesmann et Hitchman, 2001 ; Baldwin et Gray, 2005 ; Huang et al., 2011 ; Lehmann et Névir, 2012) les structures plus fines dans la stratosphère tropicale demeurent plus difficiles à représenter. Au sein de la couche de vent correspondant au maximum de la phase de la QBO, l'incertitude absolue du vent zonal peut atteindre $2\text{-}3 \text{ m s}^{-1}$ mais cela correspond à une différence de 10% relativement à la vitesse moyenne. L'ordre de grandeur des biais du vent zonal devient relativement plus fort à haute altitude et peut dépasser 50% quand et où la phase de la QBO change. Cependant ces résultats doivent être pondérés car le faible nombre de mesures à haute altitude réduit le niveau de confiance des résultats.

Nous notons que les valeurs de biais du vent méridien sont assez souvent inférieures à celles du vent zonal, notamment en région polaire et tropicale. Par contre comme la circulation méridienne moyenne est plutôt faible les différences relatives sont bien plus importantes et mènent à des grands biais relatifs (dans certains cas la barre des 100% peut être dépassée).

Le niveau de pression d'environ 20-10 hPa correspond à la jonction de deux régions avec des biais différents ; ils sont relativement plus faibles en dessous et deviennent plus importants au-dessus de ce niveau. Il est intéressant de noter que cette limite coïncide avec l'altitude moyenne atteinte par les radiosondages, qui sont collectés et assimilés dans les modèles. Le manque de mesures à haute altitude dans la stratosphère est corrélé avec la plus

faible qualité de réanalyses ERA-Interim pour les plus hauts niveaux de pression. Le faible nombre de niveaux utilisés (37 niveaux pression) conduit également à une part d'imprécision dans les calculs d'interpolation à haute altitude, ce qui se répercute sur le calcul des écarts avec les mesures. De plus chaque sondage n'atteint pas la même altitude de plafond, donc plus l'altitude est élevée, plus le nombre de points de mesure assimilés diminue. Les méthodes de mesure et d'assimilation des vents dans les modèles génèrent donc des imprécisions. Le manque de mesures dans la moyenne et haute stratosphère contraint les modèles à extrapoler les résultats dans ces régions ou bien à utiliser la température mesurée par satellite pour en déduire le vent géostrophique (Rüfenacht et al., 2012 ; Baron et al., 2012). Cependant cette approximation n'est plus valide en présence de forte activité ondulatoire dans plusieurs régions et spécialement dans les tropiques où le paramètre de Coriolis s'annule et donc pose problème au calcul du vent géostrophique (Zagar et al., 2004 ; Polavarapu et al., 2005).

L'ordre de grandeur des écarts entre les réanalyses ERA-Interim et les mesure de vent collectées par les ballons considérés dans ce travail peut être considéré comme plutôt faible dans certains cas ; mais ces biais peuvent pourtant causer de grandes différences entre les trajectoires de vol prédites et les trajectoires réelles. Par exemple, les biais relatifs obtenus durant l'hiver polaire sont inférieurs à 5% au niveau de pression de 5 hPa et d'environ 20% pour les biais sur le vent méridien au même niveau. Si nous considérons une phase de plafond de seulement 2 heures à 5 hPa, la différence de direction entre les trajectoires est de 2° et la différence sur la vitesse de 2.5 m s^{-1} ; la distance finale entre la trajectoire théorique et la trajectoire réelle est plus grande que 20 km. Dans les régions tropicales, pendant la phase d'est de la QBO, une phase de plafond de 2 heures au niveau de pression de 10 hPa entraîne une distance finale entre les trajectoires d'environ 58 km. De tels désaccords sont des obstacles au bon déroulement des vols ballon.

Dans la plupart des cas nous pouvons dire que les réanalyses ERA-Interim sous-estiment les vitesses des vents zonaux et méridiens dans la stratosphère. Etant donné que la plus grande part de la circulation méridienne est produite par l'activité ondulatoire il apparait que le modèle souffre d'un manque dans la représentation des phénomènes ondulatoires dans la stratosphère.

Conclusion générale

La stratosphère, de forte stabilité verticale, est caractérisée par une circulation principalement zonale; les déplacements méridiens sont d'amplitudes relativement faibles et difficiles à quantifier. Ces mouvements méridiens sont essentiellement causés par l'activité ondulatoire atmosphérique qui apporte une variabilité non négligeable sur la circulation stratosphérique. De plus, la stratosphère est difficilement accessible à la mesure, rendant les observations aux hautes altitudes extrêmement limitées. Modéliser cette dynamique de manière réaliste avec précision constitue donc un enjeu majeur. Ce travail de thèse s'est concentré sur l'analyse des mesures de vent dans la stratosphère déduites des trajectoires de vols ballon (les ballons étant l'unique vecteur permettant les mesures *in situ* à haute altitude). Ces mesures de vent ont été utilisées pour évaluer les écarts et biais dans les données des réanalyses ERA-Interim.

L'analyse trajectographique des vols BSO obtenus au cours des 2 dernières décennies a permis de produire au cours de ce travail une base de données rapportant les mesures de vents, les mesures de pression et de température dans la stratosphère (jusqu'à 43 km d'altitude). Ces données qui concernent des saisons et des régions variées (région polaire arctique, à moyenne latitude et région intertropicale) ont été standardisées pour des exploitations simplifiées. Cette standardisation sera utile pour les futurs vols BSO et les données recueillies pourront compléter la banque de données actuellement établie. Les données issues des réanalyses ERA-Interim ont été interpolées pour chaque point de mesure de chaque vol ballon. La méthode d'interpolation (interpolation quadratique sur la grille horizontale et temporelle et interpolation linéaire sur la verticale) utilisée vise à minimiser la perte d'information dans le processus d'extraction des données initiales.

L'outil ESTIBAL qui permet la visualisation et l'analyse des mesures de vent en les comparant aux réanalyses ERA-Interim a été livré au CNES et est opérationnel. Une valorisation de cet outil est également prévue via sa mise à disposition pour l'ensemble de la communauté nationale (et internationale) au pôle thématique ETHER CNES-INSU.

Une étude systématique des écarts mesures/modèle de 20 km à 40 km d'altitude montre que les biais varient fortement en fonction de l'altitude moyenne et de l'intervalle considéré. Ainsi une méthode d'analyse des biais utilisant des intervalles de pression à la fois glissant selon la verticale et de largeurs différentes a été mise en place pour analyser la variation verticale des biais. Chacune des distributions obtenues à l'aide de ces intervalles a été soumise au test du χ^2 afin de s'assurer qu'elles étaient distribuées selon la loi normale et que leur caractère statistique pouvait être exploité.

Pour valider les mesures de vent déduites des trajectoires BSO, une étude comparative à celle de Hertzog et al. (2004) a été menée. Cette dernière se base sur des données issues de

vols ballons pressurisés dans le vortex polaire en 2002. Les trajectoires de ballons pressurisés se déroulent le long de niveaux d'iso-densité pendant 1 à 6 semaines. Ainsi les couches sondées dans la stratosphère sont à des niveaux de pressions moyennes de 85.1 hPa et 58.6 hPa. Les vols BSO par contre traversent lors de la montée l'ensemble des couches selon la verticale. Un nombre statistiquement significatif de données peut être acquis si on considère un nombre important de vols. Les biais mesures de vents BSO/réanalyses ERA-Interim au sein du vortex et ceux des mesures de vent BP/analyses opérationnelles sont similaires à condition, pour les BSO, d'utiliser l'ensemble des vols des 20 dernières années et de bien sélectionner les mesures au sein du vortex. Ainsi, nos résultats conduisent à des valeurs de biais de -0.1 m s^{-1} et de 0.09 m s^{-1} dans la gamme de pression [95.6, 56.5] hPa, pour la composante zonale et la composante méridienne du vent respectivement ; en comparaison les biais obtenus par Herzog et al. (2004) sont de -0.1 m s^{-1} et 0.1 m s^{-1} pour la composante zonale et la composante méridienne respectivement. Ces résultats valident la pertinence des mesures BSO et de leur traitement pour mener ce type d'étude.

Une analyse systématique, utilisant la méthodologie (intervalles glissants et de différentes tailles selon la verticale), a été menée pour l'ensemble des vols en fonction des régions et des saisons. Ainsi, l'étude s'est portée sur des mesures en région polaire arctique (durant l'hiver, le printemps et l'été), à moyenne latitude (au printemps, en été et en automne) et dans les régions intertropicales (avec 2 études en fonction de la phase de la QBO). Les biais des deux composantes du vent ont été déterminés entre les niveaux de pression de 100 hPa et 2 hPa. Leurs valeurs varient en fonction du lieu, de la saison et de la pression considérée et dans certains cas de très fortes valeurs de biais sont mises en évidence.

Il apparaît que les réanalyses ERA-Interim sont cohérentes avec les mesures dans la basse stratosphère. En effet, les valeurs absolues des biais excèdent rarement 2 m s^{-1} dans la gamme de pression [100 ; 20] hPa ; comme observé dans la région polaire arctique et aux moyennes latitudes où les biais du vent zonal et méridien sont inférieur à 5-10% entre 100 hPa et 20 hPa.

Cependant les réanalyses ERA-Interim rencontrent plus de difficultés à représenter les différentes structures du vent à plus haute altitude. Les écarts entre le modèle et les observations peuvent dépasser 20% dans la gamme de pression de [10 ; 2] hPa pour les deux composantes du vent dans la région polaire et aux moyennes latitudes. Ces forts désaccords prennent place là où des changements de circulation apparaissent comme lors des échauffements stratosphériques soudains, du turn over en région polaire ou encore au moment de l'inversion du vent zonal en mai et en octobre aux moyennes latitudes. Ceci met en évidence les difficultés du modèle ECMWF à représenter de tels phénomènes. Les régions tropicales sont les régions où les réanalyses ERA-Interim semblent être le plus en difficulté pour représenter la circulation stratosphérique. Les régions où la phase de QBO s'inverse sont marquées par des biais de très significatifs. L'ordre de grandeur des biais relatifs du vent zonal dans ces régions peut dépasser 50%. Nous notons tout de même que le faible nombre de mesures à haute altitude réduit dans certains cas le niveau de confiance des résultats. Les valeurs de biais du vent méridien sont assez souvent inférieures à celles du vent zonal. Par contre comme la circulation méridienne moyenne est d'amplitude plus faible que la circulation zonale, les différences relatives sont bien plus importantes (des différences de plus de 100% sont possibles).

D'une manière générale des biais relativement faibles sont observés en dessous du niveau de pression d'environ 20 hPa (~26-27 km d'altitude), et deviennent plus importants au-delà de ce niveau. Il est intéressant de noter que cette limite coïncide avec l'altitude moyenne atteinte par les radiosondages, qui sont collectés et assimilés dans les modèles. Le manque de mesures à haute altitude dans la stratosphère est corrélé avec la plus faible qualité des réanalyses ERA-Interim pour les plus hauts niveaux de pression. De plus il est intéressant de noter que la grande majorité des biais obtenus indiquent une sous-estimation des vitesses de vent par ERA-Interim. Un article reprenant ces différents résultats est en cours de préparation.

Ces écarts du modèle ECMWF avec les mesures BSO, même faibles en valeur relative, peuvent causer de grandes différences entre les trajectoires de vol prédites et les trajectoires réelles. Nous avons vu qu'un écart de seulement 5% sur la vitesse de vent zonal dans les conditions de vortex polaire peut entraîner une différence de trajectoire de plus de 20 km après 2 heures de vol à 5 hPa. Les différents biais obtenus dans notre travail peuvent être utilisés comme incertitudes lors du calcul des prévisions de trajectoires. Au lieu de calculer une seule trajectoire de vol ballon, il est possible de disperser les différents trajets et d'obtenir un faisceau de trajectoires possibles.

Les différences relatives de la composante méridienne du vent sont souvent significatives. Sachant que la plus grande part de la circulation méridienne est produite par l'activité ondulatoire, il apparaît que le modèle souffre d'un manque dans la représentation des phénomènes ondulatoires dans la stratosphère.

Face à ces différentes conclusions, nous ne pouvons que recommander d'augmenter le nombre d'observations dans la stratosphère (une plus grande priorité devrait être portée aux mesures par radiosondage atteignant les hautes altitudes) ainsi qu'une meilleure résolution verticale effective (et une meilleure fiabilité) des modèles d'analyse et de prévision dans la stratosphère au-dessus de 10 hPa.

Perspectives

L'étude menée dans ce travail de thèse est basée sur les réanalyses ERA-Interim dont le nombre de niveaux verticaux est de 60 niveaux « modèle ». Or les données sont extraites en utilisant les niveaux pression qui sont au nombre de 37 (seuls 10 niveaux concernent la stratosphère au-delà du niveau de pression 100 hPa). Il serait intéressant de répéter les mêmes études en utilisant ces niveaux modèles ou bien avec d'autres champs de réanalyses comme MERRA offrant des réanalyses toutes les 6 heures avec une résolution horizontale de $1/2^\circ$ en latitude et $2/3^\circ$ en longitude et une résolution verticale de 42 niveaux pression ou 72 niveaux « modèle » (avec un plafond à 0.01 hPa). D'autres modèles de réanalyses existent : les réanalyses NCEP ou les réanalyses JRA-55 par exemple. Une étude comparative pourrait être faite entre les différents modèles de manière à évaluer leurs différentes performances et mieux cerner les difficultés qu'ils ont à reproduire les observations ballon quand elles sont disponibles.

Enfin, une étude prospective a été menée durant cette thèse et nous en présentons ici les premiers résultats. Cette étude porte sur l'analyse des données BSO dans le but de caractériser l'activité ondulatoire. Cette activité ondulatoire est essentiellement régie par la présence d'ondes inertielles et d'ondes de gravité. Les ondes inertielles, telles que les ondes de Rossby, présentent des longueurs d'onde de plusieurs centaines ou milliers de kilomètres dans le plan horizontal et supérieures à 2-3 km sur la verticale. Les ondes de gravité, créées par le passage des masses d'air sur l'orographie ou par des phénomènes de forte convection, ont une longueur d'onde de plusieurs dizaines de kilomètres dans le plan horizontal et qui est inférieure à 1-2 km sur la verticale. La fréquence d'oscillation d'une onde inertielle est inférieure à la fréquence du paramètre de Coriolis, et la fréquence d'une onde de gravité est comprise entre la fréquence de Brunt-Väisälä et la fréquence de Coriolis. Basée sur les études de Zink and Vincent (2001) et Moffat-Griffin et al. (2011), la technique utilisée fait intervenir la méthode de décomposition en ondelettes pour isoler des paquets d'ondes et ainsi pouvoir caractériser des ondes individuelles.

Le principe d'extraction et d'identification des ondes à partir de nos mesures repose sur l'étude des variations, ou perturbations, présentes dans les composantes du vent. En effet, on peut considérer que le profil de chaque composante est la somme d'un profil moyen et d'une autre contribution rassemblant toutes les perturbations. Cette perturbation (perturbation du premier ordre) présente des structures à petites échelles qui sont susceptibles de contenir des signaux caractéristiques de l'activité ondulatoire. La première étape consiste donc à extraire cette perturbation, en soustrayant le profil moyen des mesures de vent d'origine. Le profil moyen est obtenu en faisant un lissage sur une large fenêtre (50 points) ; ce profil lissé est soustrait au profil initial pour obtenir la perturbation.

Une décomposition en ondelettes (utilisant l'ondelette de Morlet comme ondelette mère) est appliquée sur la perturbation du vent zonal et sur la perturbation du vent méridien. On définit la densité d'énergie correspondant à la décomposition des composantes du vent comme étant la somme des carrés du module des coefficients de la décomposition de chaque composante, cf. figure 6.1.

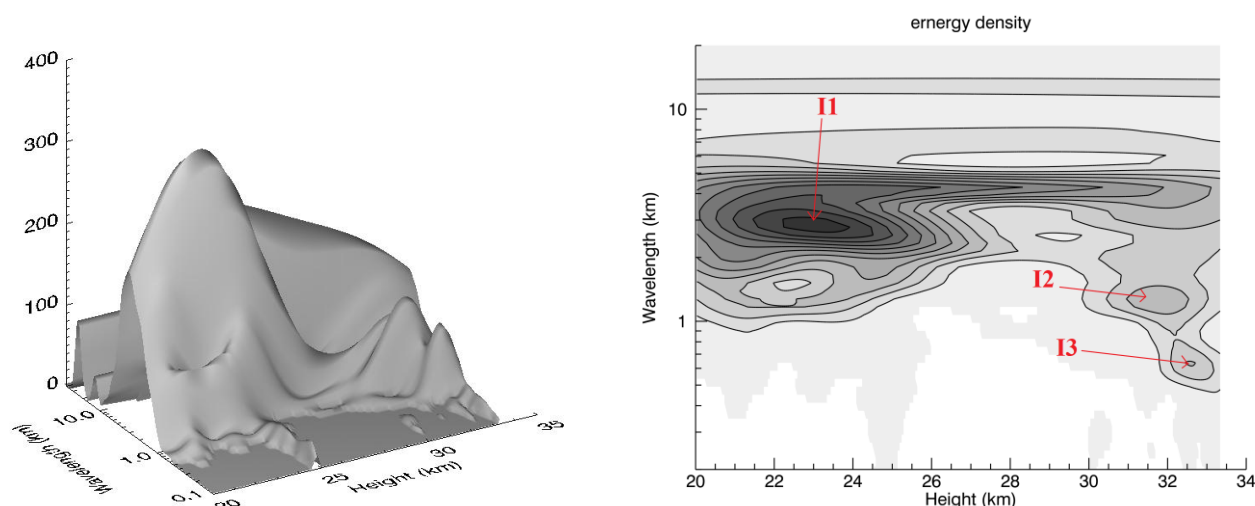


Figure 6.1. Surface (gauche) et isocontour (droite) de la densité d'énergie associée aux composantes du vent du vol du 22 juin 2005 à Teresina. Les paquets d'ondes I1, I2 et I3 sont indiqués en couleur rouge.

L'exemple de densité d'énergie sur la figure 6.1 concernant un vol de l'instrument SPIRALE le 22 juin 2005 à Teresina montre que des paquets d'ondes sont identifiables. On peut identifier 3 principaux paquets d'ondes dans cet exemple, notés I1, I2 et I3. Pour chacun, nous définissons leurs bornes sur l'altitude et sur la longueur d'onde :

I1 : $z=[21.3, 24.9]$ km et $a=[2400, 3600]$ m

I2 : $z=[30.8, 32.5]$ km et $a=[1320, 2900]$ m

I3 : $z=[32.2, 33.3]$ km et $a=[350, 750]$ m

Les perturbations correspondant aux paquets d'ondes précédemment définis sont reconstruites en utilisant la méthode en ondelettes inverse (Torrence and Compo, 1998). La construction des hodographes (composante méridienne en fonction de la composante zonale), qui utilise la relation de polarisation pour une onde de gravité monochromatique, nous permet de caractériser la direction de propagation de l'onde, cf. figure 6.2.

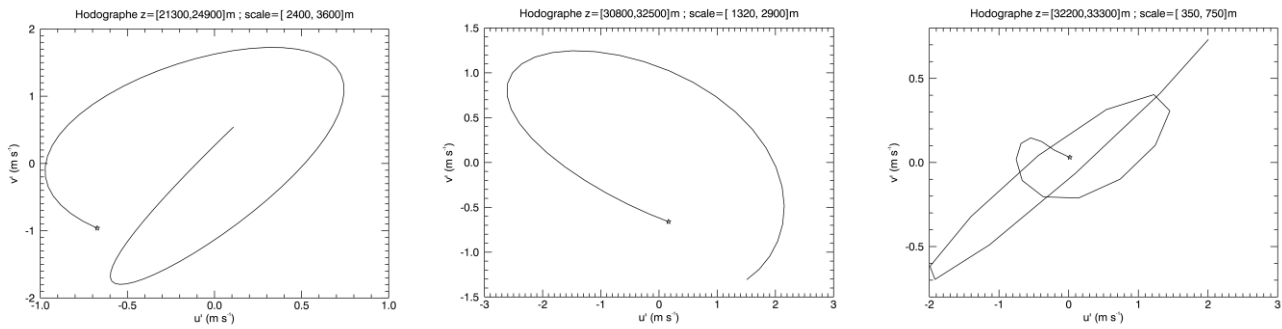


Figure 6.2. Hodographes (composante méridienne en fonction de la composante zonale) associés aux paquets d’ondes I1, I2 et I3 du vol de SPIRALE du 22 juin 2005.

On observe sur les 3 hodographes de la figure 6.10 des courbes elliptiques plus ou moins complètes. L’étoile sur la courbe représente le point de mesure le plus bas (le point de départ), ainsi le sens de rotation de la courbe peut être défini. La rotation est dans le sens horaire pour le premier hodographe, horaire pour le deuxième et antihoraire pour le troisième.

Le sens de rotation observé sur l’hodographe est caractéristique du sens de rotation de l’onde à l’horizontale et indique la direction de propagation de l’onde. Dans l’hémisphère sud, en lien avec l’effet de Coriolis, une rotation antihoraire du vecteur de l’onde de gravité dans le plan horizontal est associée à une onde ayant une propagation d’énergie dirigée vers le haut et une vitesse de phase dirigée vers le bas (Hirota and Niki, 1985). Ici, l’onde de grande longueur d’onde (supérieure à 2 km) présente une rotation horaire dans le plan horizontal, donc caractéristique d’une propagation d’énergie dirigée vers le bas et une propagation de la vitesse de phase dirigée vers le haut. L’onde de longueur d’onde comprise entre 1.3 km et 2.9 km est caractéristique d’une onde dont l’énergie se propage vers le bas et la vitesse de phase se dirige vers le haut. La troisième onde, de longueur d’onde inférieure à 800 m, a une vitesse de phase se propageant vers le bas et l’énergie se propage vers le haut.

Pour résumer, 3 ondes sont identifiées dans ce profil :

- I1 → onde inertielle se propageant vers le haut (rotation horaire)
- I2 → onde de gravité se propageant vers le haut (rotation horaire)
- I3 → onde de gravité se propageant vers le bas (rotation antihoraire)

Le vol du 22 juin 2005 à Teresina correspond à un vol de l’instrument SPIRALE mesurant la concentration de certaines espèces chimiques et offre une mesure de température de grande précision. La figure 6.3 présente les profils du gradient de la température potentielle (à partir des mesures de la température), du carré de la fréquence de Brunt-Väisälä et du rapport de mélange du composé O_3 associés au vol du 22 juin 2005.

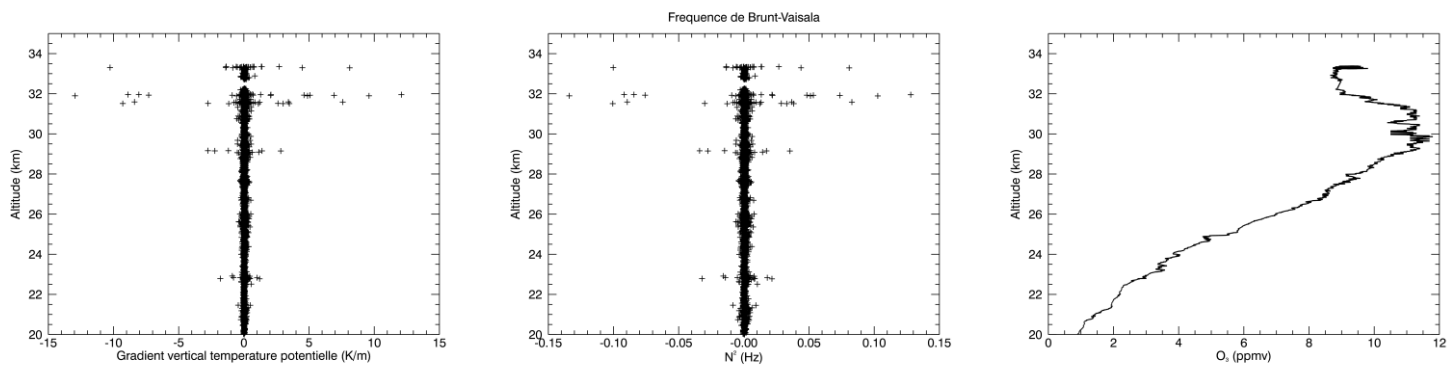


Figure 6.3. Profil du gradient vertical de la température potentielle (gauche), du carré de la fréquence de Brunt-Väisälä (centre) et du rapport de mélange en O_3 (droite) à partir des mesures SPIRALE du 22 juin 2005 à Teresina.

Le profil de gradient vertical de température potentielle présente des niveaux spécifiques pour lesquels il varie très fortement. Les résultats présentés ici montrent la présence de masses d'air instables aux altitudes de 22.8 km, 29.1 km, 31.5 km, 32 km et 33.4 km ; ces perturbations sont également visibles sur le profil de O_3 . Il est intéressant de constater que ces niveaux d'altitude (sauf pour le niveau de 29.1 km) coïncident avec les gammes d'altitude dans lesquelles les ondes ont été identifiées avec les mesures de vent. Les résultats sur la fréquence de Brunt-Väisälä sont également cohérents avec les précédents résultats, les fortes valeurs de fréquences aux altitudes concernées indiquent la présence d'ondes atmosphériques du type ondes de gravité.

Ces résultats déduits de l'instrument SPIRALE viennent valider la méthode de caractérisation des ondes et attestent la possibilité d'étudier l'activité ondulatoire à partir des vents déduits des vols BSO.

Une étude plus approfondie et la mise en œuvre d'une méthode systématique permettraient de caractériser de manière fine l'activité ondulatoire dans toute la base de données, et une climatologie des ondes en fonction des régions et des saisons pourrait maintenant être entreprise.

Pour mener à bien de futures études dans ce domaine de la dynamique ondulatoire à partir de ballon, des mesures *in situ* de pression et de température de grande précision sont nécessaires. C'est pourquoi nous encourageons le CNES à améliorer la précision des mesures de température et de pression à bord des nacelles de servitude permettant le contrôle des BSO.

Annexe A

Le nombre et le format de fichiers n'est pas constant d'une campagne à une autre. Par exemple, les informations trouvées pour les premiers vols effectués à GAP sont assez succinctes (un seul fichier contenant la position du ballon et la pression extérieure pour un pas de temps de une minute) alors que les dernières campagnes à Kiruna offrent un large éventail de fichiers avec bien plus de détails (position du ballon, pression, température extérieure, température du gaz et d'autres paramètres qui sont disponibles pour plusieurs pas de temps ; fichiers de télécommandes ainsi qu'une grande quantité de fichiers annexes). Les informations potentiellement présentes pour chaque vol sont :

- un ou plusieurs fichiers contenant les données issues de la NSO
- un ou plusieurs fichiers contenant les données issues du LOC2
- un fichier faisant une synthèse des données issues de la NSO et du LOC2
- un fichier résumant les ordres envoyés à la NSO durant le vol
- d'autres informations annexes comme les analyses météo, des fiches techniques, des comptes rendus de vol...

La plupart de ces fichiers textes ont pour en-tête quelques métadonnées telles que le numéro de vol et sa date, le lieu de lancement, le nom de l'expérience et le laboratoire.

Les données venant de la NSO sont enregistrées dans un fichier très souvent nommé avec l'extension '.nso'. On y trouve un tableau contenant tous les paramètres enregistrés avec un pas de temps de 10 s en général. Les lignes commençant par '\$BACL' indiquent que les informations viennent du module GPS: l'heure UT, la latitude et la longitude (degré, minutes secondes), l'altitude, la vitesse ascensionnelle et le nombre de satellites trouvés. Pour les vols les plus anciens (les vols de GAP avant le 30 septembre 1997), certaines lignes commencent directement avec l'heure UT ; les informations qui suivent viennent de l'ancien système de géo-localisation OMEGA. Ces lignes particulières sont également identifiables par leurs derniers éléments qui donnent un critère de qualité du signal (allant de 0 à 8) et une information sur la validité de la mesure (1 si valide, sinon 0).

Les données venant du LOC2 sont enregistrées exactement de la même manière que ceux de la NSO dans un fichier portant l'extension '.lo2'. Notons que ces fichiers n'apparaissent pas avant 1999 ; ils contiennent donc exclusivement des données GPS.

Le fichier de synthèse est le seul à être présent pour tous les vols, il est même unique pour ceux ayant eu lieu à GAP avant 1999. Son extension en trois lettres correspond au lieu où se déroule la campagne de vol (ASA, GAP, KRN...). Il reprend les coordonnées GPS avec l'heure UT ainsi que les mesures de pression, de température et de l'altitude. Seule l'altitude ne provient pas du GPS mais est déduite de la pression en utilisant les conditions d'une atmosphère standard. Pour des campagnes plus récentes (à partir de 2005), de nouveaux formats sont utilisés avec toujours les mêmes informations, cependant il est possible de trouver parfois des éléments supplémentaires comme la température du gaz (dans l'enveloppe du ballon) et le cap (délivré par le GPS, il indique l'orientation de la trajectoire par rapport au nord).

Le fichier de télécommandes n'est pas toujours présent malgré son utilité. Il indique avec précision à quel moment les différents ordres ont été envoyés au ballon (ouverture du

clapet, délestage, séparation). La connaissance de ces commandes est très intéressante pour expliquer certains comportements du ballon (changement brutal d'altitude).

De nombreuses autres informations sont présentes suivant les années et les sites de lancement considérés ; les analyses météorologiques (images satellite, profils de vent et de température...), dossiers de vol (tests techniques avant le vol, rapports sur les problèmes rencontrés, débriefing), profils de vol et trajectoires...

- **Uniformisation du format des données**

Il est primordial d'uniformiser toutes les informations qui nous intéressent dans un seul et même format. Ce format doit également être facilement lisible et accessible. En restant un fichier texte lisible de façon intuitive, le format AMES, recommandé par la NASA (Gaines et Hipskind, 1998), offre un en-tête riche et aisément extensible. La version la plus simple (version 1001) du format AMES est suffisante étant donné qu'une seule variable d'entrée est nécessaire (la variable temps). Autrement, ce format offre la possibilité de sauvegarder des informations suivant des structures plus complexes avec plusieurs variables indépendantes et l'utilisation de variables auxiliaires.

Les fichiers d'entrées qu'on doit convertir sont multiples et variables selon le vol. Les fichiers de synthèse '.nso' contiennent un nombre de données important (trajectoire GPS, altitude, pression, température...), seulement l'altitude présente dans ces fichiers n'est pas celle relevée sur le module GPS, mais elle est déduite de la pression mesurée. A haute altitude la mesure de pression est de moins en moins précise, l'estimation de l'altitude devient donc de plus en plus biaisée. Pour pallier à ce problème, l'altitude GPS (lorsqu'elle est disponible) est prise dans une autre colonne du fichier.

Chaque fichier correspond à un seul vol identifié par le lieu de lancement, la date et le numéro de vol et ce fichier est nommé selon ces différentes informations. La variable principale est le temps en seconde qui admet pour zéro le début du premier jour de l'enregistrement (la date figurant dans le nom du fichier). Par convention toutes les dates et heures suivent le Temps Universel Coordonné (UTC). Les données conservées sont la latitude et la longitude (en °), l'altitude (en m), la pression (en hPa), la température (en K) et le cap (en °). Les données ne sont pas modifiées; elles sont seulement converties si besoin dans l'unité choisie et un filtrage sur les valeurs aberrantes est opéré. Si l'élément n'est pas présent dans le fichier source ou bien si une erreur est rencontrée (certains fichiers présentent des erreurs d'encodage) alors une valeur par défaut est marquée (voir exemple sur la figure A.1).

time (s)	lat (deg)	lon (deg)	alt (m)	P (hPa)	T (K)	cap (deg)
44060.0	67.88917	21.08517	570.0	949.20	296.1	999.99988
44070.0	67.88917	21.08517	572.0	948.89	296.1	999.99988
44080.0	999.99988	999.99988	570.0	949.20	296.1	999.99988
44090.0	67.88917	21.08517	570.0	949.20	295.1	999.99988
44100.0	67.88917	21.08517	570.0	949.20	295.1	999.99988
44110.0	67.88917	21.08517	570.0	949.20	296.1	999.99988
44120.0	67.88917	21.08517	568.0	949.50	295.1	999.99988
44130.0	67.88917	21.08517	570.0	949.20	295.1	999.99988
44140.0	999.99988	999.99988	568.0	949.50	297.1	999.99988
44150.0	67.88917	21.08517	566.0	949.80	295.1	999.99988
44160.0	67.88917	21.08517	566.0	949.80	295.1	999.99988

Figure A.1. Exemple d'enregistrement. Les valeurs marquées par une suite de 9 sont indisponibles.

- **Création de métadonnées**

Une méthode semi-automatique pour détecter les différentes phases de vol est mise en place. Un algorithme permet de manière systématique de repérer les transitions entre les différentes phases en analysant la vitesse verticale de chaque vol. Les résultats obtenus sont affichés graphiquement et l'opérateur valide ou non l'analyse. Certaines transitions sont plus difficiles à identifier et nécessitent une analyse plus approfondie de la part de l'opérateur. Parfois en effet l'altitude au plafond n'est pas exactement constante et la différence entre un mouvement naturel (causé par une masse d'air plus froide, une transition entre le jour et la nuit...) et un mouvement vertical induit à la suite d'une commande (lest ou clapet) n'est pas toujours évidente. La lecture des fichiers de télécommandes (s'ils sont présents) et l'étude des transitions jour-nuit apportent des informations supplémentaires suffisantes.

Ainsi les temps d'arrivée au plafond, de début de descente lente et de la séparation sont identifiés pour chaque vol et viennent enrichir l'en-tête de chaque fichier de données. Au final, les métadonnées enregistrées sont (exemple sur la figure A.2 correspondant au vol de la nacelle SPIRALE à Kiruna le 7 août 2009):

- Le nom du fichier d'origine
- Le laboratoire responsable de la nacelle
- Le nom de l'expérience
- Le nom de la campagne de vol
- Date de la création des données et la dernière modification de ce fichier
- Le pas de temps entre chaque enregistrement
- Le nom de chaque variable (latitude, longitude, altitude, pression, température et cap)
- Date et heure du début et de la fin du vol
- Numéro du vol
- Le site de lancement
- Le temps d'arrivée au plafond
- Le temps de début de la descente lente
- Le temps de la séparation
- Autres commentaires : dans l'exemple de la figure A.2 on peut lire que l'altitude est corrigée en utilisant les 2 fichiers GPS (LOC1 et LOC2). Si un grand nombre d'erreurs est trouvé dans les données d'origines, un commentaire peut être présent ici.

```

35 1001
CAM-KRN09-vol-02-HK10s.txt
CNRS/LPCE
SPIRALE
STRAPOLETE
1 1
2009 08 07 2013 07 24
10.0
Time (UT SECONDS) from 00 UT on launch date
6
1.0 1.0 1.0 1.0 1.0 1.0
999.9999 999.9999 999999.9 99999.9 999999.9 999.9999
NORTH LATITUDE (deg)
EAST LONGITUDE (deg)
ALTITUDE (m)
PRESSURE (hPa)
TEMPERATURE (K)
CAP (deg)
9
Date of flight: 1H25m0s on 07 august 2009
End of flight: 6H24m50s the same day
Fly number: 02
Launch site: (KRN) Kiruna, Sweden
Ceiling: 11970
Top of descent: 12750
Cut: 22190
Altitude correction
With: CAM-KRN09-vol-02-LOC1.txt CAM-KRN09-vol-02-LOC2.txt
6
This file uses the NASA Ames format developed in
S.E. Gaines and R.S. Hipskind, Format Specification for Data Exchange, Version 1.3, 1998.

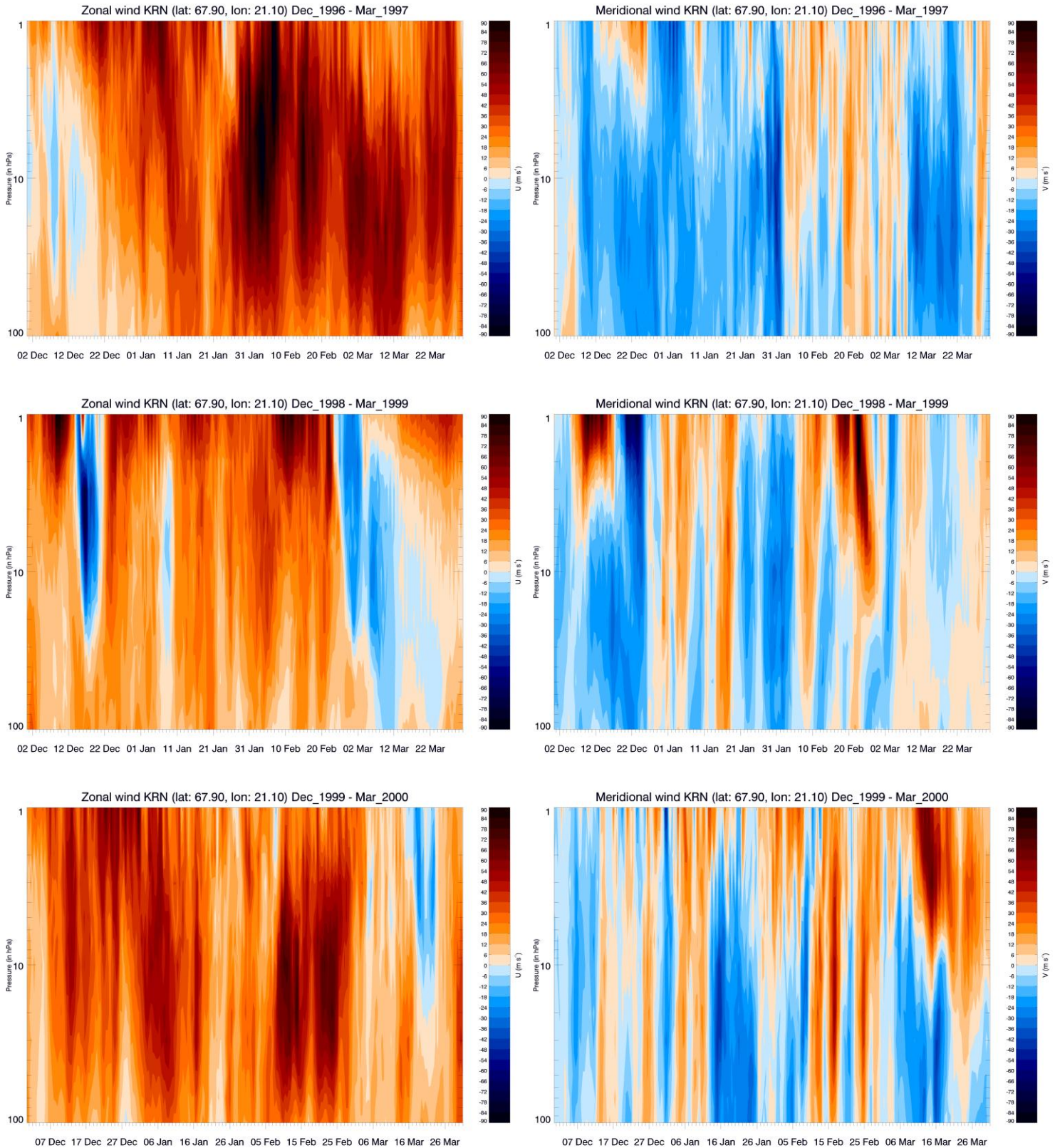
```

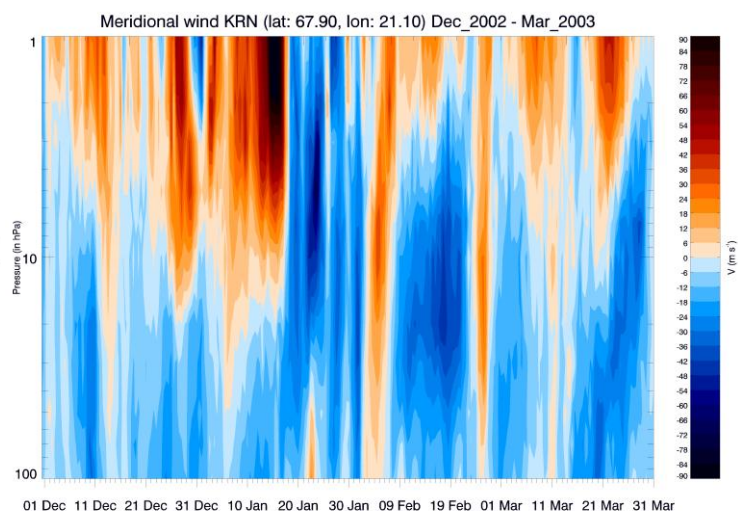
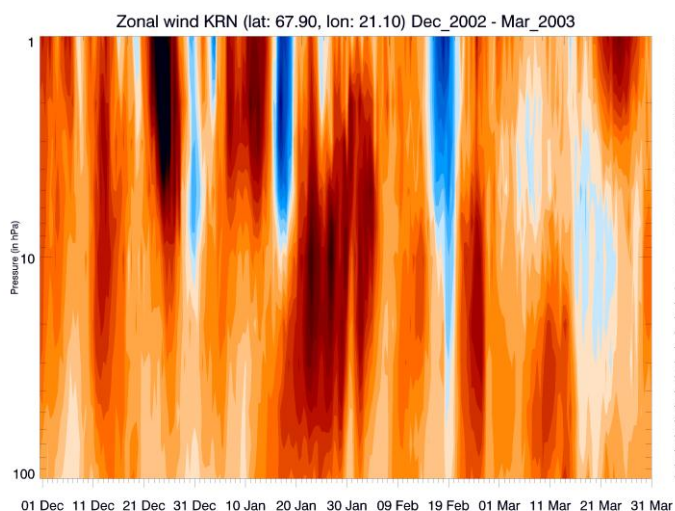
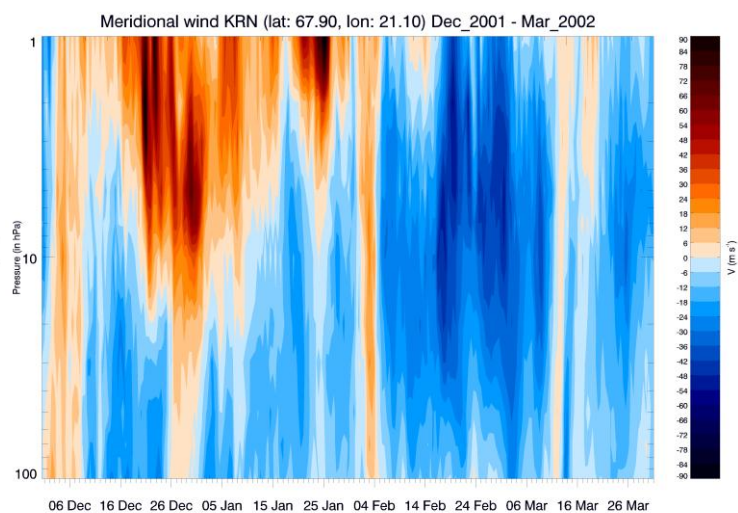
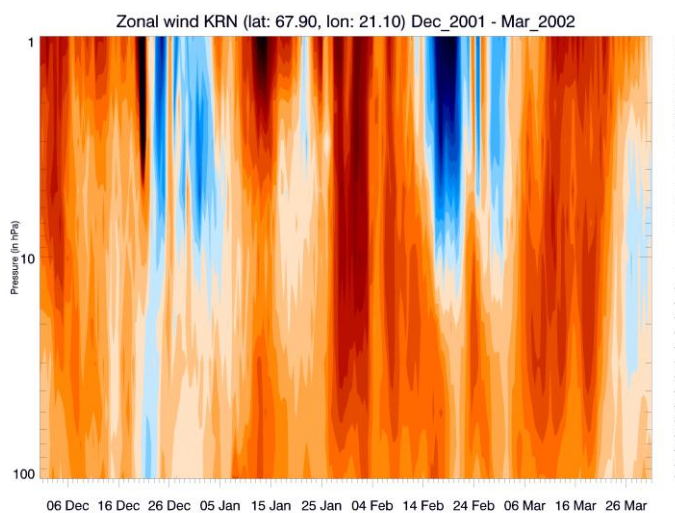
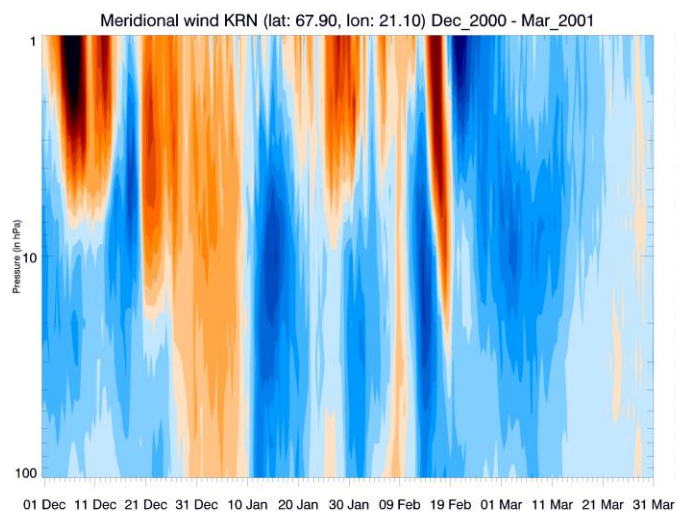
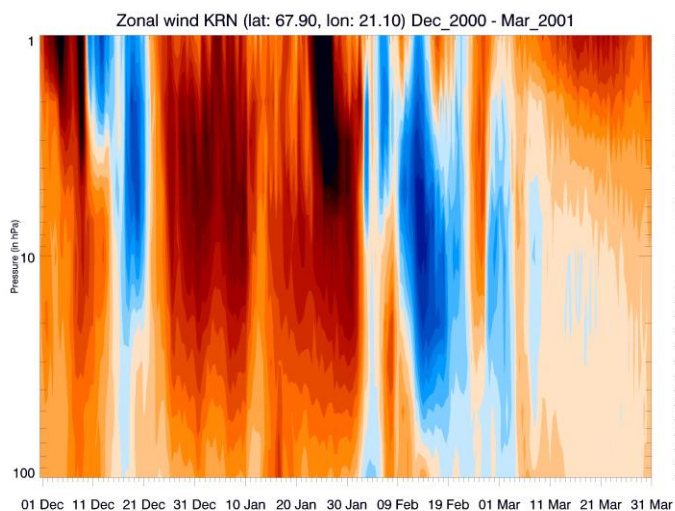
time (s)	lat (deg)	lon (deg)	alt (m)	P (hPa)	T (K)	cap (deg)
5100.0	67.88817	21.08333	343.0	989.67	286.1	999.99988
5110.0	67.88817	21.08333	360.2	989.67	286.1	999.99988

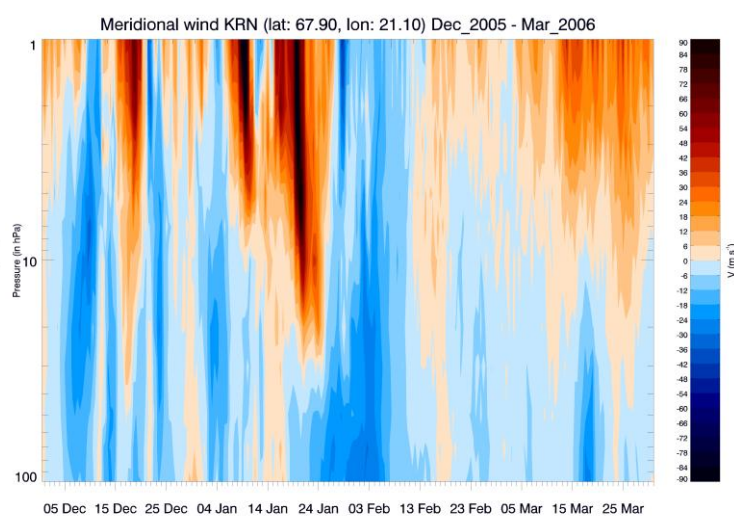
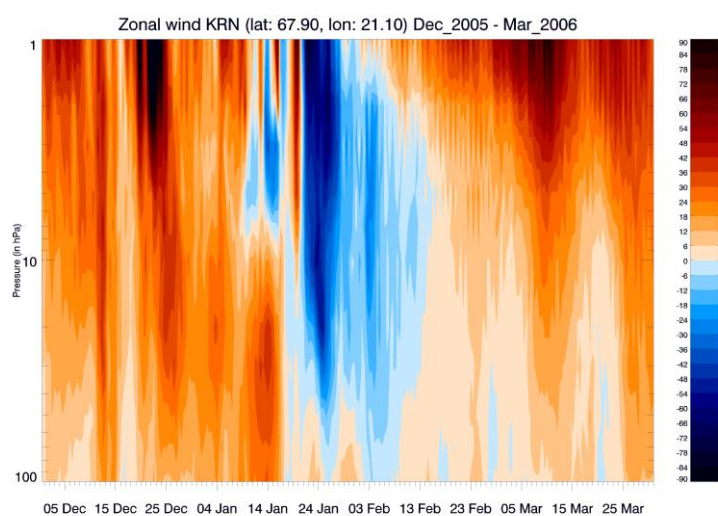
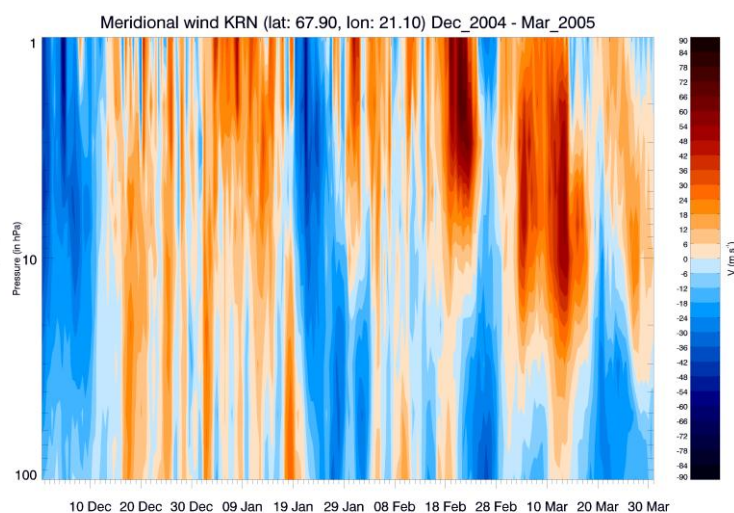
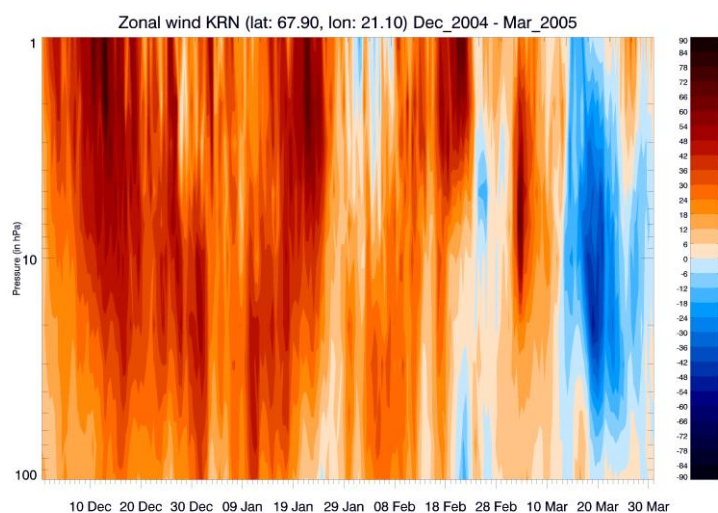
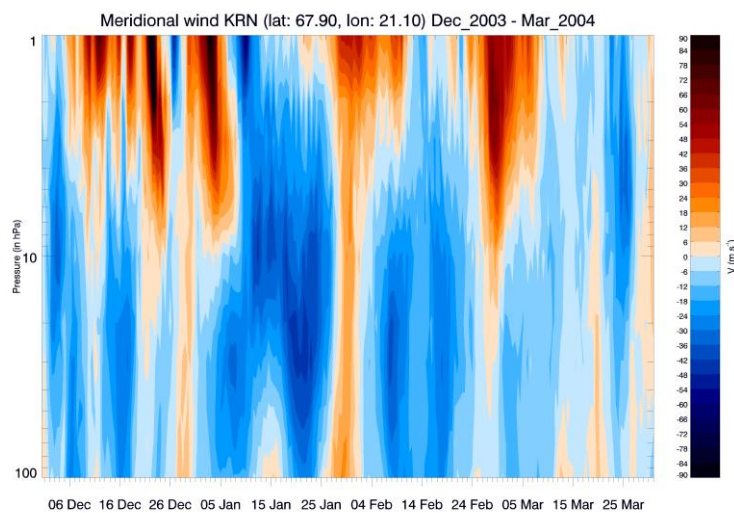
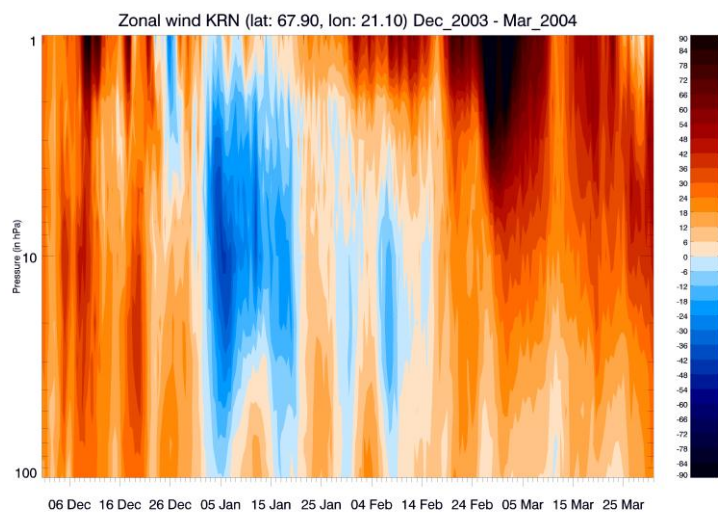
Figure A.2. Début du fichier AMES correspondant au vol du 7 aout 2009 à Kiruna.

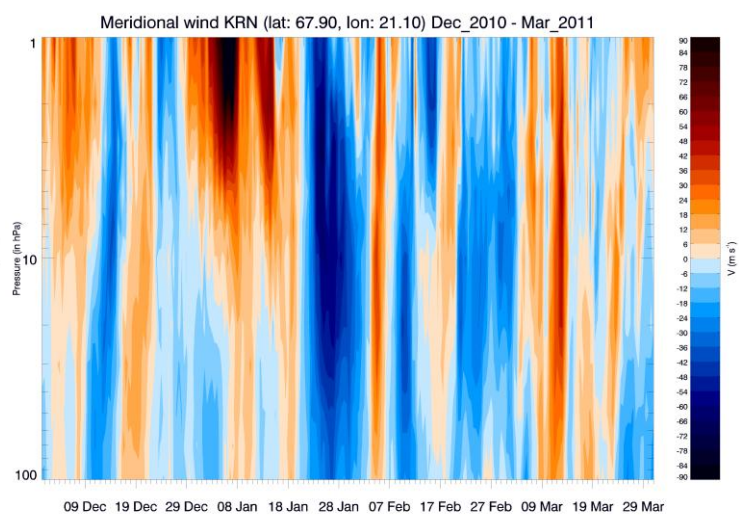
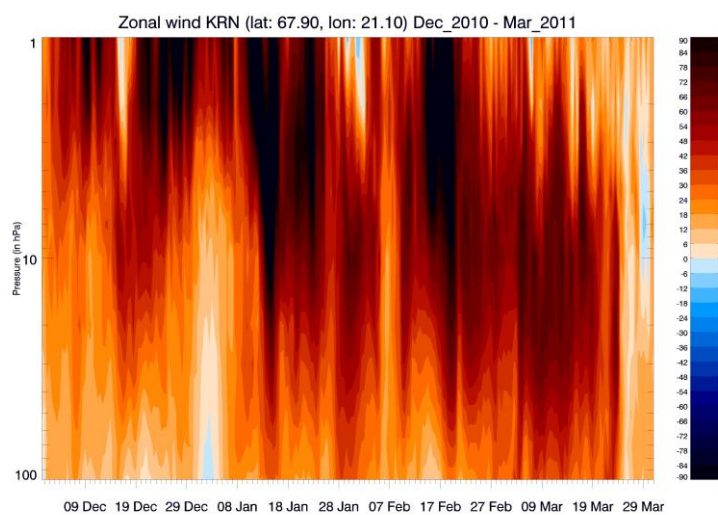
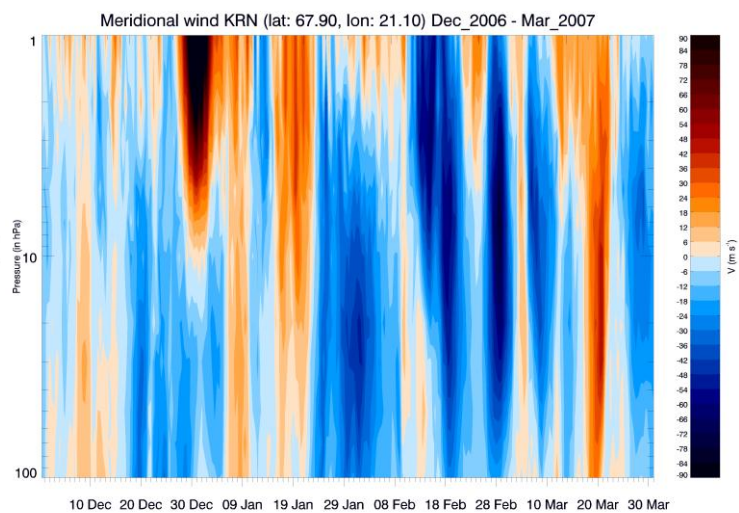
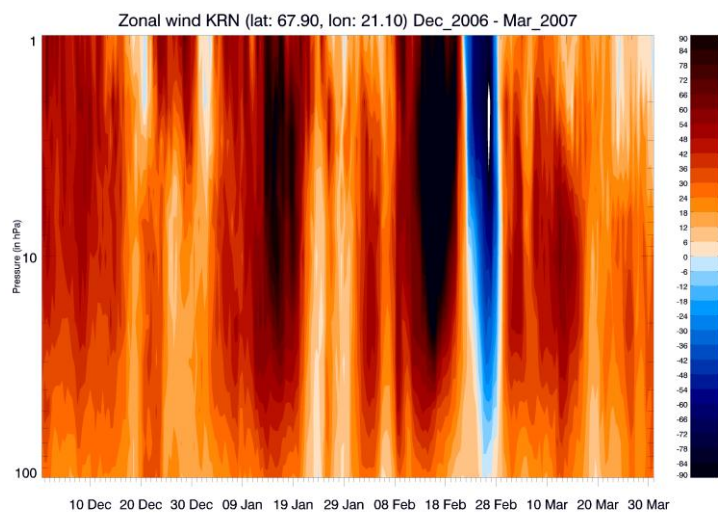
Annexe B1

Vitesse du vent zonal et du vent méridien au-dessus de la base de Esrange/Kiruna jusqu'à 1 hPa de décembre à mars pour les années : 1996, 1998, 1999, 2000, 2001, 2002, 2003, 2004, 2005, 2006, 2010.



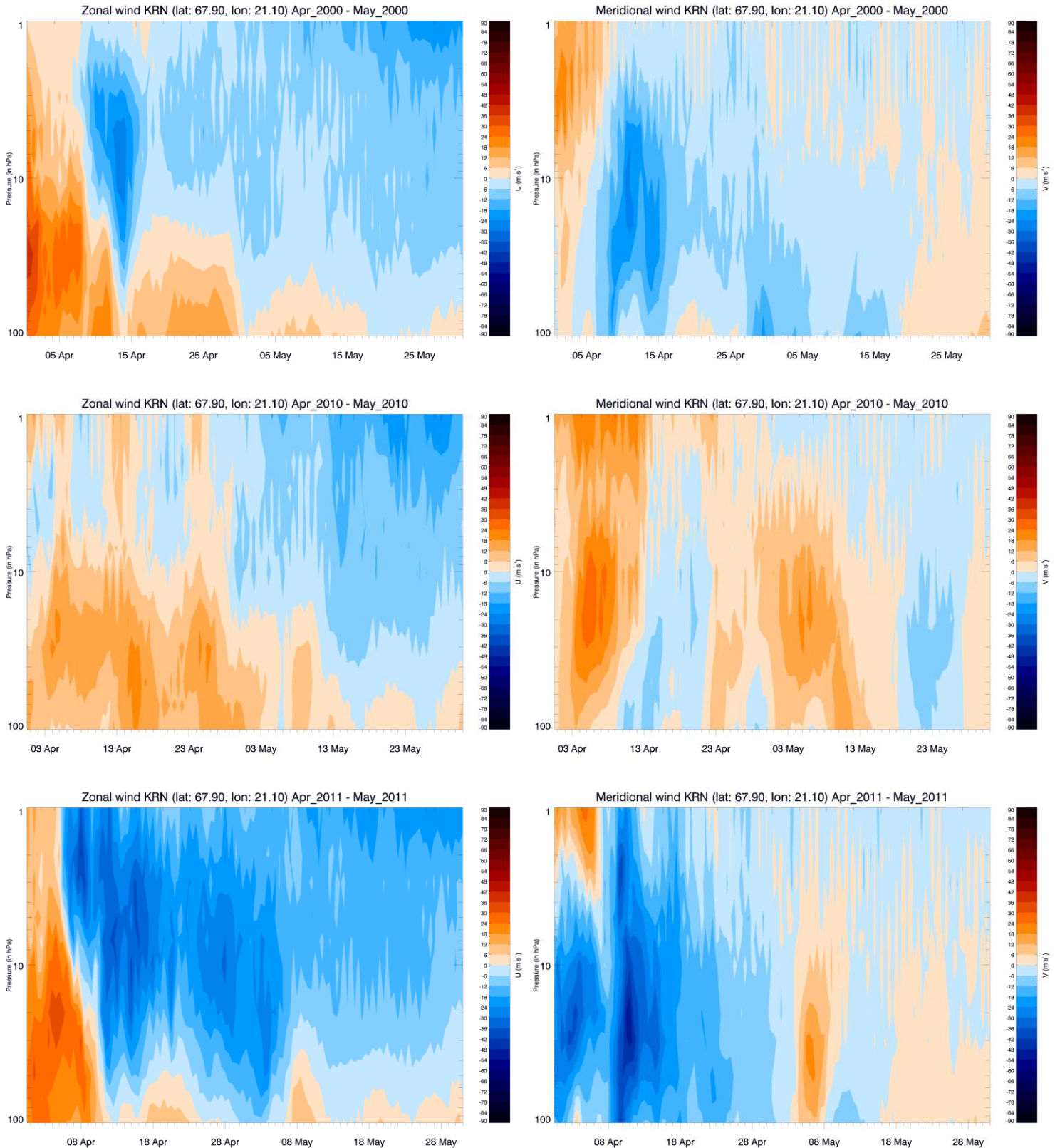






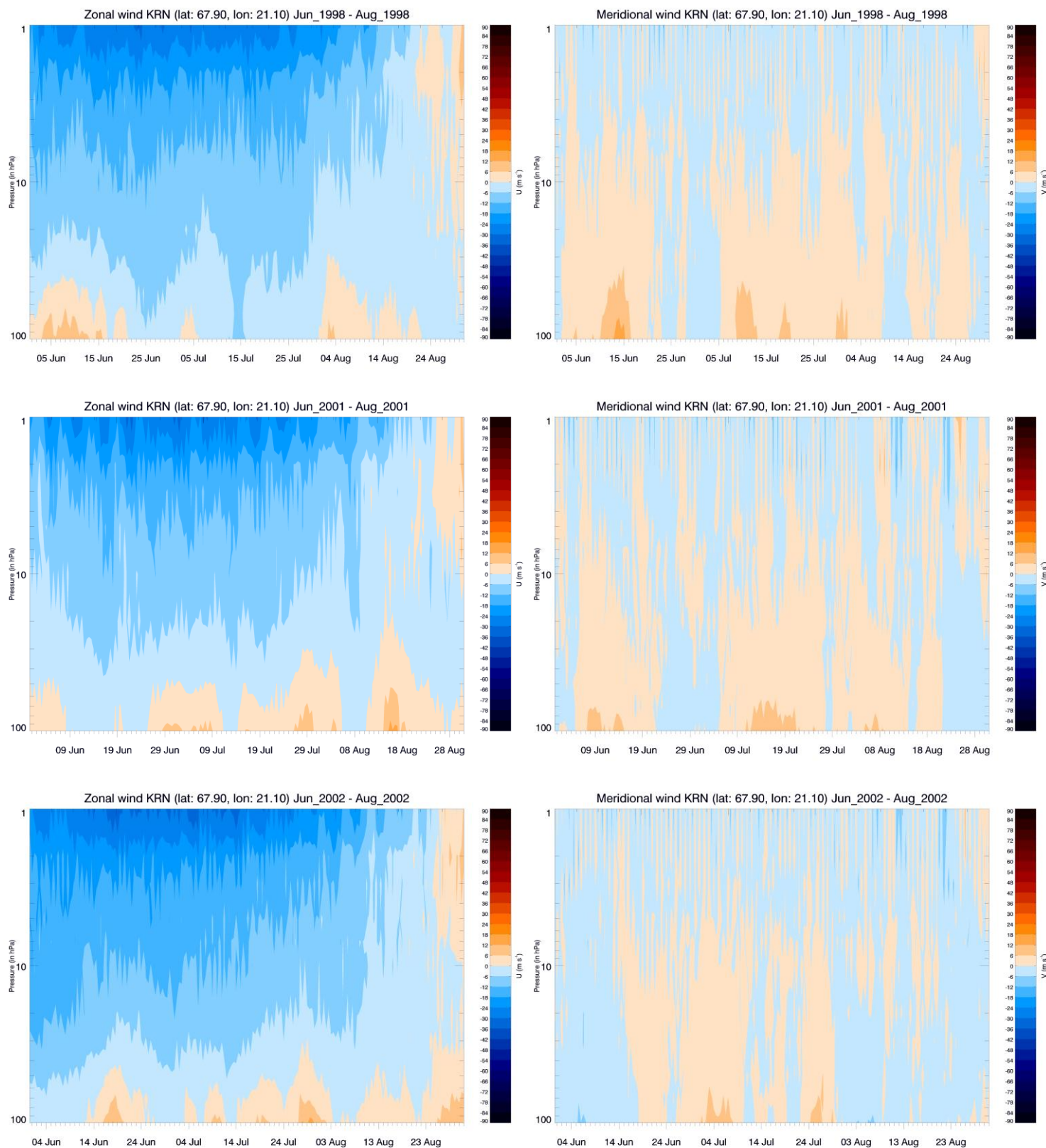
Annexe B2

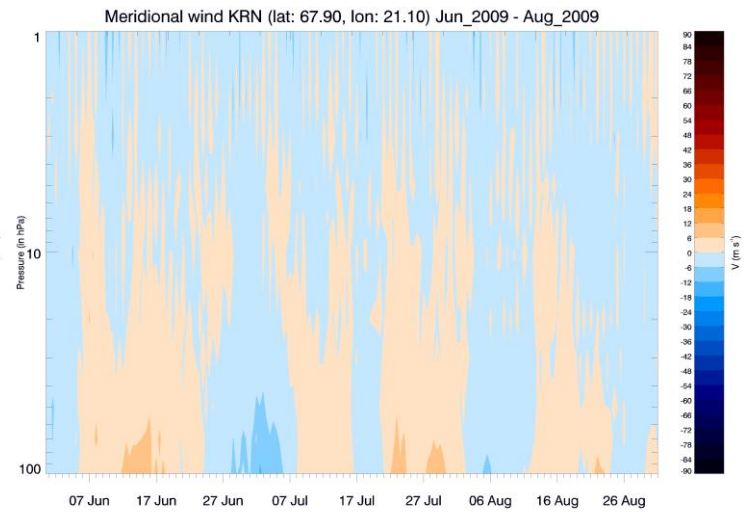
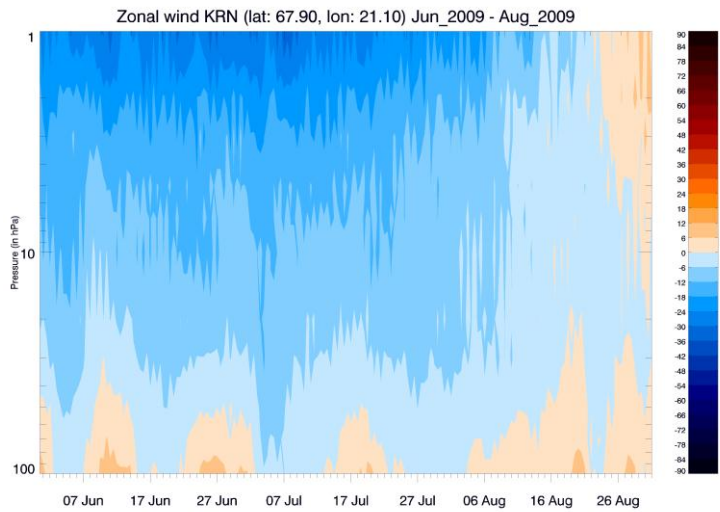
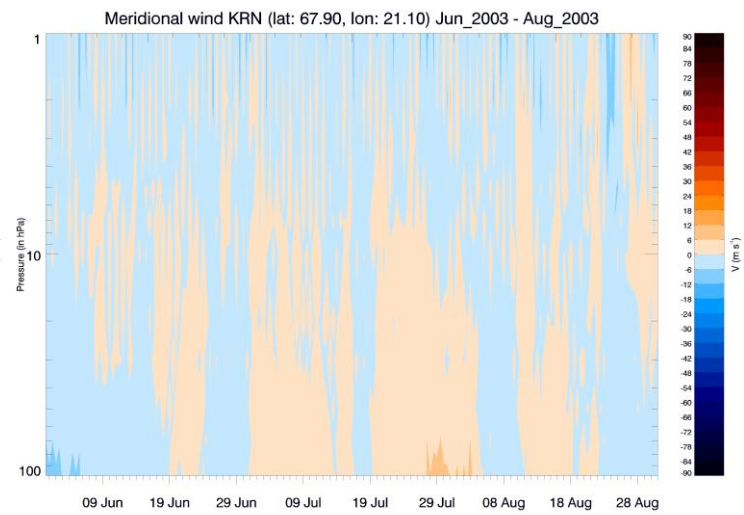
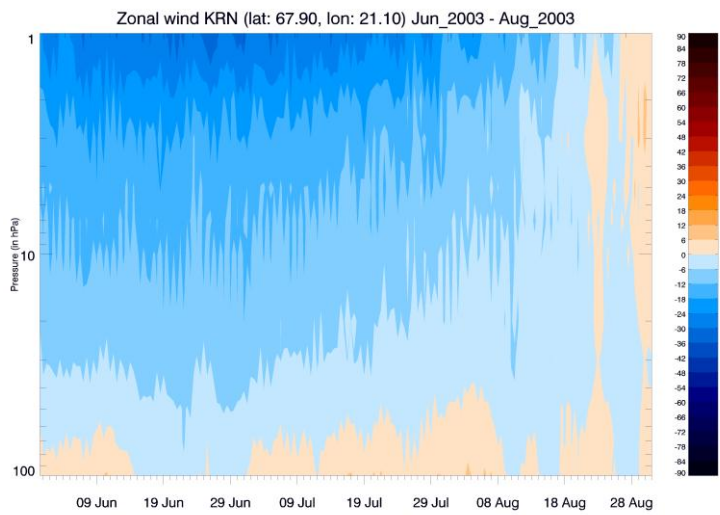
Vitesse du vent zonal et du vent méridien au-dessus de la base de Esrange/Kiruna jusqu'à 1 hPa d'avril à mai pour les années : 2000, 2010 et 2011.



Annexe B3

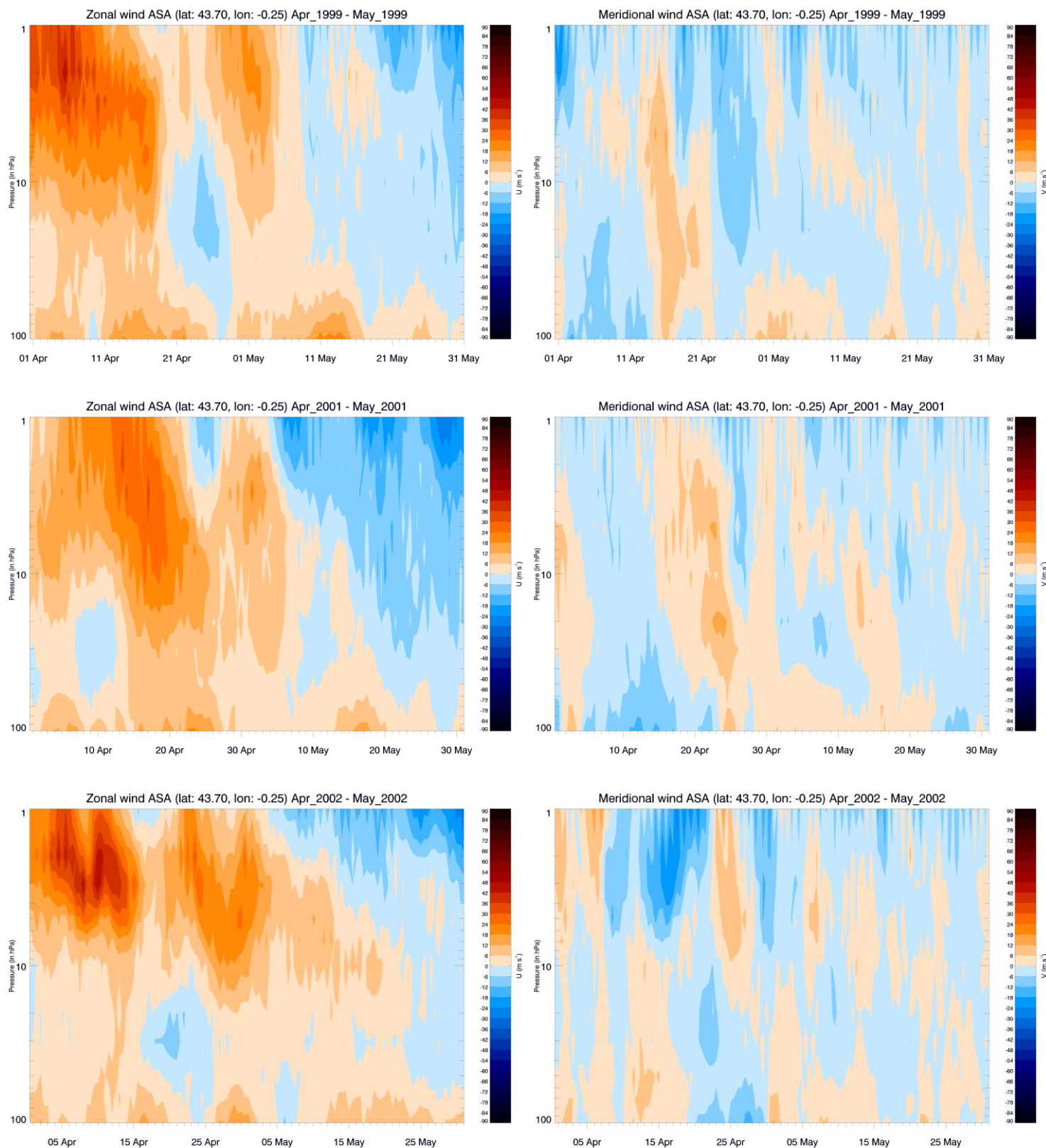
Vitesse du vent zonal et du vent méridien au-dessus de la base de Esrange/Kiruna jusqu'à 1 hPa de juin à août pour les années : 1998, 2001, 2002, 2003 et 2009.

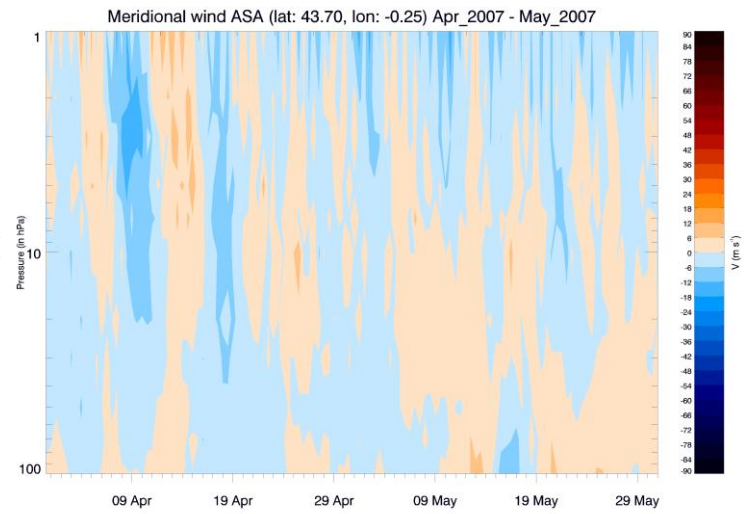
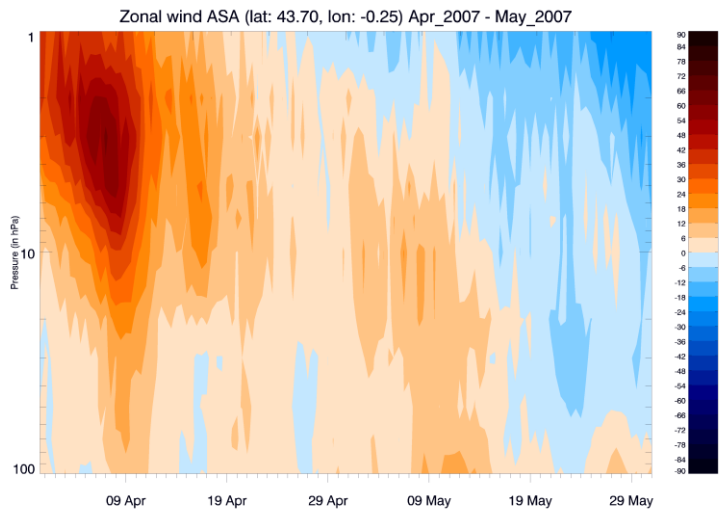
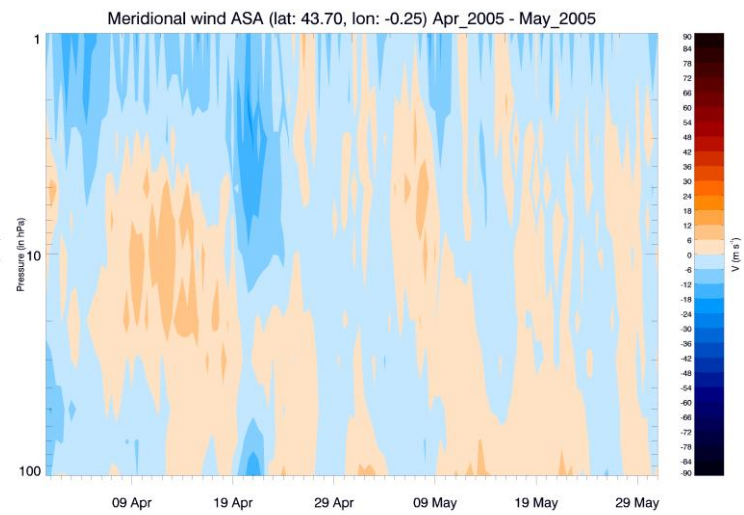
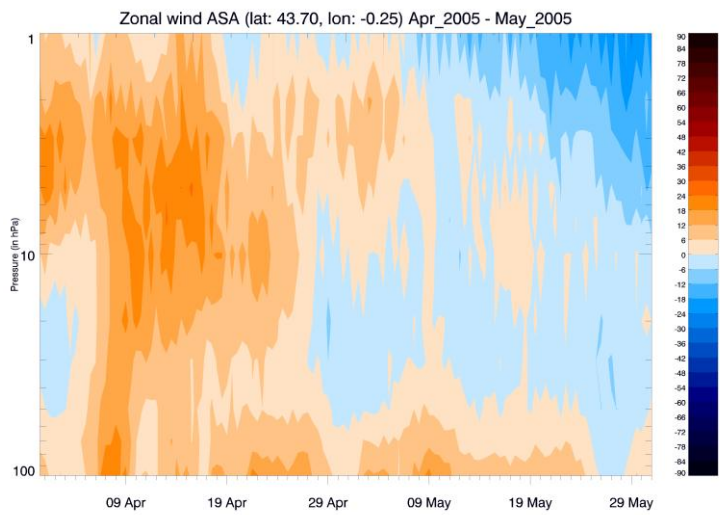




Annexe B4

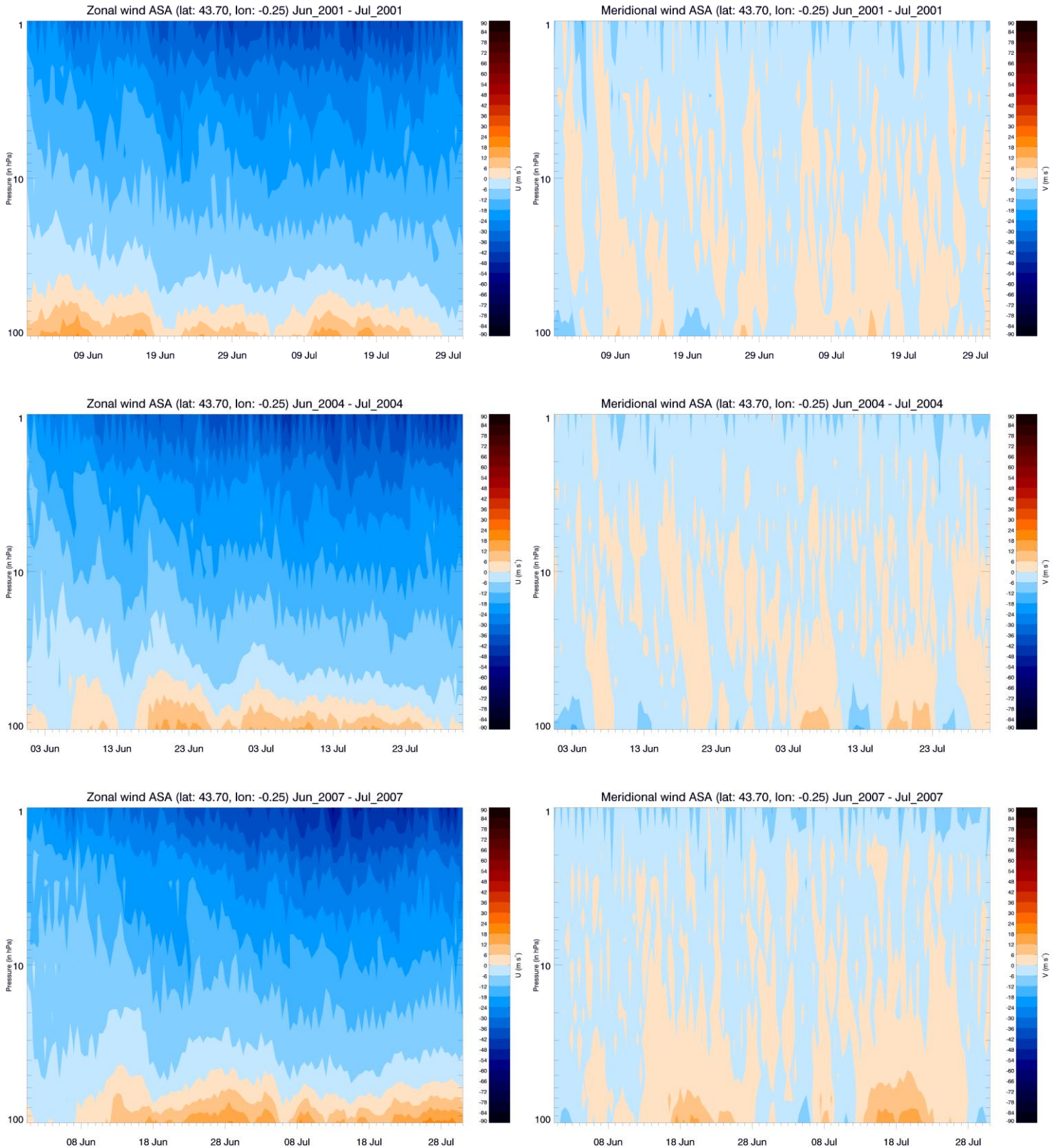
Vitesse du vent zonal et du vent méridien au-dessus de la base d'Aire-sur-l'Adour jusqu'à 1 hPa d'avril à mai pour les années : 1999, 2001, 2002, 2005 et 2007.



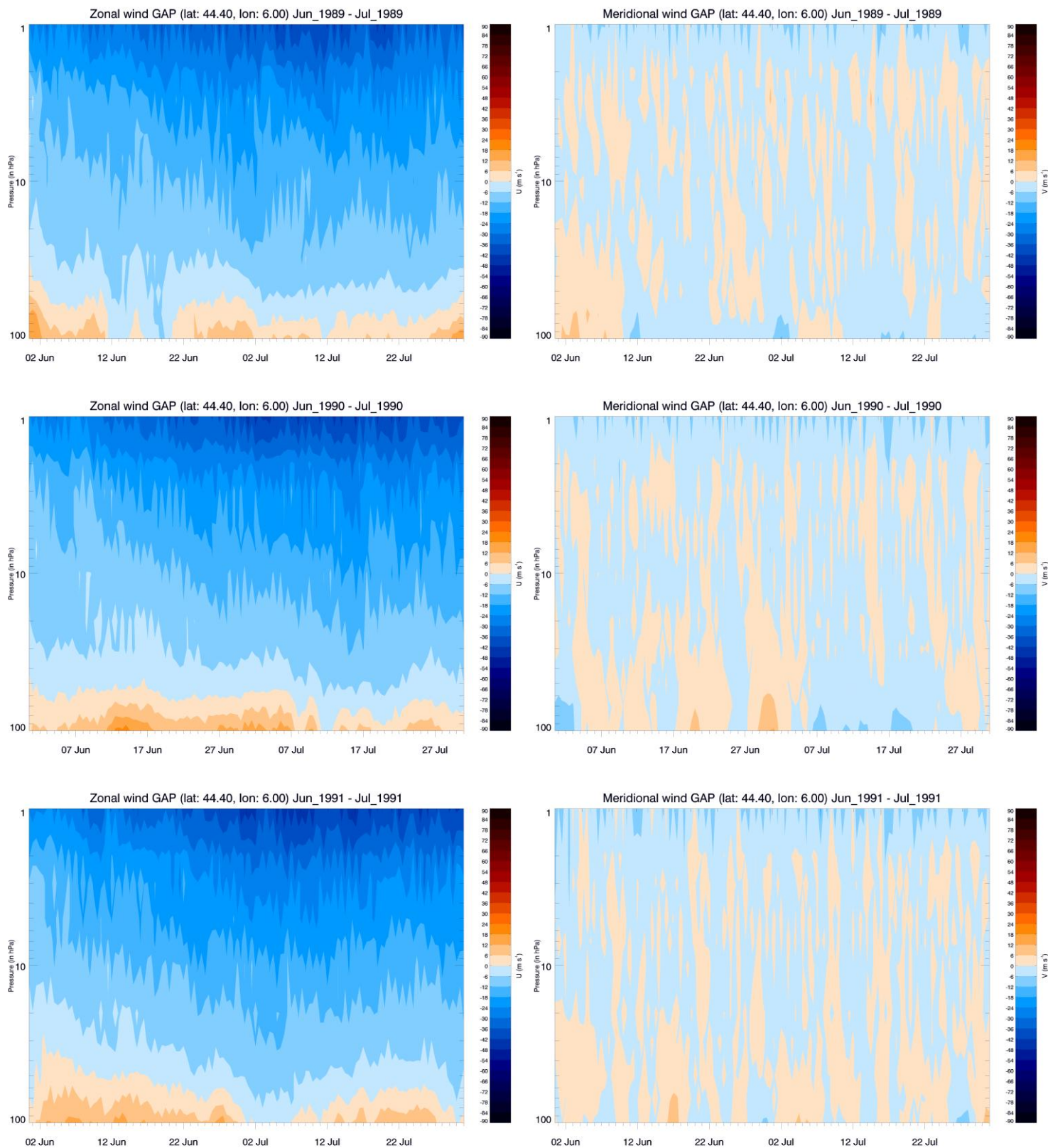


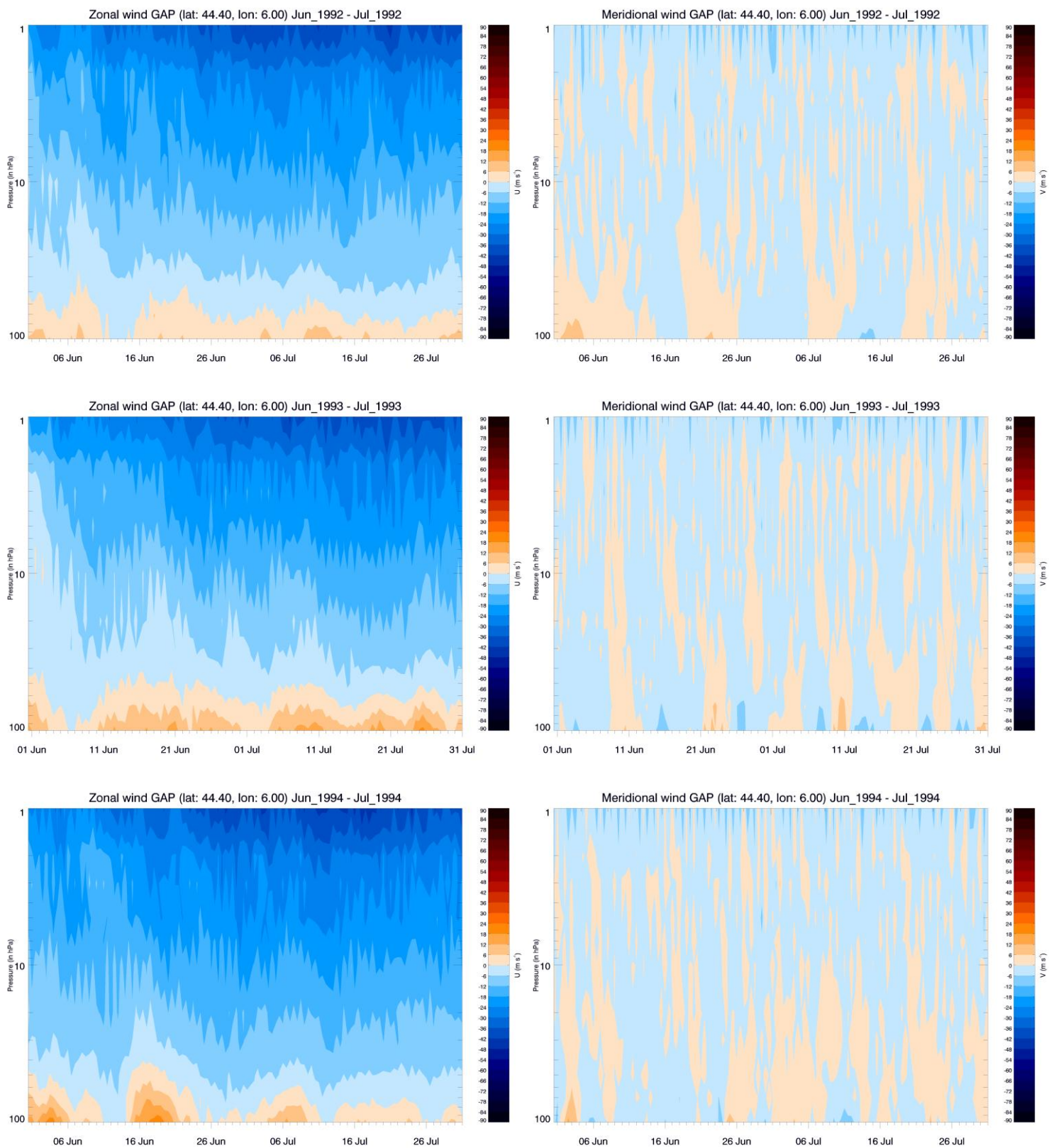
Annexe B5

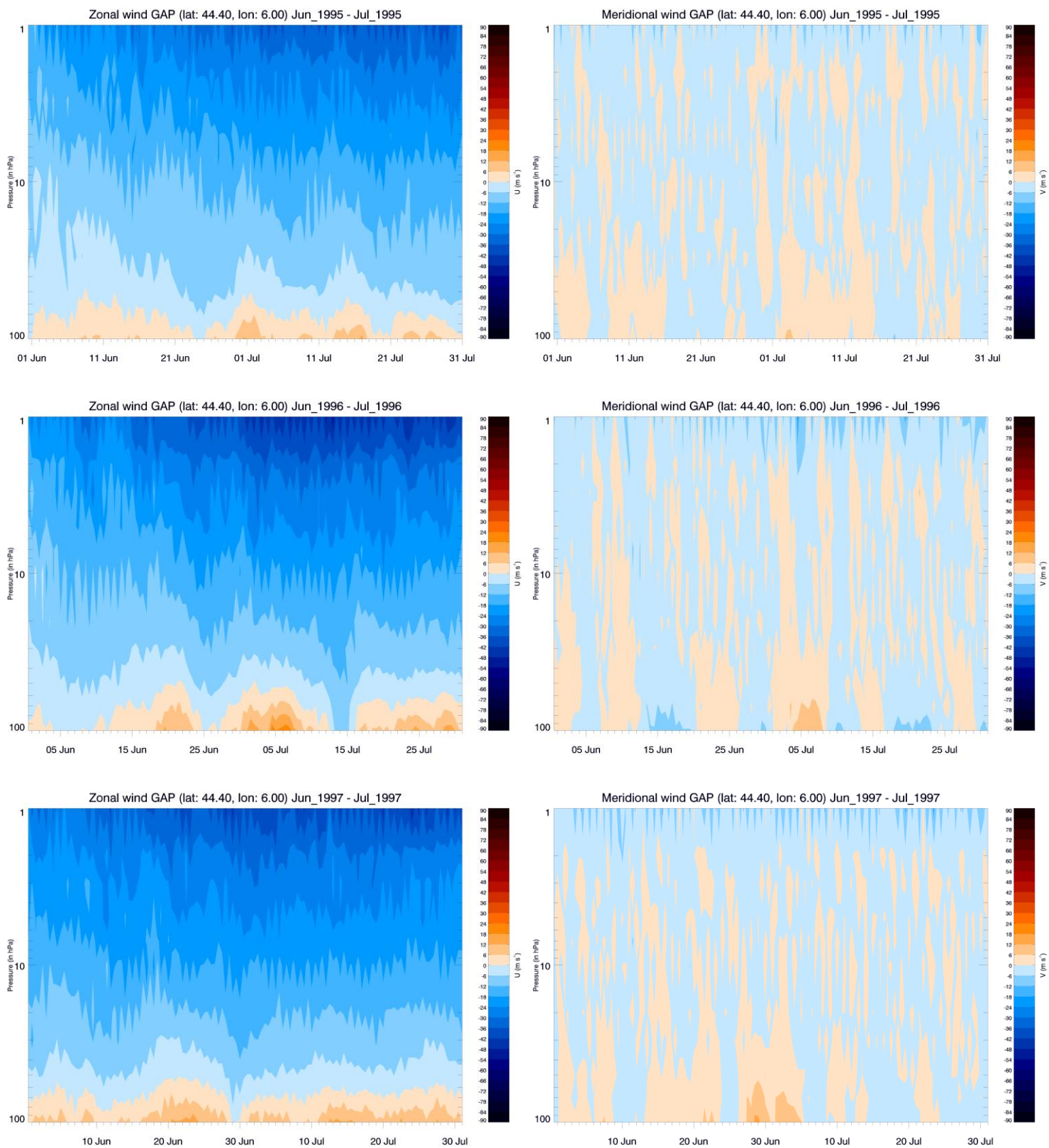
Vitesse du vent zonal et du vent méridien au-dessus de la base d'Aire-sur-l'Adour jusqu'à 1 hPa de juin à juillet pour les années : 2001, 2004 et 2007.

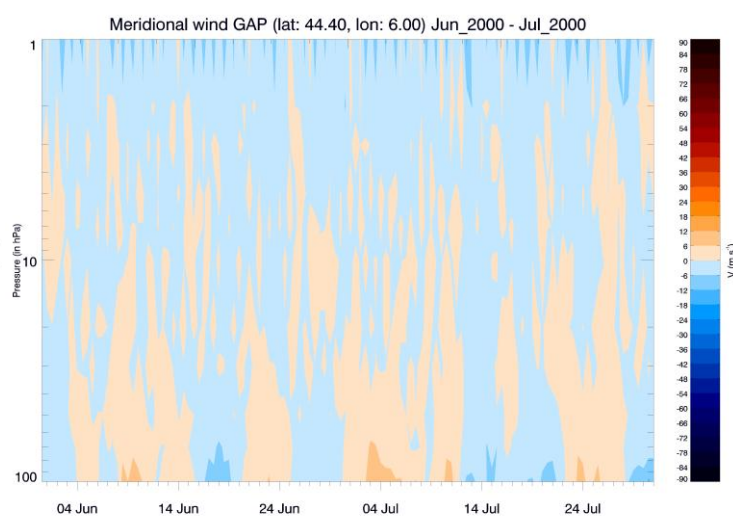
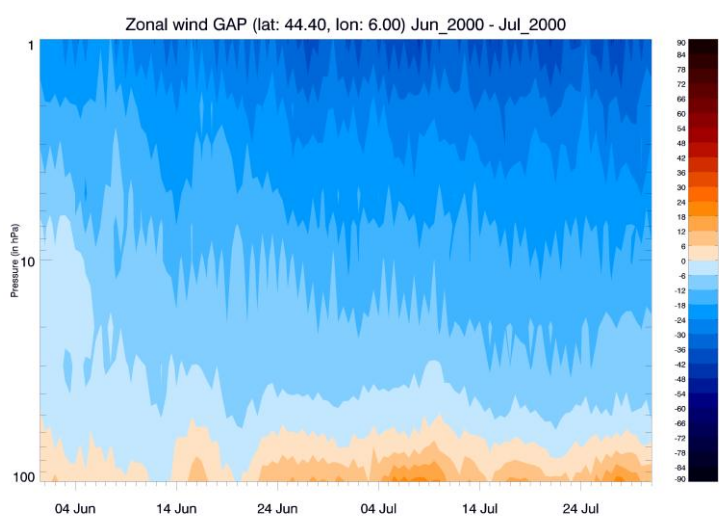
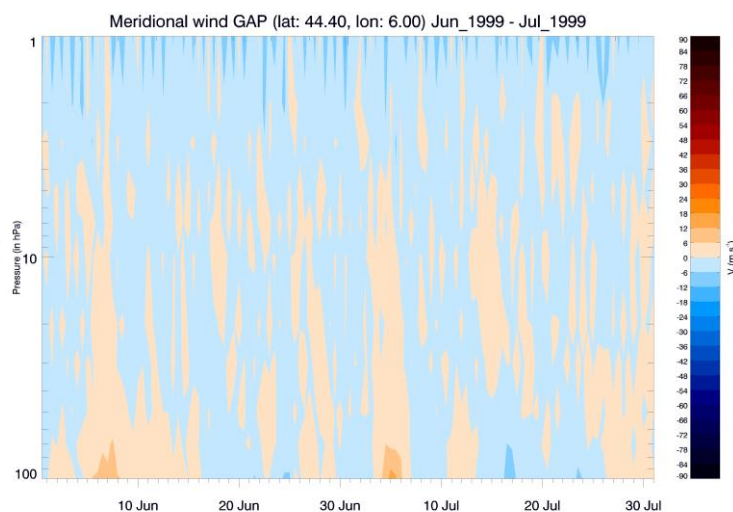
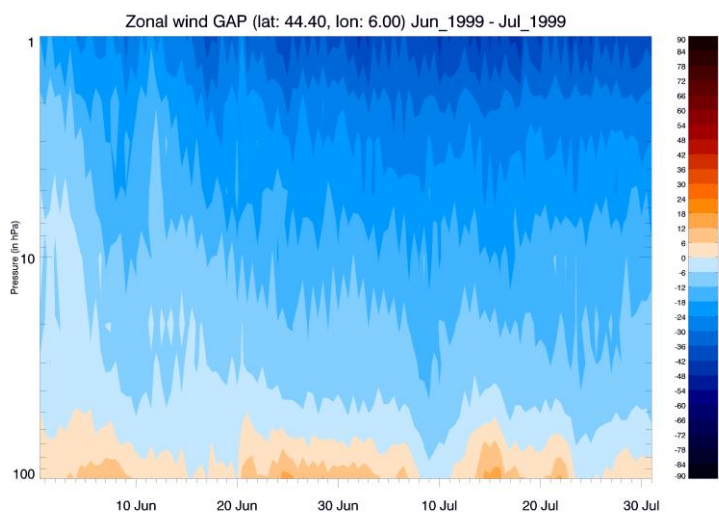
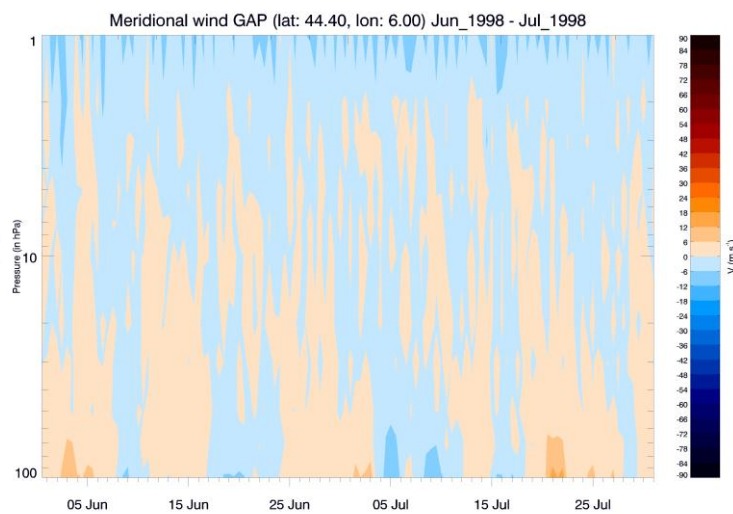
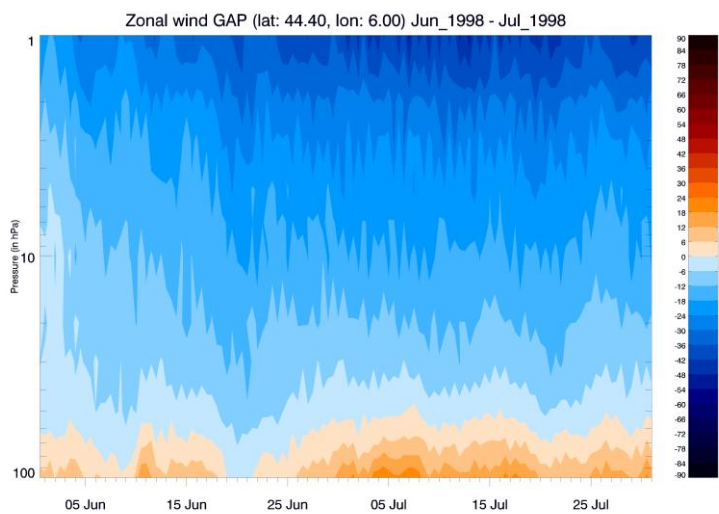


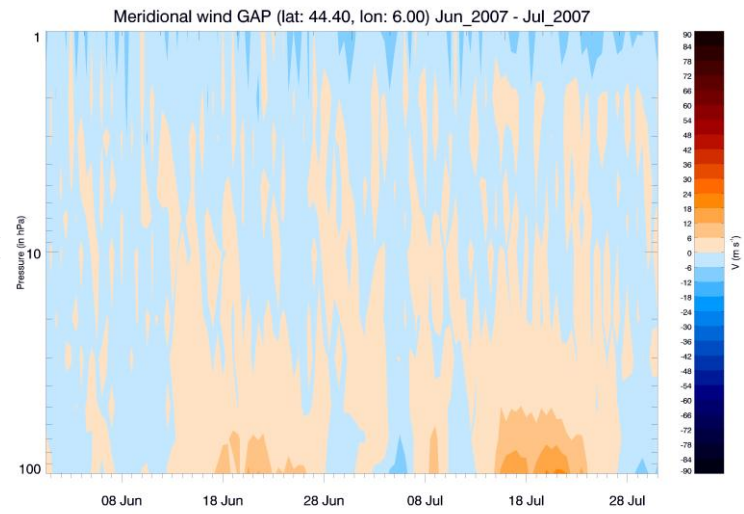
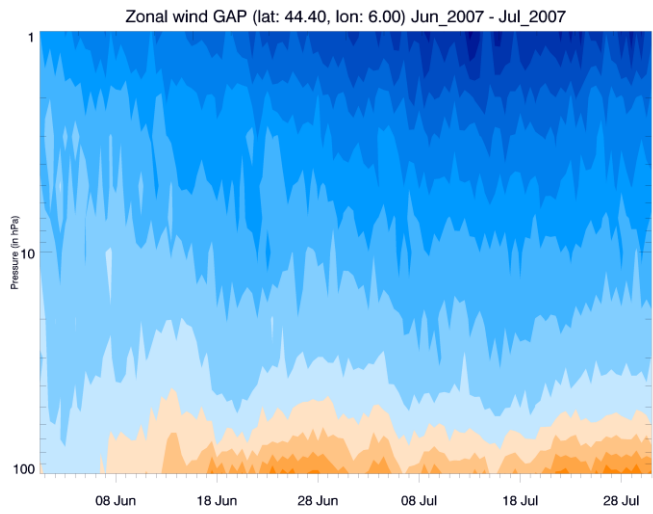
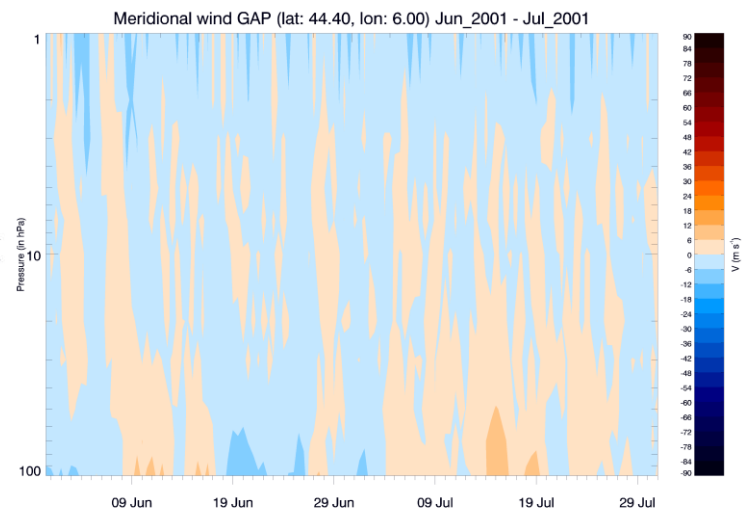
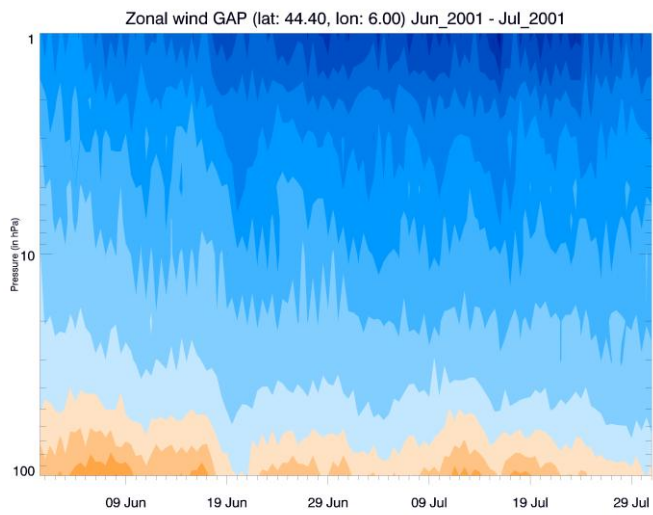
Vitesse du vent zonal et du vent méridien au-dessus de la base de Gap jusqu'à 1 hPa de juin à juillet pour les années : 1989, 1990, 1991, 1992, 1993, 1994, 1995, 1996, 1997, 1998, 1999, 2000, 2001 et 2007





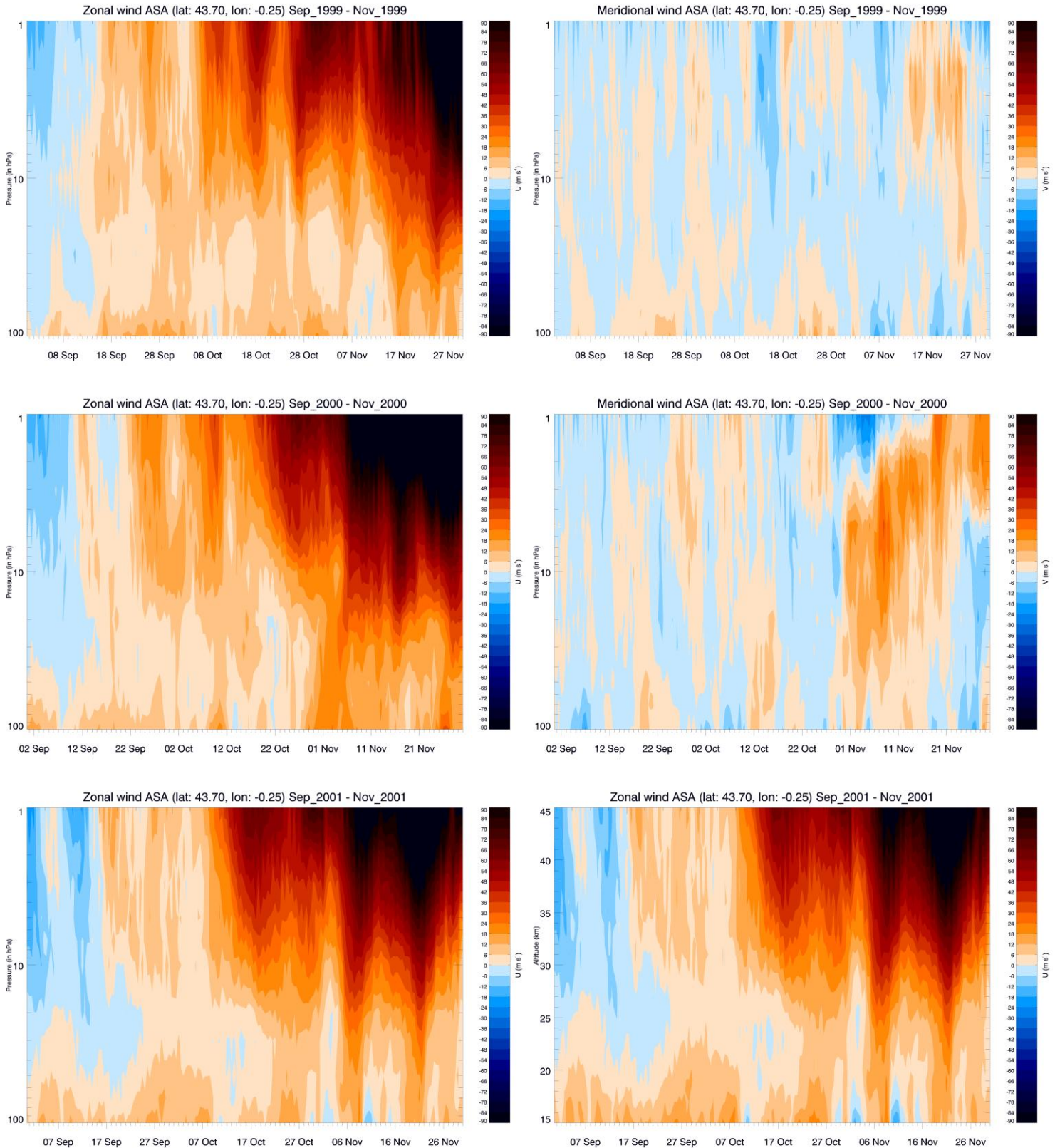


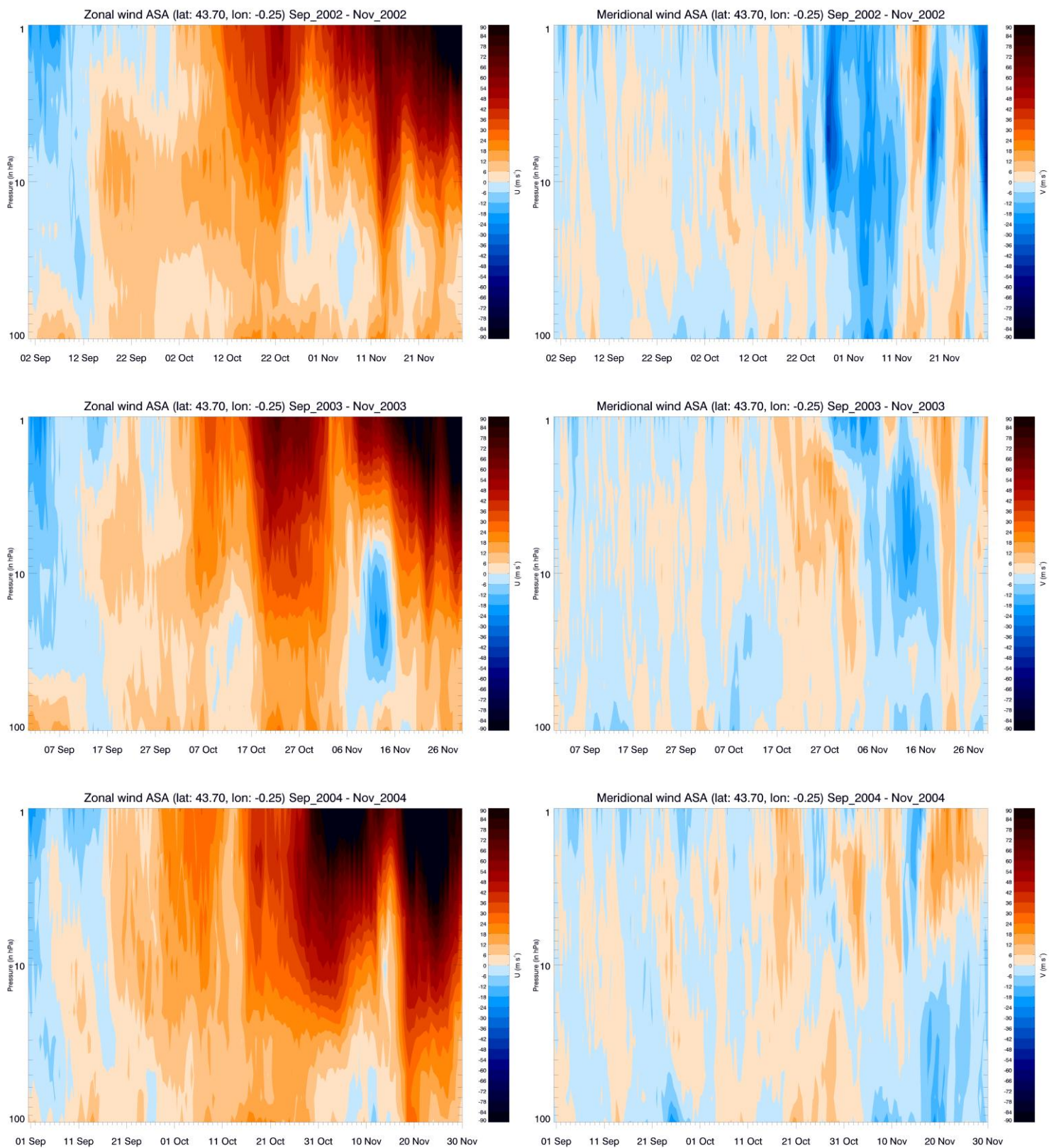


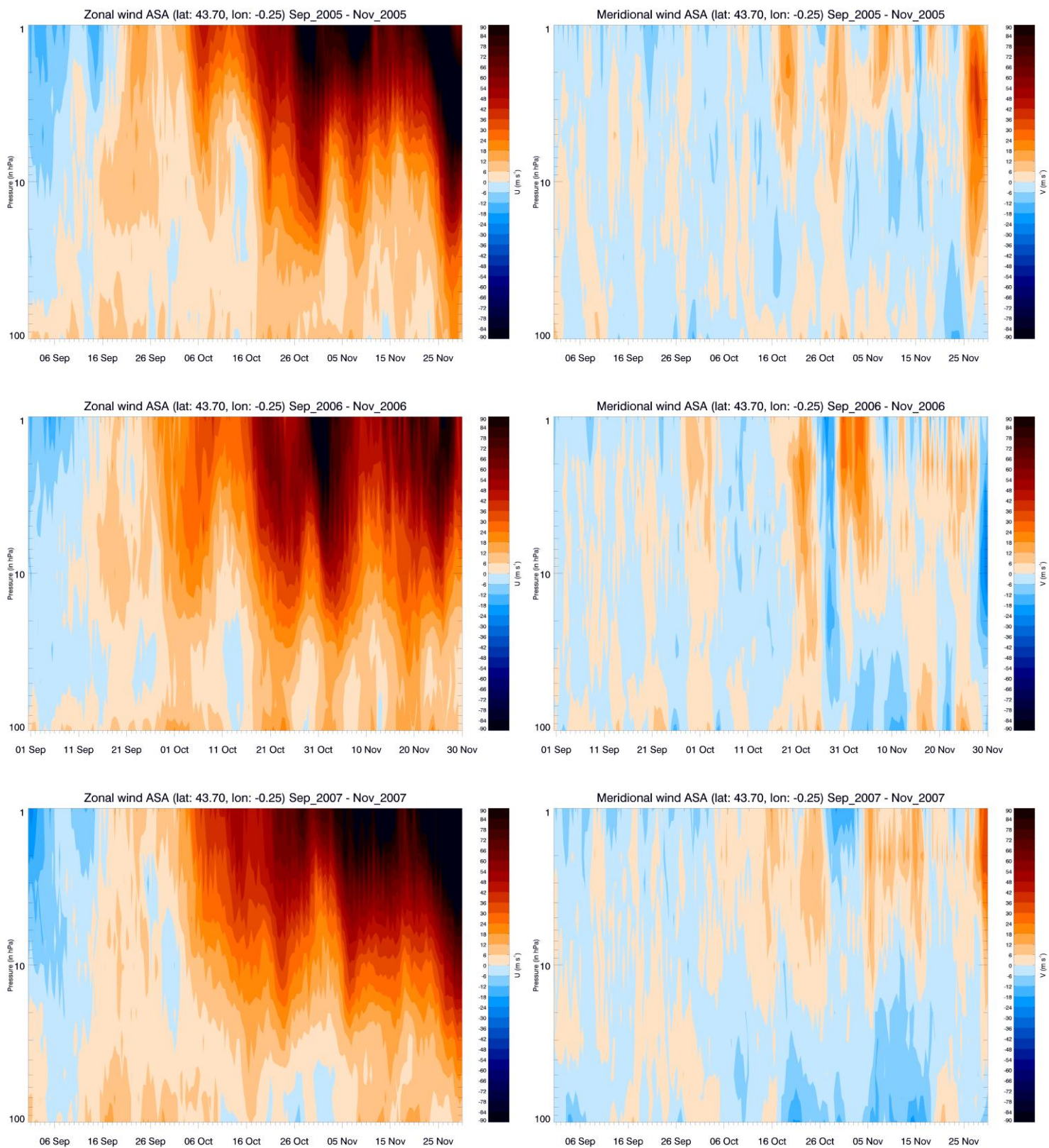


Annexe B6

Vitesse du vent zonal et du vent méridien au-dessus de la base d'Aire-sur-l'Adour jusqu'à 1 hPa de septembre à novembre pour: 1999, 2000, 2001, 2002, 2003, 2004, 2005, 2006 et 2007.

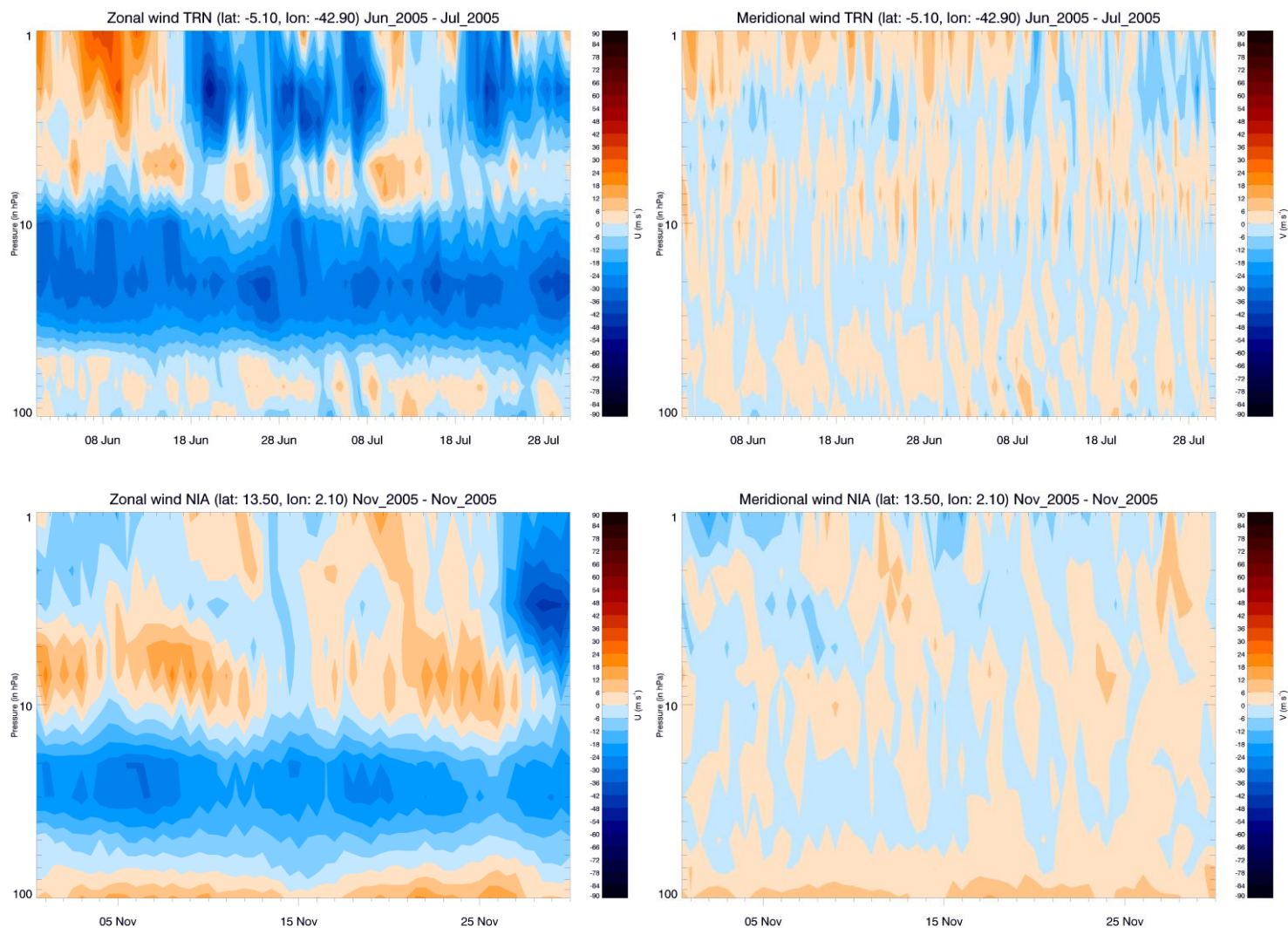






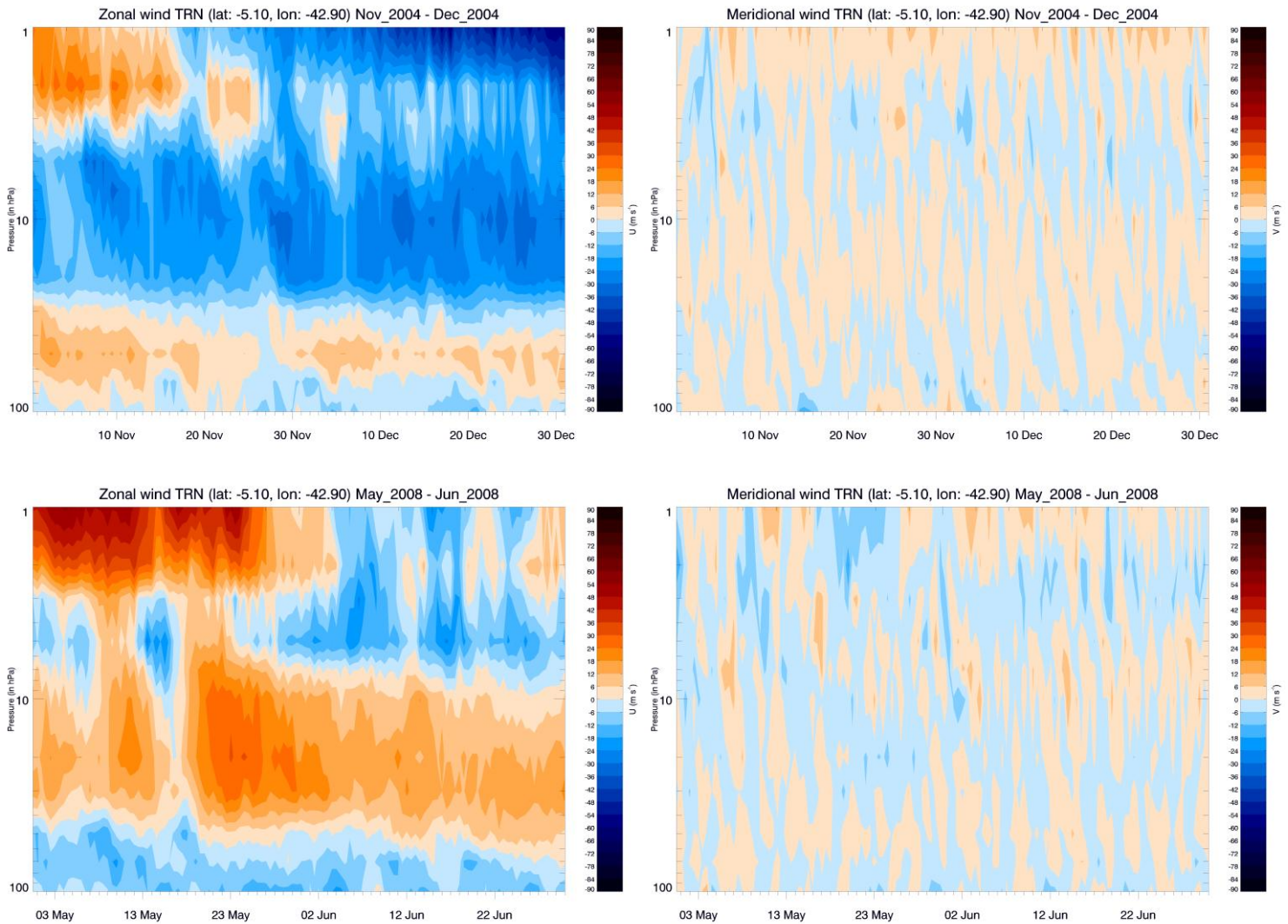
Annexe B7

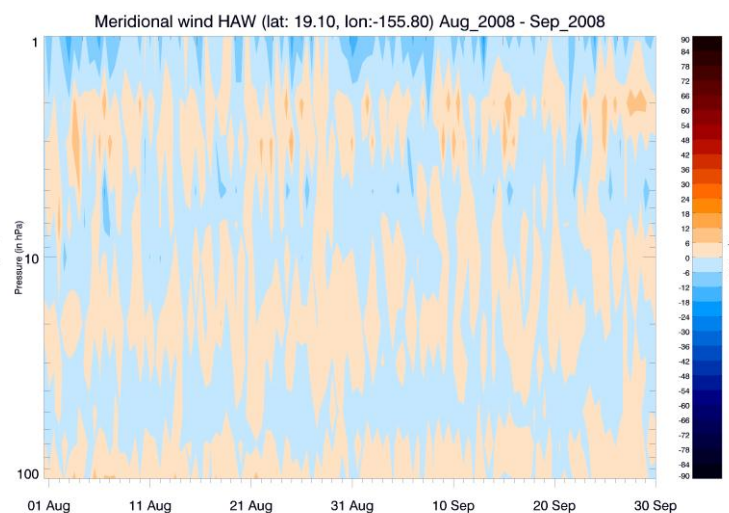
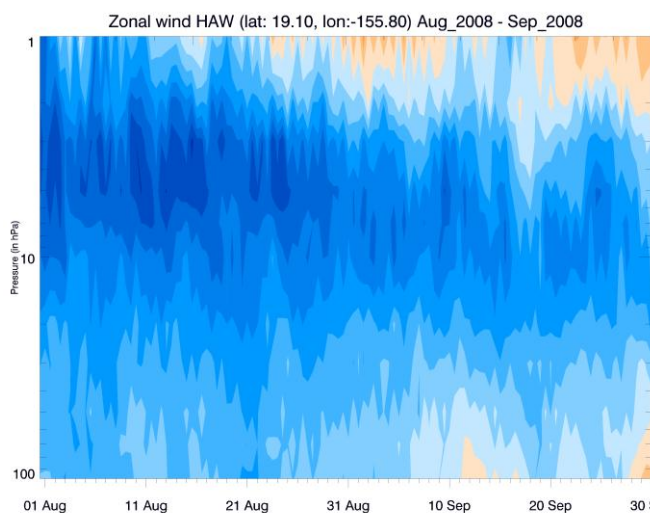
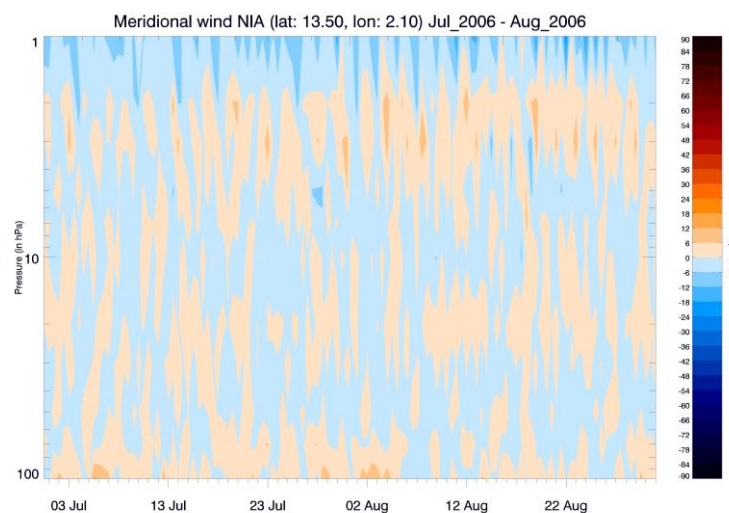
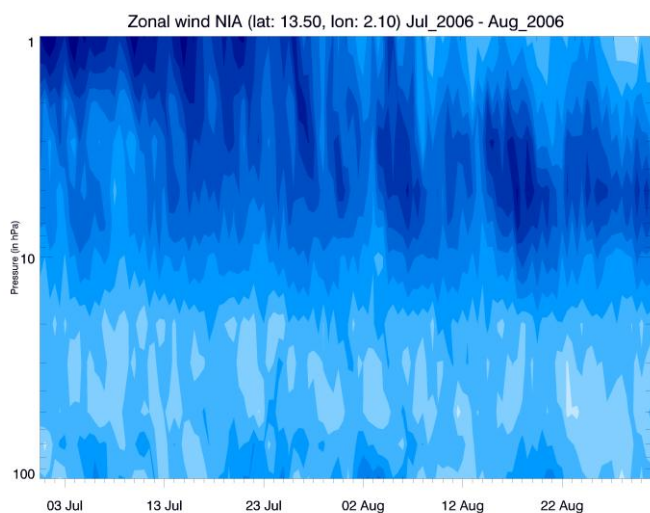
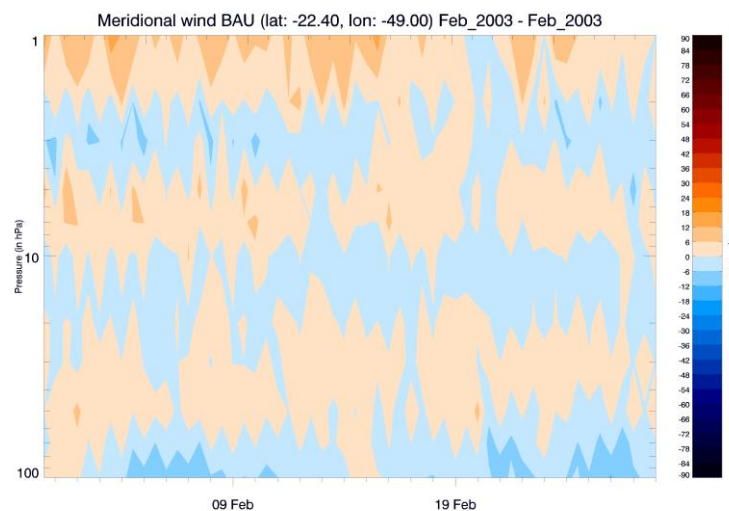
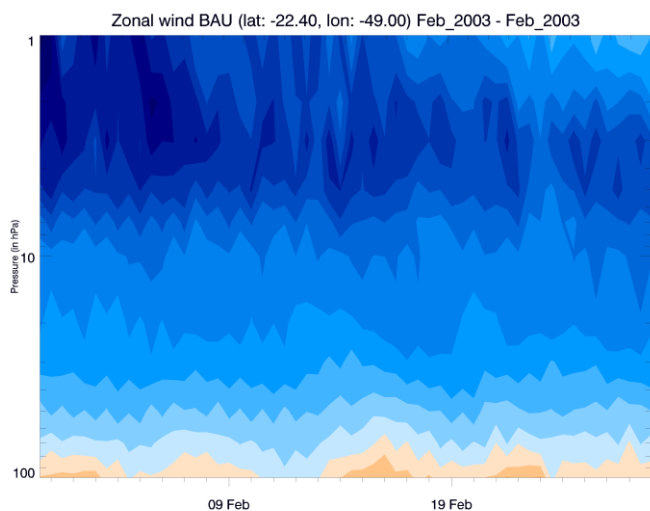
Vitesse du vent zonal et du vent méridien au-dessus de la base de Teresina jusqu'à 1 hPa de juin à juillet 2005 et au-dessus de la base de Niamey en novembre 2005.



Annexe B8

Vitesse du vent zonal et du vent méridien au-dessus de la base de Teresina jusqu'à 1 hPa de novembre à décembre 2004 et de mai à juin 2008 ; au-dessus de Bauru en février 2003, de Niamey de juillet à août 2006 et d'Hawaii d'août à septembre 2008





Références :

Andrews, D. G., J. R. Holton, and C. B. Leovy, 1987 : *Middle Atmosphere Dynamics*, Academic Press, Waltham, Massachusetts.

Baldwin, M. P., and L. J. Gray, 2005: Tropical stratospheric zonal winds in ECMWF ERA-40 reanalysis, rocketsonde data, and rawinsonde data. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L09806, doi:10.1029/2004GL022328.

Baldwin, M. P., L. J. Gray, T. J. Dunkerton, K. Hamilton, P. H. Haynes, W. J. Randel, J. R. Holton, M. J. Alexander, I. Hirota, T. Horinouchi, D. B. A. Jones, J. S. Kinnersley, C. Marquardt, K. Sato and M. Takahashi, 2001: The quasi-biennial oscillation, *Rev. Geophys.*, **39**(2), 179–229, doi:[10.1029/1999RG000073](https://doi.org/10.1029/1999RG000073).

Baldwin, M., and M. Dameris (Lead Authors), J. Austin, S. Bekki, B. Bregman, N. Butchart, E. Cordero, N. Gillett, H.-F. Graf, C. Granier, D. Kinnison, S. Lal, T. Peter, W. Randel, J. Scinocca, D. Shindell, H. Struthers, M. Takahashi, and D. Thompson, 2007 : Climate-ozone connections, Chapter 5 in Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006, *Global Ozone Research and Monitoring Project–Report No. 50*, 572 pp., World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.

Baron, P., Murtagh, D. P., Urban, J., Sagawa, H., Ochiai, S., Körnich, H., Khosrawi, F., Kikuchi, K., Mizobuchi, S., Sagi, K., Kasai, Y., and Yasui, M., 2012: Observation of horizontal winds in the middle-atmosphere between 30° S and 55° N during the northern winter 2009–2010, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **12**, 32473–32513, doi:10.5194/acpd-12-32473-2012.

Berrisford P, D. Dee, P. Poli, R. Brugge, K. Fielding, M. Fuentes, P. Kallberg, S. Kobayashi, S. Uppala and A. Simmons, 2011 : The ERA-Interim archive, *ERA report series*, ECMWF : Readink, UK.

Boccara, G., A. Hertzog, C. Basdevant, and F. Vial, 2008: Accuracy of NCEP/NCAR reanalyses and ECMWF analyses in the lower stratosphere over Antarctica in 2005. *J. Geophys. Res.*, **113**, D20115, doi:10.1029/2008JD010116.

Brasseur G. et S. Solomon: *Aeronomy of the Middle Atmosphere. Chemistry and Physics of the Stratosphere and the Mesosphere*. 1984; rev. ed. 1986. ISBN (1986) 90-277-2343-5; Pb 90-277-2344-3.

Brasseur, G. P. and Solomon, S., 2005 : *Aeronomy of the middle atmosphere*, *Atmospheric and Oceanographic Sciences Library*, Ed. Springer, 644p.

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

Butchart, N., A.A. Scaife, M. Bourqui, J. de Grandpré, S.H.E. Hare, J. Kettleborough, U. Langematz, E. Manzini, F. Sassi, K. Shibata, D. Shindell, and M. Sigmond, 2006 : Simulations of anthropogenic change in the strength of the Brewer-Dobson circulation, *Clim. Dyn.*, **27** (7-8), 727-741.

Butchart, N., I. Cionni, V. Eyring, T.G. Shepherd, D.W. Waugh, H. Akiyoshi, J. Austin, C. Brühl, M.P. Chipperfield, E. Cordero, M. Dameris, R. Deckert, S. Dhomse, S.M. Frith, R.R. Garcia, A. Gettelman, M.A. Giorgetta, D.E. Kinnison, F. Li, E. Mancini, C. McLandress, S. Pawson, G. Pitari, D.A. Plummer, E. Rozanov, F. Sassi, J.F. Scinocca, K. Shibata, B. Steil, and W. Tian, 2010 : Chemistry-climate model simulations of 21st century stratospheric climate and circulation changes, *J. Clim.*, **23** (20), doi: 10.1175/2010JCLI3404.1.

Charlton, A. J. and Polvani, L.M., 2007 : A new look at stratospheric sudden warmings. Part I. Climatology and modeling benchmarks, *Journal of Climate*, **20** (3). pp. 449-471. ISSN 1520-0442 doi: DOI: 10.1175/JCLI3996.1

Charron, M. and Coauthors, 2012: The stratospheric extension of the Canadian global deterministic medium-range weather forecasting system and its impact on tropospheric forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 1924–1944. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/MWR-D-11-00097.1>.

Christensen, T., B. M. Knudsen, J. P. Pommereau, G. Letrenne, A. Hertzog, F. Vial, J. Ovarlez, and M. Piot, 2007: Evaluation of ECMWF ERA-40 temperature and wind in the lower tropical stratosphere since 1988 from past long-duration balloon measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, **7**, 3399-3409, doi:10.5194/acp-7-3399-2007, 2007.

Cordero, E., P.A. Newman, C. Weaver, and E. Fleming, "Chapter 6: stratospheric dynamics and the transport of ozone and other trace gases", *Stratospheric Ozone: An Electronic Textbook*.

Dabberdt, W., H. Cole, A. Paukkunen, J. Horhammer, V. Antikainen, and R. Shellhorn, 2002: Radiosondes. *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, Vol. **6**, J. R. Holton, J. Pyle, and J. A. Curry, Eds., Academic Press, 1900-1913.

Deckert, R., and M. Dameris, 2008 : From ocean to stratosphere, *Science*, **322**, 53–55.

Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, L., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N. and Vitart, F., 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **137**: 553–597. doi: 10.1002/qj.828

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

Durre, Imke, Russell S. Vose, David B. Wuertz, 2006: Overview of the Integrated Global Radiosonde Archive. *J. Climate*, **19**, 53–68. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3594.1>

Engel, A., T. Möbius, H. Bönisch, U. Schmidt, R. Heinz, I. Levin, E. Atlas, S. Aoki, T. Nakazawa, S. Sugawara, F. Moore, D. Hurst, J. Elkins, S. Schauffler, A. Andrews, and K. Boering, 2009 : Age of stratospheric air unchanged within uncertainties over the past 30 years, *Nature Geosci.*, **2**, 28-31, doi: 10.1038/ngeo388.

Eyring, V., et al., 2005 : A strategy for process-oriented validation of coupled chemistry-climate models, *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **86**(8), 1117–1134, doi:JCLI-D-10-05028.1/BAMS-86-8-1117.

Garcia, R. R., T. J. Dunkerton, R. S. Lieberman, and R. A. Vincent, 1997 : Climatology of the semiannual oscillation of the tropical middle atmosphere, *J. Geophys. Res.*, **102**(D22), 26019–26032, doi:[10.1029/97JD00207](https://doi.org/10.1029/97JD00207).

Gerber, E. P. and Coauthors, 2010: Stratosphere-troposphere coupling and annular mode variability in chemistry-climate models. *J. Geophys. Res.*, **115**, D00M06, doi:10.1029/2009JD013770.

Hertzog A., C. Basdevant, F. Vial, C. R. Mechoso, 2004: The accuracy of stratospheric analyses in the northern hemisphere inferred from long-duration balloon flights. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 607-626.

Hertzog A., C. Basdevant, F. Vial, C. R. Mechoso, 2004: The accuracy of stratospheric analyses in the northern hemisphere inferred from long-duration balloon flights. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **130**: 607-626.

Hertzog, A., C. Basdevant, F. Vial, 2006: An Assessment of ECMWF and NCEP–NCAR Reanalyses in the southern hemisphere at the end of the presatellite era: results from the EOLE experiment (1971–72). *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 3367–3383. doi:<http://dx.doi.org/10.1175/MWR3256.1>

Hertzog, A., et al., 2007 : Stratéole/Vorcore—Long duration, superpressure balloons to study the Antarctic lower stratosphere during the 2005 winter, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **24**, 2048–2061.

Hess, P.G., 1991 : Mixing processes following the final stratospheric warming, *J. Atmos. Sci.*, **48**, 1625–1641.

Hirota, I., and T. Niki, 1985: A statistical study of inertia-gravity waves in the middle atmosphere. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **63**, 1055–1066.

Hitchcock, Peter, Theodore G. Shepherd, Gloria L. Manney, 2013: Statistical Characterization of Arctic Polar-Night Jet Oscillation Events. *J. Climate*, **26**, 2096–2116. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00202.1>

Hofmann, D. J., and T. Deshler, 1991 : Stratospheric cloud observations during formation of the Antarctic ozone hole in 1989, *J. Geophys. Res.*, **96**(D2), 2897–2912, doi:10.1029/90JD02494.

Holton, J.R., 2004 : *An Introduction to Dynamic Meteorology*, 4th edition, Elsevier Academic Press.

Holton, J.R., and M.J. Alexander, 2000 : The role of waves in the transport circulation of the middle atmosphere, in: *Atmospheric Science Across the Stratopause, Geophys Monograph: 123*, 21, American Geophysical Union.

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

Houchi, K., A. Stoffelen, G. J. Marseille, and J. De Kloe, 2010: Comparison of wind and wind shear climatologies derived from high-resolution radiosondes and the ECMWF model, *J. Geophys. Res.*, **115**, D22123, doi:[10.1029/2009JD013196](https://doi.org/10.1029/2009JD013196).

Huang, B., Z. Z. Hu, J. L. Kinter III, Z. Wu and A. Kumar, 2011: Connection of stratospheric QBO with global atmospheric general circulation and tropical SST. Part I: methodology and composite life cycle. *Climate Dyn.*, **38**, 1–23, doi:10.1007/s00382-011-1250-7.

Huesmann, A. S., and M. H. Hitchman, 2001: The stratospheric quasi-biennial oscillation in the NCEP reanalyses: Climatological structures, *J. Geophys. Res.*, **106**(D11), 11859–11874, doi:10.1029/2001JD900031.

Hurwitz, M.M., P.A. Newman, and C.I. Garfinkel, 2011 : The Arctic vortex in March 2011: a dynamical perspective. *Atm. Chem. Phys.*, **11**, 11447-11453, doi:10.5194/acp-11-11447-2011.

Kallberg P., 1997 : ‘Aspects of the re-analysed climate’. *ECMWF ERA-15 Project Report Series*, No. 2. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Shinfield, Reading, UK (available from www.ecmwf.int/publications)

Knudsen B. M., T. Christensen, A. Hertzog, A. Deme, F. Vial and J.-P. Pommereau, 2006: Accuracy of analyzed temperatures, winds and trajectories in the southern hemisphere tropical and midlatitude stratosphere as compared to long-duration balloon flights. *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 5391-5397.

Knudsen, B. M., J.-P. Pommereau, A. Garnier, M. Nunes-Pinharanda, L. Denis, P. Newman, G. Letrenne, and M. Durand, 2002 : Accuracy of analyzed stratospheric temperatures in the winter Arctic vortex from infrared Montgolfier long-duration balloon flights 2. Results, *J. Geophys. Res.*, **107**(D20), doi:[10.1029/2001JD001329](https://doi.org/10.1029/2001JD001329).

Krishnamurti, T. N., 1959 : A vertical cross section through the “polar-night” jet stream, *J. Geophys. Res.*, **64**(11), 1835–1844, doi:[10.1029/JZ064i011p01835](https://doi.org/10.1029/JZ064i011p01835).

-
- Kuroda, Y., and K. Kodera, 2001 : Variability of the polar night jet in the northern and southern hemispheres, *J. Geophys. Res.*, **106**(D18), 20703–20713, doi:[10.1029/2001JD900226](https://doi.org/10.1029/2001JD900226).
- Laroche S., R. Sarrazin, 2013 : Impact of radiosonde balloon drift on numerical weather prediction and verification. *Weather and Forecasting*, **28**(3), 772-782, doi:10.1175/WAF-D-12-00114.1.
- Lehmann, E., and P. N  vir, 2012: Uncertainties in relative atmospheric angular momentum computed from zonal winds in reanalysis data. *J. Geophys. Res.*, **117**, D09101, doi:10.1029/2011JD016658.
- Lin, P. and Q. Fu, 2013 : Changes in various branches of the Brewer–Dobson circulation from an ensemble of chemistry climate models, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **118**, 73–84, doi:10.1029/2012JD018813.
- Manney, G. L., K. Kr  ger, J. L. Sabutis, S. A. Sena, and S. Pawson, 2005: The remarkable 2003–2004 winter and other recent warm winters in the Arctic stratosphere since the late 1990s, *J. Geophys. Res.*, **110**, D04107, doi:[10.1029/2004JD005367](https://doi.org/10.1029/2004JD005367).
- Manney, G.L., M. Santee, M. Rex, N.J. Livesey, M. Pitts, P. Veefkind, Nash, Eric R.Wohltmann, IngoLehmann, Ralph, L. Froidevaux, Poole, Lamont R.Schoeberl, Mark R.Haffner, David P.Davies, Jonathan,V. Dorokhov, H. Gernandt, B. Johnson, R. Kivi, E. Kyr  , N. Larsen, 2011 : Unprecedented Arctic ozone loss in 2011. *Nature* **478**, no. 7370: 469-475.
- Manney, G.L., N.J. Livesey, C.J. Jimenez, H.C. Pumphrey, M.L. Santee, I.A. MacKenzie, and J.W. Waters, 2006 : EOS Microwave Limb Sounder observations of “frozen-in” anticyclonic air in Arctic summer, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. **33**, L06810, doi:10.1029/2005GL025418.
- Marshall, A. G., and A. A. Scaife, 2010 : Improved predictability of stratospheric sudden warming events in an atmospheric general circulation model with enhanced stratospheric resolution, *J. Geophys. Res.*, **115**, D16114, doi:10.1029/2009JD012643.
- Matsuno, T., 1970 : Vertical propagation of stationary planetary waves in the winter Northern Hemisphere, *J. Atmos. Sci.*, **27**, 871–883.
- Matsuno, T., 1971 : A dynamical model of the stratospheric sudden warming, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1479-1494.
- McIntyre, M. E. and T. N. Palmer, 1983: Breaking planetary waves in the stratosphere, *Nature*, **305**, 593-600.
- McIntyre, M. E. and T. N. Palmer, 1984: The ‘surf zone’ in the stratosphere, *J. Atmos. Terr. Phys.*, **46**, 825-849.

McLandress, C., and T.G. Shepherd, 2009 : Simulated anthropogenic changes in the Brewer-Dobson circulation, including its extension to high latitudes, *J. Clim.*, **22** (6), 1516-1540, doi: 10.1175/2008JCLI2679.1.

Moffat-Griffin, T., R. E. Hibbins, M. J. Jarvis, and S. R. Colwell, 2011: Seasonal variations of gravity wave activity in the lower stratosphere over an Antarctic Peninsula station. *J. Geophys. Res.*, **116**, D14111, doi:10.1029/2010JD015349.

Moreau G., C. Robert, V. Catoire, M. Chartier, C. Camy-Peyret, N. Huret, M. Pirre, L. Pomathiod, and G. Chalumeau, 2005: SPIRALE: a multispecies in situ balloonborne instrument with six tunable diode laser spectrometers. *Appl. Opt.*, **44**, 5972-5989.

Polavarapu, S., Shepherd, T. G., ROCHON, Y. and REN, S., 2005: Some challenges of middle atmosphere data assimilation. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **131**: 3513–3527. doi: 10.1256/qj.05.87.

Pommereau J. –P. and A. Hauchecorne, 1979: A new atmospheric vehicle: The Infra-Red Montgolfiere. *Advances in Space Research Scientific ballooning*, Riedler W. (ed.), Pergamon Press Oxford and New York, 55-58.

Pommereau, J.-P., Garnier, A., Held, G., Gomes, A. M., Goutail, F., Durry, G., Borch, F., Hauchecorne, A., Montoux, N., Cocquerez, P., Letrenne, G., Vial, F., Hertzog, A., Legras, B., Pissot, I., Pyle, J. A., Harris, N. R. P., Jones, R. L., Robinson, A. D., Hansford, G., Eden, L., Gardiner, T., Swann, N., Knudsen, B., Larsen, N., Nielsen, J. K., Christensen, T., Cairo, F., Fierli, F., Pirre, M., Maréchal, V., Huret, N., Rivière, E. D., Coe, H., Grosvenor, D., Edvarsen, K., Di Donfrancesco, G., Ricaud, P., Berthelier, J.-J., Godefroy, M., Seran, E., Longo, K., and Freitas, S., 2011: An overview of the HIBISCUS campaign, *Atmos. Chem. Phys.*, **11**, 2309-2339, doi:10.5194/acp-11-2309-2011.

Richter, J. H., A. Solomon, and J. T. Bacmeister, 2014 : On the simulation of the quasi-biennial oscillation in the Community Atmosphere Model, version 5, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **119**, 3045–3062, doi:10.1002/2013JD021122.

Rüfenacht, R., Kämpfer, N., and Murk, A., 2012: First middle-atmospheric zonal wind profile measurements with a new ground-based microwave Doppler-spectro-radiometer, *Atmos. Meas. Tech.*, **5**, 2647-2659, doi:10.5194/amt-5-2647-2012.

Scherhag, R., 1952 : Die explosionsartige Stratosphärenenerwärmung des Spät-winters 1951/52, *Ber. Deut. Wetterdienstes*, **6**, 51-63.

Seidel, D. J., B. Sun, M. Petey, and A. Reale, 2011: Global radiosonde balloon drift statistics. *J. Geophys. Res.*, **116**, D07102, doi:10.1029/2010JD014891.

Seviour, W. J. M., Butchart, N. and Hardiman, S. C., 2012 : The Brewer–Dobson circulation inferred from ERA-Interim. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **138**: 878–888. doi: 10.1002/qj.966.

Sigmond, M., J. F. Scinocca, V. V. Kharin, and T. G. Shepherd, 2013: Enhanced seasonal forecast skill following stratospheric sudden warmings. *Nature Geosci.*, **6**, 98-102.

SPARC CCMVal, 2010 : SPARC Report on the Evaluation of Chemistry-Climate Models, edited by V. Eyring, T.G. Shepherd, and D.W. Waugh, Stratospheric Processes And their Role in Climate (SPARC) Report No. 5, WCRP-132, WMO/TD-No. 1526, available: <http://www.atmosp.physics.utoronto.ca/SPARC>.

Thiéblemont R., 2012 : Dynamique de la stratosphère au printemps et en été : étude des couplages tropiques/pôles, Thèse de doctorat sous la direction de N. Huret, 2012, 276 p.

Torrence, C., and G. P. Compo, 1998: A practical guide to wavelet analysis, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **79**, 61–78, doi:10.1175/1520-0477(1998)079<0061: APTWA>2.0.CO;2.

Vial, F., A. Hertzog, C. R. Mechoso, C. Basdevant, P. Cocquerez, V. Dubourg, and F. Nouel, 2001: A study of the dynamics of the equatorial lower stratosphere by use of ultra-long-duration balloons: 1. Planetary scales. *J. Geophys. Res.*, **106**(D19), 22725–22743, doi:[10.1029/2000JD000241](https://doi.org/10.1029/2000JD000241).

Vincent, R. A. and Hertzog, A., 2014: The response of superpressure balloons to gravity wave motions, *Atmos. Meas. Tech.*, **7**, 1043–1055, doi:10.5194/amt-7-1043-2014.

Vitart F., 2004: Monthly Forecasting at ECMWF. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 2761–2779. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/MWR2826.1>

WMO (World Meteorological Organization), 2007 : Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006, *Global Ozone Research and Monitoring Project-Report No. 50*, 572 pp., Geneva, Switzerland.

WMO (World Meteorological Organization), 2011 : Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010, *Global Ozone Research and Monitoring Project-Report No. 52*, 516 pp., Geneva, Switzerland.

WMO (World Meteorological Organization), 2014 : Assessment for Decision-Makers: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2014, *Global Ozone Research and Monitoring Project-Report No. 56*, Geneva, Switzerland.

WMO, 1996: Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation. 6th ed. WMO Rep. 8, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.

World Meteorological Organization, 2003: Executive Summary of the WMO Intercomparison of GPS Radiosondes (Alcantara, Maranhão, Brazil, 20 May–10 June 2001). *Instruments and Observing Methods Report No.76*, WMO/TD-No.1153, Geneva.

Žagar, N., Gustafsson, N. and Källén, E., 2004: Variational data assimilation in the tropics: The impact of a background-error constraint. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **130**: 103–125. doi: 10.1256/qj.03.13.

Zink, F., and R. Vincent, 2001 : Wavelet analysis of stratospheric gravity wave packets over Macquarie Island: 1. Wave parameters, *J. Geophys. Res.*, **106**, 10,275–10,288.

Fabrice DURUISSEAU

Analyse des vents dans la stratosphère à l'aide des trajectoires des ballons et estimations des biais dans les réanalyses ERA-Interim

Résumé :

Dans un contexte actuel préoccupé par la couche d'ozone et son recouvrement ainsi que par le réchauffement global, comprendre, représenter et modéliser la dynamique stratosphérique sont des enjeux majeurs. Une question récurrente est de pouvoir évaluer les biais des modèles à haute altitude dans la stratosphère. Or la stratosphère est une couche de l'atmosphère difficilement accessible à la mesure. Une solution est d'extraire des informations en analysant les trajectoires des ballons qui sont essentiellement conditionnées par les mouvements des masses d'air.

Ces travaux de thèse ont donné naissance à une banque de données rassemblant des mesures de vent, de température et de pression issues des vols de ballons stratosphériques sur une période de plus de 20 ans à des régions variées (région polaire arctique, à moyenne latitude et en régions intertropicales) et à différentes saisons. Une méthode d'analyse des biais mesures/modèle a été mise en place et appliquée aux réanalyses ERA-Interim. Par comparaison avec une précédente étude faite dans des conditions de vortex polaire, les mesures ainsi que la méthode d'analyse des biais ont été validées. Enfin, une analyse systématique des biais sur le vent à haute altitude dans la stratosphère considérant plusieurs régions à différentes saisons a été implémentée.

Les résultats montrent que les biais dans les réanalyses ERA-Interim varient et augmentent en fonction de l'altitude. Les régions associées à des régimes bien établis sont plutôt bien représentées alors que les zones de transition ou de changement de circulation présentent plus de difficultés. D'une manière générale, les résultats de biais rapportent que les réanalyses ERA-Interim sous-estiment la vitesse du vent dans la stratosphère.

Mots clés : stratosphère, vent, mesures ballon, données réanalysées

Analyse of the stratospheric winds using balloons trajectories and biases estimation of the ERA-Interim reanalysis data

Abstract :

In a current context focused on the ozone layer recovery and on the global warming, understand, represent and model the stratospheric dynamic became major issues. Realism of these models needs to be assessed. Unfortunately the stratosphere is an atmospheric layer hardly accessible to measurements. Balloons trajectories are mainly depending on the air masses displacements. Extract measurements from balloon trajectories is a solution.

These works led to the creation of a database which contains winds, temperature and pressure measurements from stratospheric balloons flights data collected over a time period of more 20 years at several locations (arctic polar region, at mid-latitude and in tropics) and at different seasons. A methodology of winds biases analysis has been developed and has been applied to the ERA-Interim reanalysis data. By comparing our results with a previous study, we have been able to validate the database and the winds biases analyse methodology. A systematic analyse of winds biases at high altitude in the stratosphere considering several locations/seasons has been implemented.

The results show the biases in ERA-Interim reanalyses vary and rise as function of the altitude. The locations which are associated to well established circulations are rather well represented while the locations where the variability is higher present more difficulty. Globally biases results report ERA-Interim reanalyses underestimate wind speed in the stratosphere.

Keywords : stratosphere, wind, balloon measurements, reanalysis data



LPC2E-CNRS
3A, Av. de la Recherche Scientifique
45071 Orléans Cedex 2
FRANCE

